

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LOS
SEDIMENTOS CORRESPONDIENTES A LOS
SISTEMAS ENCADENADOS DE REGRESIÓN
FORZADA (FSST) Y DE NIVEL BAJO (LST), DE
EDAD MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO
DEL ALTO DE PATAO, AL NORTE DE PARIA.**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el título de
M.Sc. en Ciencias Geológicas
por la Ingeniero Geólogo
Asdrulymar Mota Fernández

Caracas, mayo 2015

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LOS
SEDIMENTOS CORRESPONDIENTES A LOS
SISTEMAS ENCADENADOS DE REGRESIÓN
FORZADA (FSST) Y DE NIVEL BAJO (LST), DE
EDAD MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO
DEL ALTO DE PATAO, AL NORTE DE PARIA.**

TUTOR ACADÉMICO: Dr. José Méndez Baamonde.

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el título de
M.Sc. en Ciencias Geológicas
por la Ingeniero Geólogo
Asdrulymar Mota Fernández

Caracas, mayo 2015

© Mota Fernández Asdrulymar 2015

Hecho el depósito de Ley

Depósito legal Ift7372016620408



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Ing. Asdrulymar Mota Fernández, C.I. V-12.685.934, bajo el título "ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LOS SEDIMENTOS CORRESPONDIENTES A LOS SISTEMAS ENCADENADOS DE REGRESIÓN FORZADA (FSST) Y DE NIVEL BAJO (LST), DE EDAD MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO DEL ALTO DE PATAO, AL NORTE DE PARIA", a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, dejan constancia de lo siguiente:

[Handwritten signature]

[Handwritten signature]

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 29 de Octubre de 2015 a las 10 a.m, para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el Salón Zuloaga de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Universidad Central de Venezuela, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual contestó a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que cumple a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado

[Handwritten signature]

Para dar este veredicto, el jurado, los profesores Dr. José Méndez Baamonde, M.Sc. Rafael Falcón y Dr. Rafael Ramírez, estimaron que el trabajo examinado representa en su conjunto una obra importante. Así mismo, esta investigación posee un enfoque novedoso en el área de la Geología y en la Exploración de Hidrocarburos en Venezuela.

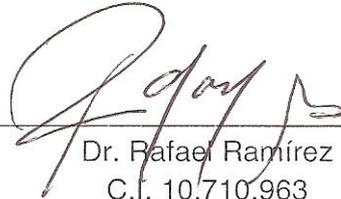
Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Ing. Asdrulymar Mota Fernández, C.I. V-12.685.934, bajo el título "ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LOS SEDIMENTOS CORRESPONDIENTES A LOS SISTEMAS ENCADENADOS DE REGRESIÓN FORZADA (FSST) Y DE NIVEL BAJO (LST), DE EDAD MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO DEL ALTO DE PATAO, AL NORTE DE PARIA", a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, dejan constancia de lo siguiente:



En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los veintiocho (28) días del mes de Octubre del año 2015, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del jurado el Dr. José Méndez Baamonde.



M.Sc. Rafael Falcón
C.I. 4.579.685
(Facultad de Ingeniería UCV)



Dr. Rafael Ramírez
C.I. 10.710.963
(PDVSA)



Dr. José Méndez Baamonde
C.I. 6.545.752
(Facultad de Ingeniería UCV)
Tutor

JR/28/10/2015

Página 2 de 2



*A mi hija Amaranta
su presencia es la
luz guía en mi vida.*

*Y a mi madre y a mi padre por su
amor incondicional.*

AGRADECIMIENTO

Se realizó este estudio gracias a Petróleos de Venezuela, S.A.-PDVSA, Gerencia Proyectos Exploratorios Costa Afuera, que proporcionó el apoyo financiero, parte del conjunto de datos e informes técnicos internos y a la Gerencia de Laboratorios y Nucleotecas-Laboratorio Geológico Oriente por permitirme el uso de sus instalaciones y microscopios.

En primer lugar deseo expresar mi profundo agradecimiento a Rafael Ramírez por toda la colaboración brindada como jefe para ejecutar este proyecto, siempre con plena disposición para formarme cada día como una mejor profesional, sus contribuciones técnicas y conocimiento transmitido, por todo el apoyo, muchas gracias.

Al Profesor José Méndez, por su motivación durante la realización de este proyecto, muy agradecida por todo el ánimo y por el apoyo brindado.

A los doctores Bodo Weber por su amplia experiencia, compartiendo conmigo su profundo conocimiento en lo relacionado a la geocronología, Geoffray Musial, Marvin Baquero, Luís Buatois y Carlos Zavala por sus valiosas observaciones, discusiones y generosa orientación.

Un agradecimiento especial a mis colegas y amigos Andres Laya, Emilys Patiño, Yoryi Valencia, José F. Castillo, Angelyreth Peraza, Rodolfo Rengifo, Donnal Roccabruna y Bertrand Valsardieu por la compilación de los datos generales y específicos, cooperación y para la publicación de los datos analizados en este estudio.

Agradezco a mis amigos Freddy Romero, Giancalo Tovar, Jessica Nuñez, Yolis Álvarez, por el aporte de ideas y motivación, Paula Bastos, Rocio Mendoza, María Silva, Natasha Acosta y Sailleth Cortez, por brindarme todo el apoyo y ánimo.

Ofrezco mi agradecimiento especial a mi familia, quienes en todo momento estuvieron allí para compartir este camino conmigo y a los que de una u otra forma están en mi vida, mil gracias.

MOTA F., ASDRULYMAR

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LOS SEDIMENTOS
CORRESPONDIENTES A LOS SISTEMAS ENCADENADOS
DE REGRESIÓN FORZADA (FSST) Y DE NIVEL BAJO (LST),
DE EDAD MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO DEL
ALTO DE PATAO, AL NORTE DE PARIA.**

Tutor Académico: Dr. José Méndez Baamonde
Tesis. Caracas. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geología. 2015, 165 p.

Palabras Claves: Formación Cubagua, Cuenca de Carúpano, Procedencia, Dickinson et al. (1983), Geocronología, muestras de núcleos.

Resumen: La presente investigación se realizó en el Alto de Patao, ubicado en la Cuenca de Carúpano, a partir de rocas de subsuelo pertenecientes a la Formación Cubagua, edad Mioceno tardío-Plioceno temprano. La finalidad del estudio fue determinar la procedencia y la edad máxima de depositación de los sedimentos del Alto de Patao presentes en los sistemas encadenados: de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST), edad Mioceno tardío-Plioceno temprano. Estos sedimentos contienen importantes reservas de gas y cantidades menores de condensado que fueron descubiertas por Lagoven S.A. entre los años 1979-1982. Con este estudio no solo se obtuvo una relación entre el material parental y las rocas del Alto de Patao en términos de los ambientes tectónicos que produjeron el aporte, mediante los diagramas ternarios propuestos por Dickinson et al. (1983), sino además, las posibles provincias geocronológicas que se le relacionan genéticamente.

Se compararon las edades de los circones detríticos que se extrajeron de las muestras de núcleo del Alto de Patao con las edades de las posibles zonas fuente. Para ello, se realizaron las mediciones de las relaciones isotópicas U-Pb, tomadas en circones detríticos, con la técnica de ablación láser, conectado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS, siglas en inglés).

Sobre el Alto de Patao, de acuerdo al análisis sedimentológico de núcleos, los ambientes se distribuyen de la siguiente manera: delta fluvial, en los campos Dragón y Patao, el cual varía lateralmente a ambiente turbidítico hacia los campos Mejillones y Río Caribe. En cuanto a la caracterización petrográfica de las areniscas: han sido poco afectadas por la diagénesis, los contactos entre granos principalmente son grano flotante, puntual, longitudinal y grano matriz, ha permitido conservar la porosidad primaria; las características de los granos son: fino a muy fino, de subangular hasta redondeado, en

general con buen escogimiento, sugiere una madurez textural, y la disposición de las muestras en el diagrama QmPK hacia la porción de Qm (cuarzo monocristalino) indica una tendencia a la madurez mineralógica, lo cual supone considerar un largo transporte. De acuerdo a los diagramas ternarios QtFLi y QmFLt discriminantes de ambientes tectónicos de Dickinson et al. (1983), los sedimentos Mioceno superior-Plioceno inferior del Alto de Patao proceden de aportes múltiples: mezclas entre bloque continental transicional, arco disectado y orógeno reciclado transicional. La información obtenida de los diagramas de Dickinson op. cit., integrada al análisis de un total de 551 cristales de circón detríticos extraídos de seis muestras de núcleos, confirma una mezcla de sedimentos con edades comprendidas entre Arcaico (>2500 Ma) a Mioceno tardío (5,6 Ma, edad de sedimentación). Alrededor del 50% de los granos de circón detríticos tienen edades del Grenvilliano (~ 1,3 a 0,9 Ga), Paleozoico y Jurásico, lo cual indica que fuentes andinas viajaron de oeste a este en el extremo norte de Suramérica, probablemente, en el sistema de drenaje paleo-Río Orinoco. El mismo sistema transportó a los detritos provenientes del Escudo de Guayana cuyo aporte fue menor (~20%, de edades > 1,3 Ga). Una cantidad significativa de 11% de circón con edades entre 900 y 540 Ma relacionados con la interacción de los cratones Amazonas, São Francisco y Paraná al SE del Escudo Brasileño, fueron recolectados a través del paleo-Río Amazonas, transportados a lo largo de la plataforma continental por el borde NE del continente mediante corrientes marinas hasta drenar en la Cuenca de Carúpano. La península de Araya-Paria junto con la cordillera del norte de Trinidad y la plataforma Margarita-Los Testigos, son las zonas fuentes más cercana desde donde detritos drenan en la Cuenca de Carúpano, principalmente los correspondientes a los de edad Cretácico y Cenozoico. Los cristales más jóvenes sugieren actividad volcánica contemporánea con la sedimentación durante el Mioceno tardío (5,6 +0,3 /-0.1 Ma).

INDICE GENERAL

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

RESÚMEN

INDICE GENERAL

INDICE DE FIGURAS

INDICE DE TABLAS

CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivo General.....	2
1.2. Objetivos Específicos.....	3
1.3. Ubicación geográfica del área de estudio.....	3
1.4. Antecedentes.....	4
CAPÍTULO II	6
MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1. Ambiente tectónico actual de la zona de colisión entre el arco del Caribe y el continente Suramericano.....	6
2.2. El origen de la Placa Caribe.....	7
2.3. Contexto tectónico regional.....	8
2.3.1. Jurásico.....	11
2.3.2. Cretácico Tardío ~ 80 Ma.....	11
2.3.3. Paleoceno ~ 60 Ma.....	13
2.3.4. Eoceno temprano ~ 52 Ma.....	14
2.3.5. Eoceno medio ~ 44 Ma.....	15
2.3.6. Oligoceno ~ 30 Ma.....	16
2.3.7. Mioceno medio ~ 14 Ma.....	18
2.3.8. Plioceno temprano ~ 5 Ma.....	21
2.4. Elementos estructurales de la Cuenca de Carúpano.....	21

2.5. Evolución geológica y estratigrafía de la Cuenca de Carúpano.....	23
CAPÍTULO III.....	31
ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.....	31
3.1. Análisis estratigráfico secuencial para el Alto de Patao....	31
3.1.1. Sistema Encadenado de Nivel Alto-HST.....	34
3.1.2. Sistema encadenado de regresión forzada-FSST...	34
3.1.3. Sistema encadenado de nivel bajo-LST.....	35
3.1.4. Sistema encadenado transgresivo-TST.....	35
CAPÍTULO IV.....	36
GENERALIDADES.....	36
4.1. Modas detríticas y Procedencia.....	36
4.1.1. Bloque Continental.....	38
4.1.1.1. Interior Cratónico.....	38
4.1.1.2. Continental-Transicional.....	38
4.1.1.3. Basamento Elevado.....	38
4.1.2. Arcos Magmáticos.....	39
4.1.2.1. Arco Disectado.....	39
4.1.2.2. Arco Transicional.....	39
4.1.2.3. Arco No disectado.....	39
4.1.3. Orógenos Reciclados.....	40
4.1.4. Campo de Mezcla.....	41
4.2. Geoquímica isotópica – Geocronología en circones detríticos.....	41
4.2.1. Principios de la física atómica.....	41
4.2.2. Leyes de transformación para cambios sucesivos o crecimiento de los hijos radiogénicos.....	48
4.2.3. Geocronología en circones detríticos, método U-Pb.....	50
4.2.3.1. Descomposición de isótopos de U.....	51
4.2.3.2. Concordia de Wetherill.....	54

CAPÍTULO V	57
METODOLOGÍA	57
5.1. Caracterización sedimentológica.....	57
5.1.1. Revisión y descripción macroscópica de los núcleos.....	57
5.1.2. Análisis de facies, asociaciones de las facies y modelo depositacional.....	58
5.1.3. Integración sísmica-sedimentológica:.....	59
5.1.4. Análisis petrográfico convencional.....	60
5.1.4.1. Clasificación de las areniscas.....	61
5.1.4.2. Diagénesis.....	62
5.1.5. Distribución de las modas detríticas, método Dickinson et al., 1983.....	63
5.2. Geocronología en circón detrítico, Método U-Pb.....	63
5.2.1. Preparación de las muestras.....	64
5.2.2. Catodoluminescencia.....	65
5.2.3. Análisis de isótopos de U-Pb (y elementos traza) en circón.....	65
5.2.4. Resultados.....	66
5.2.5. Discusión de las fuentes potenciales de circón detrítico.....	66
CAPÍTULO VI	67
CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA	67
6.1. Descripción macroscópica de los núcleos.....	67
6.1.1. Pozo DR-5.....	67
6.1.2. Pozo DR-7.....	71
6.1.3. Pozo DR-11.....	74
6.1.4. Pozo PA-3.....	78
6.1.5. Pozo PAS-1.....	80
6.1.6. Pozo MJ-2.....	83
6.1.7. Pozo RC-2.....	86
6.2. Análisis de facies.....	90

6.3.	Asociaciones de las facies y modelo depositacional.....	96
6.3.1.	Frente deltaico interno (FA1).....	96
6.3.2.	Frente deltaico superior (FA2) e inferior (FA3).....	97
6.3.3.	Prodelta (FA4).....	98
6.3.4.	Plataforma externa a planicie de cuenca (FA5).....	98
6.3.5.	Asociaciones de facies transgresivas (FA6 y FA7).....	99
6.4.	Integración sísmica-sedimentológica.....	102
6.4.1.	Mapa paleo-ambiental al tope del FSST (5.33 Ma).....	102
6.4.2.	Mapa paleo-ambiental al tope del LST (4.2 Ma).....	104
6.5.	Caracterización petrográfica.....	106
6.5.1.	Microfacies Siliciclásticas.....	108
6.5.1.1.	Microfacies Arcosa.....	108
6.5.1.2.	Microfacies Litarenita.....	109
6.5.1.3.	Microfacies Subarcosa.....	110
6.5.1.4.	Microfacies Grauvaca feldespática.....	111
6.5.2.	Microfacies Carbonatos de mezclas.....	112
6.5.2.1.	Microfacies Arenisca micrítica.....	112
6.5.2.2.	Microfacies Arenisca aloquímica.....	113
6.5.3.	Diagénesis.....	114
6.5.3.1.	Compactación.....	115
6.5.3.2.	Cementación.....	116
6.5.3.3.	Disolución.....	118
6.5.3.4.	Alteración.....	118
6.5.3.5.	Reemplazo.....	119
6.6.	Distribución de las modas detríticas, método Dickinson et al., 1983.....	122
CAPÍTULO VII.....		126
GEOCROLOGÍA EN CIRCÓN DETRÍTICO, MÉTODO U-Pb.....		126
7.1.	Resultados.....	126
7.1.1.	Campo Dragón.....	128
7.1.1.1.	Muestra DR-5.....	128

7.1.1.2.	Muestra DR-7	131
7.1.2.	Campo Patao.....	132
7.1.2.1.	Muestra PA-3.....	132
7.1.2.2.	Muestra PAS-1.....	134
7.1.3.	Campo Mejillones.....	136
7.1.3.1.	Muestra MJ-2.....	136
7.1.4.	Campo Río Caribe.....	137
7.1.4.1.	Muestra RC-2.....	137
7.2.	Discusión de las fuentes potenciales de circón detrítico...	139
7.2.1.	Zonas de origen cratónico: Escudo de Guayana...	141
7.2.2.	Mesoproterozoico tardío-Neoproterozoico temprano; Rocas “tipo Grevilleana”	142
7.2.3.	Cinturones móviles Brasiliano-Neoproterozoico (principalmente Criogénico-Ediacárico).....	143
7.2.4.	Rocas plutónicas y metamórficas de terrenos Paleozoico.....	144
7.2.5.	Fuente Arco ígneo Jurásico.....	144
7.2.6.	Dominio Caribe.....	145
CAPÍTULO VIII.....		149
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....		149
BIBLIOGRAFÍA.....		153
APÉNDICES.....		166

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. MAPA DE UBICACIÓN DE LOS CAMPOS PETROLEROS DRAGÓN, PATAO, MEJILLONES Y RÍO CARIBE LOCALIZADOS EN EL ALTO ESTRUCTURAL DE PATAO, AL NORTE DE LA PENÍNSULA DE PARIA (EN BORDES NEGROS LOS LÍMITES DE CADA CAMPO).....3

FIGURA 2. MAPA DE LA GRAVEDAD DE SANDWELL Y SMITH (1997) CON SATÉLITE AL AIRE LIBRE, DEL NORTE DE SURAMÉRICA Y EL CARIBE MUESTRA LA UBICACIÓN DE GRANDES FALLAS (LÍNEAS NEGRAS), PROVINCIAS TECTÓNICAS (ÁREAS NUMERADAS Y DELIMITADAS POR LÍNEAS DISCONTINUAS), Y GPS CON RESPECTO A UNA PLACA DE AMÉRICA DEL SUR FIJA (FLECHAS NEGRAS GRUESAS) (PÉREZ ET AL, 2001;.. WEBER ET AL, 2001; TRENKAMP ET AL, 2002). LAS PROVINCIAS TECTÓNICAS NUMERADAS INCLUYEN: 1= CUENCA VENEZOLANA; 2= AVES RIDGE- ANTILLAS DE SOTAVENTO; 3= CUENCAS GRENADA-BONAIRE-FALCÓN; 4= ANTILLAS MENORES-CORDILLERA DE LA COSTA; 5= CUENCAS TOBAGO-CARUPANO; 6= BARBADOS PRISMA DE ACRECIÓN - CUENCAS DE ANTEPAÍS ORIENTAL Y MARACAIBO, VENEZUELA. LÍNEAS DE PUNTOS ROJOS EN LA ZONA OCCIDENTAL SON LOS CONTORNOS DE PROFUNDIDAD EN KILÓMETROS A LA PARTE SUPERIOR DEL SLAB CARIBE EN SUBDUCCIÓN BAJO EL NOROESTE DE AMÉRICA DEL SUR (CON BASE EN ESTUDIOS TOMOGRÁFICOS POR VAN DER HILST Y MANN, 1994; TABOADA ET AL, 2000.); EN LA ZONA ORIENTAL, LÍNEAS DE PUNTOS NEGROS SON LOS CONTORNOS DE PROFUNDIDAD EN KILÓMETROS A LA PARTE SUPERIOR DEL SLAB SUBDUCIDO ATLÁNTICO BAJO EL ARCO DE LAS ANTILLAS MENORES (BASADO EN ESTUDIOS DE TERREMOTOS POR WADGE Y SHEPHERD, 1984). LA FIGURA ES UNA MODIFICACIÓN DE GORNEY ET AL. (2007) (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....7

FIGURA 3. MODELOS DE LA EVOLUCIÓN DE LA PLACA DEL CARIBE, OCEANIC PLATEAU CARIBE COLOMBIANO (COOP), Y "GRAN ARCO" DURANTE EL CRETÁCICO BASADO EN BURKE (1988), KERR ET AL. (2003), Y THOMPSON ET AL. (2004). MUESTRA DOS INTERVALOS DE TIEMPO, APROXIMADAMENTE A 90 MA A LA IZQUIERDA Y 85-80 MA A LA DERECHA. EL GRAN ARCO-AVES RIDGE SE DESARROLLA POR ENCIMA DE UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN CON BUSAMIENTO AL ESTE EN EL CRETÁCICO TEMPRANO. EL PLATEAU OCEÁNICO (CCOP= CARIBBEAN-COLOMBIAN OCEANIC PLATEAU) MAYORMENTE FORMADO ~90 MA EN LA PLACA DE FARALLON QUE ESTÁ EN SUBDUCCIÓN HACIA EL ESTE POR DEBAJO DEL GRAN ARCO DEL CARIBE. CUANDO LA GRUESA CORTEZA DEL PLATEAU CHOCÓ CON EL GRAN ARCO DEL CARIBE EN EL CRETÁCICO TARDÍO (CA. 85-80 MA), SE PRODUJO LA REVERSIÓN DE SUBDUCCIÓN (A), Y POSTERIOR SE PRODUJO MAGMATISMO POR ENCIMA DEL GRAN ARCO DEL CARIBE EN UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN-BUZAMIENTO HACIA EL OESTE (TOMADO DE WRIGHT AND WYLD, 2011).....8

FIGURA 4. (A) MAPA ESTRUCTURAL EN DOBLE TIEMPO (MILISEGUNDOS) AL TOPE DE LA SUPERFICIE BASAMENTO ACÚSTICO E INTERPRETACIÓN DE LAS FALLAS BASADAS EN SÍSMICA Y DATA DE POZO. NUMERADO Y CODIFICADO POR COLORES LAS FALLAS, REPRESENTAN LAS DIFERENTES PRINCIPALES FAMILIAS DE FALLAS INTERPRETADAS A LO LARGO DEL MARGEN CARIBE-AMÉRICA DEL SUR 1) FALLAS RUMBO DESLIZANTES DESTRAL, RUMBO E (NEGRAS); 2) FALLAS DE CORRIMIENTO, RUMBO SO (GRIS CLARO); 3) FALLAS DE DESGARRE, RUMBO NO (AZUL OSCURO); 4) FALLAS NORMALES, RUMBO E-NE (GRIS OSCURO). 5) FALLAS NORMALES, RUMBO SE (VERDE); 6) FALLAS DE CORRIMIENTO, RUMBO E (ROJO OSCURO). (B) MAPA ESTRUCTURAL EN DOBLE TIEMPO (MILISEGUNDOS) DEL FONDO OCEÁNICO; NOTE QUE LA MAYORÍA DE LAS FAMILIAS DE FALLAS QUE DEFORMAN EL BASAMENTO ACÚSTICO TAMBIÉN DEFORMAN EL FONDO

OCEÁNICO E INCLUYE LA FAMILIA DE FALLAS 7: RUMBO NO, CORRIMIENTO DE PIEL DELGADA Y FALLAS LISTRICAS NORMALES (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	10
FIGURA 5. DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS JURÁSICAS EN VENEZUELA (TOMADO DE YORIS Y OSTOS, 2005).....	11
FIGURA 6. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL CRETÁCICO TARDÍO ~80 MA (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	12
FIGURA 7. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL PALEOCENO ~60 MA (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	14
FIGURA 8. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL EOCENO TEMPRANO ~52 MA (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	15
FIGURA 9. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL EOCENO MEDIO ~44 MA (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	16
FIGURA 10. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL OLIGOCENO ~30 MA (TOMADO Y MODIFICADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	18
FIGURA 11. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL MIOCENO MEDIO ~14 MA (TOMADO Y MODIFICADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	20
FIGURA 12. MAPA PALEO-GEOGRÁFICO REGIONAL, MUESTRA LOS EFECTOS DE LA COLISIÓN OBLICUA ARCO CARIBE-PLACA SURAMERICANA EN EL PLIOCENO TEMPRANO ~5 MA (TOMADO DE ESCALONA Y MANN, 2011).....	21
FIGURA 13. ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LA CUENCA DE CARÚPANO (MODIFICADO DE YSACCIS, 1997).....	23
FIGURA 14. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL ÁREA CARÚPANO (MODIFICADO DE YSACCIS, 1997).....	24
FIGURA 15. (A) ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE CARÚPANO Y (B) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ALTO DE PATAO.....	25
FIGURA 16. DEFINICIÓN DE LAS SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS EN EL ALTO DE PATAO (TOMADO DE RAMÍREZ ET AL., 2013).....	32
FIGURA 17. MAPA DE UBICACIÓN DEL TRANSECTO SÍSMICO (A – A’; LÍNEA AZUL) Y SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE POZOS (B – B’; LÍNEA ROJA).....	32
FIGURA 18. (A) TRANSECTO SÍSMICO; (B) SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE POZOS, MUESTRAN LA ARQUITECTURA DE LOS SISTEMAS ENCADENADOS EN DIRECCIÓN OE A PARTIR DE LA SUPERFICIE DE AMARRE MFS-4 (TOMADO DE RAMÍREZ ET AL., 2013).....	33
FIGURA 19. DIAGRAMA TERNARIO, INDICA LAS ÁREAS TECTÓNICAS DE APORTE PROPUESTO POR DICKINSON Y SUCZEK (1979). ABREVIACIONES: Q=CUARZO TOTAL, F=FELDESPATOS, L=FRAGMENTOS LÍTICOS.....	36

FIGURA 20. DIAGRAMA TERNARIO DE CARACTERIZACIÓN DE ÁREAS TECTÓNICAS DE APORTE PROPUESTO POR DICKINSON ET AL., 1983. (A) QFLI Y (B) QMFLT. ABREVIACIONES: QT= CUARZO TOTAL, F= FELDESPATOS, LI= FRAGMENTOS LÍTICOS INESTABLES TOTALES, QM= CUARZO MONOCRISTALINO, F= FELDESPATOS, LT= FRAGMENTOS LÍTICOS TOTALES.....	37
FIGURA 21. REPRESENTACIÓN APROXIMADA DEL ÁTOMO DE HELIO. EN EL NÚCLEO LOS PROTONES ESTÁN REPRESENTADOS EN ROJO Y LOS NEUTRONES EN AZUL.....	42
FIGURA 22. TABLA PERIÓDICA DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS QUE INCLUYE NOMBRE, MASA ATÓMICA, NÚMERO ATÓMICO, CONFIGURACIÓN ELECTRÓNICA, PRIMERA ENERGÍA DE IONIZACIÓN, Y ELECTRONEGATIVIDAD.....	43
FIGURA 23. TIPOS COMUNES DE DESINTEGRACIÓN RADIATIVA. NÓTESE QUE EN CADA CASO CAMBIA EL NÚMERO DE PROTONES (NÚMERO ATÓMICO) EN EL NÚCLEO, PRODUCIENDO ASÍ UN ELEMENTO DIFERENTE.....	45
FIGURA 24. LA CURVA DE DESINTEGRACIÓN RADIATIVA MUESTRA UN CAMBIO QUE ES EXPONENCIAL. DESPUÉS DE UN PERÍODO DE SEMIDESINTEGRACIÓN QUEDA LA MITAD DEL PRECURSOR RADIATIVO. DESPUÉS DE UN SEGUNDO PERÍODO, QUEDA UNA CUARTA PARTE DEL PROGENITOR, Y ASÍ.....	48
FIGURA 25. CADENA DE DESINTEGRACIÓN DE ²³⁸ U RESULTANTE DE LA EMISIÓN SUCESIVA DE PARTÍCULAS A Y B. EL PRODUCTO DE LA DESINTEGRACIÓN FINAL ES EL ESTABLE ²⁰⁶ Pb	53
FIGURA 26. CADENA DE DESINTEGRACIÓN DE ²³⁵ U, EL PRODUCTO DE LA DESINTEGRACIÓN FINAL ES EL ESTABLE ²⁰⁷ Pb.....	53
FIGURA 27. DIAGRAMA DE CONCORDIA DE WETHERILL PARA LA INTERPRETACIÓN DE MINERALES CON U QUE HAN PERDIDO RADIOGENICO Pb Y, POR LO TANTO, GENERAN FECHAS DISCORDANTES.....	56
FIGURA 28. ESQUEMA DE AMBIENTALES DEPOSITACIONALES, CONSIDERA LAS SIGUIENTES SUBDIVISIONES: PLATAFORMA EXTERNA (POR DEBAJO DEL NIVEL DE BASE DE OLAS DE TORMENTAS), PLATAFORMA INTERNA (POR ENCIMA DEL NIVEL DE BASE DE OLAS DE TORMENTAS, PERO POR DEBAJO DEL NIVEL DE BASE DE OLAS DE BUEN TIEMPO); Y SHOREFACE (POR ENCIMA DEL NIVEL DE BASE DE OLAS DE BUEN TIEMPO Y POR DEBAJO DE LA LÍNEA DE MAREA BAJA). A SU VEZ, LA EQUIVALENCIA BATIMÉTRICA DE ESTOS TÉRMINOS CON RESPECTO A UN SISTEMA DELTAICO ES LA SIGUIENTE: EL SHOREFACE EQUIVALE AL FRENTE DELTAICO Y LA PLATAFORMA INTERNA EQUIVALE AL PRODELTA. DENTRO DE LOS DEPÓSITOS DE CUENCA SE UBICAN LAS TURBIDITAS (MODIFICADO DE CATUNEANU, 2006).....	59
FIGURA 29. SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SILICICLÁSTICAS.....	61
FIGURA 30. SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS CON MEZCLA DE COMPONENTES SILICICLÁSTICOS Y CARBONÁTICOS (TOMADO DE MOUNT, 1985)...	62
FIGURA 31. MODELO DIAGENÉTICO PROPUESTO POR SURDAM ET. AL., 1989.....	62
FIGURA 32. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO DR-5.....	70

FIGURA 33. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO DR-7.....	73
FIGURA 34. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO DR-11.....	77
FIGURA 35. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO PA-3.....	79
FIGURA 36. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO PAS-1.....	82
FIGURA 37. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO MJ-2.....	85
FIGURA 38. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LOS NÚCLEOS DEL POZO RC-2.....	89
FIGURA 39. ESQUEMA DE LAS FACIES, ASOCIACIONES DE LAS FACIES Y MODELO DEPOSITACIONAL PARA EL ALTO DE PATAO.....	101
FIGURA 40. MAPA DE EXTRACCIÓN DE AMPLITUD RMS INTEGRADO A LOS PALEO-AMBIENTES INTERPRETADOS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS NÚCLEOS A LO LARGO DE SUPERFICIE SU-3/CC (5.33 MA).....	103
FIGURA 41. MAPA PALEO-AMBIENTAL AL TOPE DEL SISTEMA FSST (5.33 MA).....	103
FIGURA 42. MAPA DE EXTRACCIÓN DE AMPLITUD RMS INTEGRADO A LOS PALEO-AMBIENTES INTERPRETADOS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS NÚCLEOS A LO LARGO DE SUPERFICIE MRS (4.2 MA).....	105
FIGURA 43. MAPA PALEO-AMBIENTAL AL TOPE DEL SISTEMA LST (4.2 MA).....	105
FIGURA 44. CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS SILICICLÁSTICAS CON MATRIZ MENOR QUE 15% SOBRE LOS SISTEMAS DE DEPOSITACIÓN LST Y FSST EN EL ALTO DE PATAO.....	107
FIGURA 45. CLASIFICACIÓN DE LA MUESTRA SILICICLÁSTICAS CON CONTENIDO DE MATRIZ 28,5% SOBRE LOS SISTEMAS DE DEPOSITACIÓN LST Y FSST EN EL ALTO DE PATAO.....	107
FIGURA 46. CLASIFICACIÓN DE ROCAS CON MEZCLA DE COMPONENTES SILICICLÁTICOS Y CARBONÁTICOS SOBRE LOS SISTEMAS DE DEPOSITACIÓN LST Y FSST EN EL ALTO DE PATAO.....	108
FIGURA 47. FOTOMICROGRAFÍA 1. OBJETIVO 5X, NICOLES CRUZADOS. ARCOSA. A- POZO PA-3, PROF. 7213', B- POZO MJ-2, PROF. 7325'. ASPECTO GENERAL, CUARZO MONOCRISTALINO (QM), FELDESPATO TIPO ORTOSA (FOR) Y PLAGIOCLASA (PLG), FRAGMENTO DE ROCA: ARCILLA (AR) Y CHERT (CH), MICAS: MUSCOVITA (M), BIOTITA (B), GLAUCONITA (GL) Y CEMENTO (C).....	109
FIGURA 48. FOTOMICROGRAFÍA 2. OBJETIVO 5X, NICOLES CRUZADOS. LITARENITA. POZO PA-3, PROF. 7405'. ASPECTO GENERAL, CUARZO MONOCRISTALINO (QM), FELDESPATO TIPO PLAGIOCLASA (PLG), FRAGMENTO DE ROCA: CHERT (CH) Y GLAUCONITA (GL).....	110

FIGURA 49. FOTOMICROGRAFÍA 3. OBJETIVO 2.5X. SUBARCOSA. POZO RC-2, PROF. 7872'6". A- NICOLES CRUZADOS. B- NICOLES PARALELOS. ASPECTO GENERAL DE LA MUESTRA.....	111
FIGURA 50. FOTOMICROGRAFÍA 4. OBJETIVO 5X. GRAUVACA FELDESPÁTICA. POZO MJ-2, PROF. 7479'. A- NICOLES CRUZADOS. B- NICOLES PARALELOS. ASPECTO GENERAL.....	112
FIGURA 51. FOTOMICROGRAFÍA 5. OBJETIVO 2.5X, NICOLES CRUZADOS. ARENISCA MICRÍTICA. POZO DR-11. A- PROF. 7436'. MATRIZ MICRÍTICA (MMI) Y AMPHISTEGINA (AM). B- PROF. 7435'. GLAUCONITA (GL), FELDESPATO (F), FRAGMENTO DE ROCA: GNEIS (FR) Y CUARZO MONOCRISTALINO (QM).....	113
FIGURA 52. FOTOMICROGRAFÍA 6. OBJETIVO 5X. ARENISCA ALOQUÍMICA DE ALGAS ROJAS CORALINAS. POZO DR-11, PROF. 7451'. A- OBJETIVO 5X, NICOLES CRUZADOS. B- OBJETIVO 2.5X, NICOLES PARALELOS. ASPECTO GENERAL.....	114
FIGURA 53. MUESTRAS EL MODELO DIAGENÉTICO PROPUESTO PARA EL INTERVALO MIOCENO TARDÍO PLIOCENO TEMPRANO DEL ÁREA DE NORTE DE PARIA.....	115
FIGURA 54. FOTOMICROGRAFÍA 7. POZO PA-3. A- PROF. 7325', OBJETIVO 2.5X, NICOLES PARALELOS. NÓTESE LOS CONTACTOS ENTRE LOS GRANOS. B- PROF. 7182', OBJETIVO 20X, NICOLES CRUZADOS. MICA DEFORMADA.....	116
FIGURA 55. FOTOMICROGRAFÍA 8. POZO MJ-2. PROF. 7415', OBJETIVO 20X, NICOLES PARALELOS. CEMENTO DE SIDERITA, MICROCRISTALINA EQUIGRANULAR.....	117
FIGURA 56. FOTOMICROGRAFÍA 9. POZO PA-3. PROF. 7213', OBJETIVO 10X, NICOLES CRUZADOS. CEMENTO DE CALCITA.....	117
FIGURA 57. FOTOMICROGRAFÍA 10. POZO PA-3. PROF. 7182', OBJETIVO 20X, NICOLES CRUZADOS. SOBRECRECIMIENTO DE CUARZO (FLECHA).....	117
FIGURA 58. FOTOMICROGRAFÍA 11. POZO DR-11. PROF. 7451', OBJETIVO 20X, NICOLES CRUZADOS. CEMENTO DE DOLOMITA.....	118
FIGURA 59. FOTOMICROGRAFÍA 12. POZO DR-11. PROF. 7405', OBJETIVO 10X, NICOLES PARALELOS. SE OBSERVA POROSIDAD (Ø).....	118
FIGURA 60. FOTOMICROGRAFÍA 13. POZO MJ-2. A- PROF. 7439', OBJETIVO 20X, NICOLES CRUZADOS. SE OBSERVA ALTERACIÓN DE MICA MUSCOVITA A ILLITA-ESMECTITA. B- PROF. 7446', OBJETIVO 10X, NICOLES PARALELOS. SE OBSERVA ALTERACIÓN DE MICA BIOTITA A GLAUCONITA.....	119
FIGURA 61. FOTOMICROGRAFÍA 14. POZO MJ-2. PROF. 7428', OBJETIVO 10X, NICOLES CRUZADOS. REEMPLAZO PARCIAL DE FRAGMENTOS DE MICROCLINO (FMI) POR CALCITA (C).....	120
FIGURA 62. MICROFACIES ARCOSA Y ARENISCA MICRÍTICA INTEGRADAS EN EL ESQUEMA DEPOSITACIONAL PROPUESTO PARA EL ALTO DE PATAO.....	121
FIGURA 63. DIAGRAMA TRIANGULAR QMPK DE DICKINSON ET AL. (1983), MUESTRA LA DISPOSICIÓN DE LAS MUESTRA HACIA LA PROPORCIÓN DE CUARZO MONOCRISTALINO. QM= CUARZO MONOCRISTALINO, P= PLAGIOCLASA, F= FELDESPATOS.....	123

FIGURA 64. MODAS DETRÍTICAS DE LAS ARENISCAS DEL ALTO DE PATAO PLOTEADAS EN LOS DIAGRAMAS DE PROCEDENCIA DE DICKINSON ET AL. (1983) (A) QTFLI Y (B) QMFLT. QT= CUARZO TOTAL, F= FELDESPATOS, LI= FRAGMENTOS LÍTICOS INESTABLES TOTALES, QM= CUARZO MONOCRISTALINO, F= FELDESPATOS, LT= FRAGMENTOS LÍTICOS TOTALES.....124

FIGURA 65. ÁREAS TECTÓNICAS CERCANAS AL ALTO DE PATAO, FUENTES DE LOS DETRITOS DEPOSITADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO (MODIFICADO XIE Y MANN, 2014).....125

FIGURA 66. IMÁGENES DE CATODOLUMINESCENCIA (CL) DE CIRCONES DETRÍTICOS, MUESTRA DR-7(IZQ.) Y PA-3 (DER.). SE OBSERVA UN GRAN VARIEDAD DE CRISTALES DE CIRCÓN TANTO CON LUMINESCENCIA ALTA (BLANCO) Y BAJA (GRIS OSCURO), ZONEAMIENTO MAGMÁTICO, NÚCLEOS, FORMAS VARIADAS ENTRE MUY REDONDEADAS, INDICANDO TRANSPORTE LARGO, Y PRISMÁTICOS ALARGADOS, ESTOS ÚLTIMOS INDICANDO POCO TRANSPORTE.....127

FIGURA 67. DIAGRAMA DE MEDIA PONDERADA, PRESENTA LA EDAD DE LOS GRANOS DE CIRCÓN MÁS JÓVENES PRESENTES EN LA MUESTRA DR-5.....129

FIGURA 68. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA DR-5 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS. (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....130

FIGURA 69. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA DR-7 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....132

FIGURA 70. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA PA-3 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....133

FIGURA 71. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA PAS-1 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....135

FIGURA 72. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA MJ-2 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....137

FIGURA 73. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE U-PB EN CIRCÓN DE LA MUESTRA RC-2 POR ICP-MS. (A) HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE TODOS LOS DATOS (EDAD (MA): ES LA EDAD APARENTE 206PB/238U HASTA 900 MA Y LA EDAD 207PB/206PB A PARTIR DE 900 MA; BASADO EN EL PROMEDIO DE AMBOS); (B) PROBABILIDAD ACUMULATIVA EN %; (C) DIAGRAMA DE CONCORDIA TIPO WETHERHILL Y (D) ACERCAMIENTO DEL RANGO MÁS JOVEN QUE 350 MA (LOS NÚMEROS ROJOS CORRESPONDEN A LAS EDADES DE LOS PICOS DE LA CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA EN (A)).....139

FIGURA 74. MAPA GENERALIZADO DE NORTE Y CENTRO DE AMÉRICA EL SUR CON LAS PROVINCIAS GEOCRONOLÓGICAS DEL CRATÓN AMAZÓNICO EN VENEZUELA Y BRASIL, CINTURONES ANDINO Y BRASILIANO, MODIFICADO DE CORDANI ET AL. (2000). - EL SISTEMA DE DRENAJE SUDAMERICANO HOY EN DÍA ADOPTADO DE POTTER (1997).....141

FIGURA 75. MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE VENEZUELA (MODIFICADO DE BELLIZIA, 1984) MOSTRANDO POTENCIALES ZONAS DE ORIGEN ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS DE CIRCÓN DETRÍTICO QUE DRENA EN EL SISTEMA DEL RÍO PALEO-ORINOCO (MODIFICADO DE ESCALONA Y MANN, 2011). RECONSTRUCCIÓN DE PALEO-POSICIÓN PARA MIOCENO SUPERIOR DE LA ISLA DE MARGARITA, ARAYA-PARIA PENÍNSULA, TRINIDAD Y TOBAGO ESTIMA A PARTIR PINDELL Y KENNAN (2009).....147

FIGURA 76. DIAGRAMA DE DISTRIBUCIÓN DE LA EDAD DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS U-PB; MUESTRA PARA CADA POZO EL HISTOGRAMA COMBINADO CON LA PROBABILIDAD RELATIVA QUE CONTIENE $N =$ NÚMERO DE EDADES UTILIZADO PARA LA INTERPRETACIÓN. LOS BLOQUES DE COLORES REPRESENTAN REGIONES DE ORIGEN PRINCIPALES (EDADES TÍPICAS).....148

INDICE DE TABLAS

TABLA 1. ABUNDANCIA ISOTÓPICA, PERIODO DE SEMI-DESINTEGRACIÓN (T 1/2) Y LA CONSTANTE DE DESINTEGRACIÓN (λ) DE LOS PRINCIPALES ISÓTOPOS NATURALES DE U (TOMADO DE FAURE & MENSING, 2005).....	52
TABLA 2. ÍNDICE DE BIOTURBACIÓN DE ACUERDO A TUCKER, 1996.....	57
TABLA 3. ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN DE FACIES DESCRIPTIVA UTILIZADA EN ESTE TRABAJO.....	58
TABLA 4. MUESTRAS ANALIZADAS POR PETROGRAFÍA.....	106
TABLA 5. TABLA DE PORCENTAJES MODALES RECALCULADOS PARA CADA MUESTRA DEL ALTO DE PATAO.....	122
TABLA 6. MUESTRAS DE NÚCLEOS TOMADAS DE POZOS DEL ALTO DE PATAO (UBICACIÓN VER FIGURA 14 Y 15).....	127

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El Alto de Patao, es un alto estructural sumergido en costa afuera, al oriente de Venezuela, y está ubicado en la Cuenca de Carúpano, en la parte norte de la Península de Paria. En este alto se localizan los campos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe, áreas donde se descubrieron importantes reservas de gas y cantidades menores de condensado en sedimentos correspondientes a la Formación Cubagua, del Mioceno superior-Plioceno inferior. Estos descubrimientos fueron realizados por la antigua filial de Petróleos de Venezuela, Lagoven S.A., entre los años 1979-1982.

PDVSA, a través de la Dirección Ejecutiva de Exploración y Estudios Integrados de Yacimientos (DEXEIIY), Gerencia de Proyectos Exploratorios Costa Afuera, planteó en el año 2010 la revisión económica del área, a partir de un estudio geológico multidisciplinario denominado *Proyecto de Generación de Prospecto (PGP) Norte de Paria*, donde se propuso a demás entender la procedencia de los sedimentos que conforman el reservorio, incierta para el momento.

La procedencia y edad máxima de depositación de las unidades sedimentarias que conforman el reservorio en el Alto de Patao presentes en los sistemas encadenados: de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST), edad Mioceno tardío-Plioceno temprano, del modelo sismo-estratigráfico planteado en el PGP Norte de Paria, se obtuvo mediante la integración de dos métodos:

- a) Los diagramas ternarios propuestos por Dickinson et al., 1983. Se emplearon para establecer la procedencia partiendo de la caracterización petrográfica, se determinó la composición de los minerales detríticos y autigénicos, y a través de graficar los componentes: Q=cuarzo total, F=Feldespatos, L=fragmentos líticos en los diagramas ternarios de

Dickinson op. cit., se interpretó la naturaleza de las áreas de aporte en términos de su ubicación en las placas tectónicas, y

b) Las mediciones de las relaciones isotópicas U-Pb, tomadas de los circones detríticos. Las mediciones se realizaron mediante la técnica de ablación láser, conectado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS, siglas en inglés).

El propósito del presente estudio es investigar las posibles relaciones genéticas existentes entre las diferentes provincias geocronológicas, comparando las edades obtenidas mediante los análisis especiales de los circones detríticos asociados a los sedimentos contenidos en el Alto de Patao, con las edades establecidas de las posibles zonas de fuentes de aporte, ya sean de arco volcánico al norte o de tipo continental al sur.

1.1. Objetivo General

Analizar la procedencia del material detrítico que se sedimentó en los sistemas encadenados de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST) durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano en el área comprendida entre los Campos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe localizados en el Alto estructural de Patao (Cuenca de Carúpano; al norte de la península de Paria) .

1.2. Objetivos Específicos

- Identificar las facies sedimentarias y los ambientes depositacionales del área de estudio.
- Analizar las características petrográficas de los distintos ambientes depositacionales.
- Establecer las áreas tectónicas de aporte mediante el estudio de modas detríticas, método Dickinson.
- Determinar las provincias geocronológicas, fuente de los detritos que se sedimentaron en el área de estudio y la edad máxima de depositación, a través de la geocronología en circones detríticos, mediante dataciones de U-Pb.

1.3. Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio (fig. 1) comprende el Alto estructural de Patao, ubicado en la Cuenca de Carúpano. Se encuentra en la parte nororiental de la plataforma continental de Venezuela, al norte de la Península de Paria (Estado Sucre). Los pozos seleccionados para este estudio se localizan en el Alto de Patao, específicamente en los campos de hidrocarburos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe.

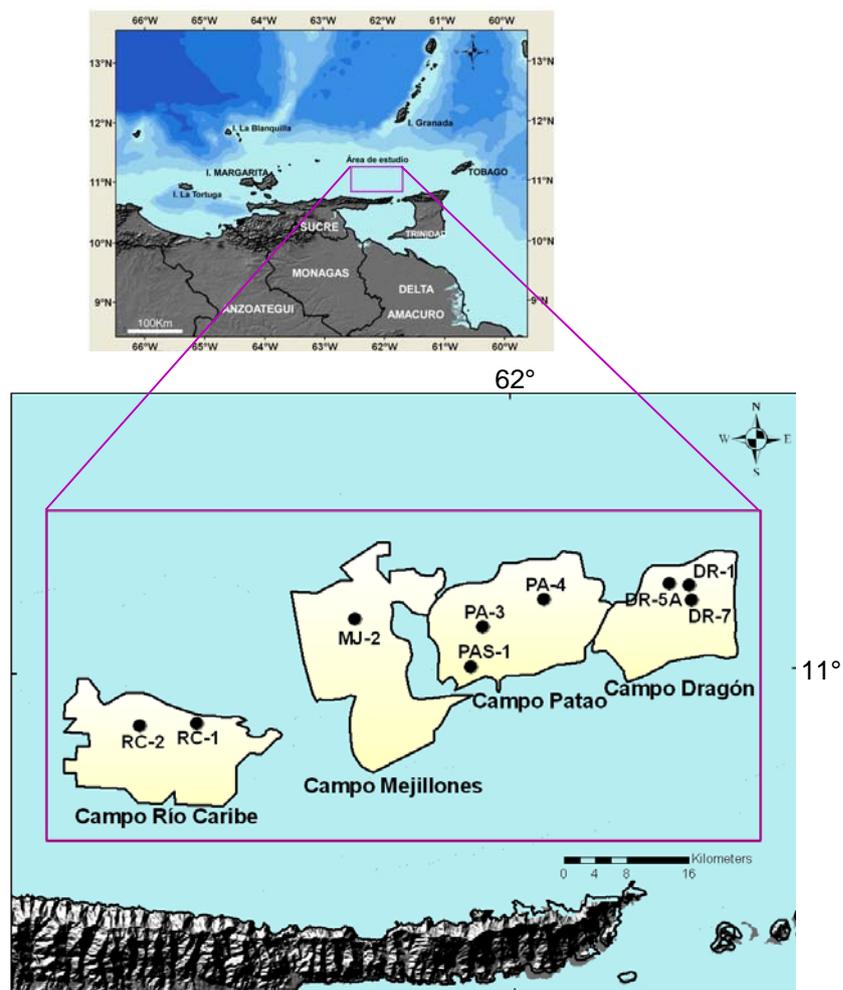


Figura 1. Mapa de ubicación de los campos petroleros Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe localizados en el Alto estructural de Patao, al norte de la península de Paria (en bordes negros los límites de cada campo).

1.4. Antecedentes

La documentación actual sobre proveniencia del material detrítico que se sedimentó en el Alto de Patao, Cuenca de Carúpano, es la siguiente en orden cronológico:

Muñoz (1982) mediante la descripción de los núcleos de los pozos del campo Patao, propone múltiples fuentes de aporte de sedimentos, distintas petrológicamente: una fluvio-marina (deltáica) desde el Orinoco y/o el Esequibo y entre Trinidad y Tobago, transportada por corrientes del tipo norecuatorial, otra fuente carbonática que explicarían la presencia de fragmentos biodetríticos en las areniscas y la abundancia de conchas de moluscos, otras que involucra cordilleras metamórficas y otra posiblemente volcánica.

Por medio de la interpretación petrográfica y análisis modal, Pereira, Furrer, Bellizzia, Perdomo y Gutiérrez (1984), presentaron un modelo geológico regional de la Cuenca de Carupano en el que proponen como la principal fuente de sedimentos del Paleógeno-Neógeno a la Plataforma Margarita-Los Testigos. Los autores mencionan además: 1) la ausencia de una contribución detrítica del Escudo de Guayana, a través del paleo-Río Orinoco en el Neógeno y 2) consideran un aporte del suroeste (sin especificaciones) solo para el Mioceno.

Bartsch, Etherington, Love, Kattah, Roberts, Sánchez, Skelton, Skogly y Sorgard (2003) realizaron la revisión macroscópica de los núcleos comprendidos en secciones del Mioceno superior-Plioceno inferior, en pozos ubicados en los cuatro campos: Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe y tomando en cuenta los ambientes de depositación, sugieren un aporte proveniente del sur, a través de un afluente del principal río para la época, el paleo-Orinoco, con la posible influencia de corrientes a lo largo de la costa.

Con base en un estudio petrográfico y de minerales pesados en muestras de ripios Margota y Quintero (2008), concluyen que los sedimentos de la Cuenca de

Carupano, provienen de fuentes mixtas, donde el mayor aporte es de la Cordillera de la Costa, un porcentaje menor de arco volcánico y otro aporte de sedimentos traídos a través del corredor submarino de Paria.

La tesis de pre-grado de Calderón y Malave (2011) “Procedencia a partir de la caracterización Sedimentológica y Quimioestratigráfica de los sedimentos Mioceno Superior y Plioceno Inferior, Área Norte de Paria, Costa Afuera Oriental” empleando los núcleos de los pozos MJ-2 y PA-3, sugieren que el aporte de sedimento proviene solo de la Cordillera de la Costa.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Ambiente tectónico actual de la zona de colisión entre el arco del Caribe y el continente Suramericano

Los datos de gravedad GEOSAT compilados por Sandwell and Smith (1997) muestran seis cinturones submarinos y sub-aéreos con distintivas expresiones de gravedad que pueden ser delineadas desde la parte frontal del borde oriental con rumbo norte-sur de la placa Caribe a lo largo del arco de isla de las Antillas Menores hasta el extremo sur de la placa con rumbo este-oeste extendido sobre la costa de América del Sur (fig. 2). Estos cinturones corresponden a terrenos tectónicos que incluyen diversos componentes del Gran Arco del Caribe y bloques de Suramérica que formaban los bordes orientales del plateau oceánico del Caribe desplazados hacia el este y ubicado en el Caribe central (Pindell and Barrett, 1990; Mann, 1999) (fig. 2). Estos terrenos tectónicos alongados incluyen: 1) el núcleo del plateau oceánico de la placa del Caribe con espesor de corteza oceánica que van de 8 a 20 km; 2) el Cretácico-Eoceno, parte antigua del Gran Arco del Caribe que incluye el Aves Ridge y las islas de las Antillas de Sotavento; 3) las extensas cuencas backarc asociadas con el arco del Caribe: las cuencas de Grenada, Bonaire y Falcón; 4) el arco de las Antillas Menores que se prolonga hacia el sur a través de las islas de Margarita y Tortuga y parece extenderse a los terrenos de la Cordillera de la Costa; 5) las cuencas forearc Tobago y Carúpano; y 6) el prima de acreción de Barbados y cuencas foreland a lo largo del rumbo al norte de Suramérica (fig. 2).

Los datos geodésicos basados en GPS muestran que el movimiento de la placa Caribe en el presente es ~ 20 mm/año al este con respecto a América del Sur a lo largo de fallas rumbo deslizantes dextrales, rumbo este-oeste en Venezuela y Trinidad (Perez et al., 2001; Weber et al., 2001) (fig. 2).

2.2. El origen de la Placa Caribe

La mayoría de los trabajos interpretan la placa del Caribe y asociado Gran Arco del Caribe que se formó originalmente en el Pacífico. Al final, la subducción de fondo marino proto-Caribe condujo a la inserción de la Placa del Caribe en América. Algunos modelos sugieren que el plateau se originó en la corteza oceánica en subducción hacia el este por debajo del Gran Arco del Caribe, y que la llegada del plateau en el límite de subducción a principios del Cretácico Superior condujo a la inversión de polaridad (fig.3) (Wright and Wyld, 2011).

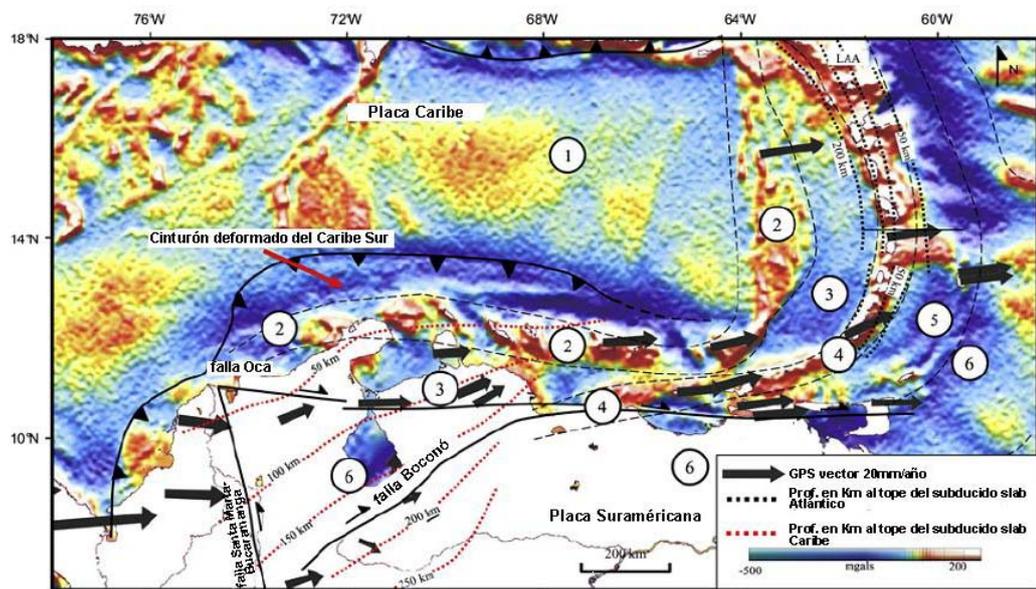


Figura 2. Mapa de gravedad de Sandwell y Smith (1997) con satélite al aire libre, del norte de Suramérica y el Caribe muestra la ubicación de grandes fallas (líneas negras), provincias tectónicas (áreas numeradas y delimitadas por líneas discontinuas), y GPS con respecto a una placa de América del Sur fija (flechas negras gruesas) (Pérez et al, 2001;.. Weber et al, 2001;.. Trenkamp et al, 2002). Las provincias tectónicas numeradas incluyen: 1= cuenca venezolana; 2= Aves Ridge- Antillas de Sotavento; 3= cuencas Grenada-Bonaire-Falcón; 4= Antillas Menores- Cordillera de la Costa; 5= cuencas Tobago-Carupano; 6= prisma de acreción Barbados - cuencas de antepaís Oriental y Maracaibo, Venezuela. Líneas de puntos rojos en la zona occidental son los contornos de profundidad en kilómetros a la parte superior del slab Caribe en subducción bajo el noroeste de América del Sur (con base en estudios tomográficos por van der Hilst y Mann, 1994; Taboada et al, 2000.); en la zona oriental, líneas de puntos negros son los contornos de profundidad en kilómetros a la parte superior del slab subducido Atlántico bajo el arco de las Antillas Menores (basado en estudios de terremotos por Wadge y Shepherd, 1984). La figura es una modificación de Gorney et al. (2007) (tomado de Escalona y Mann, 2011).

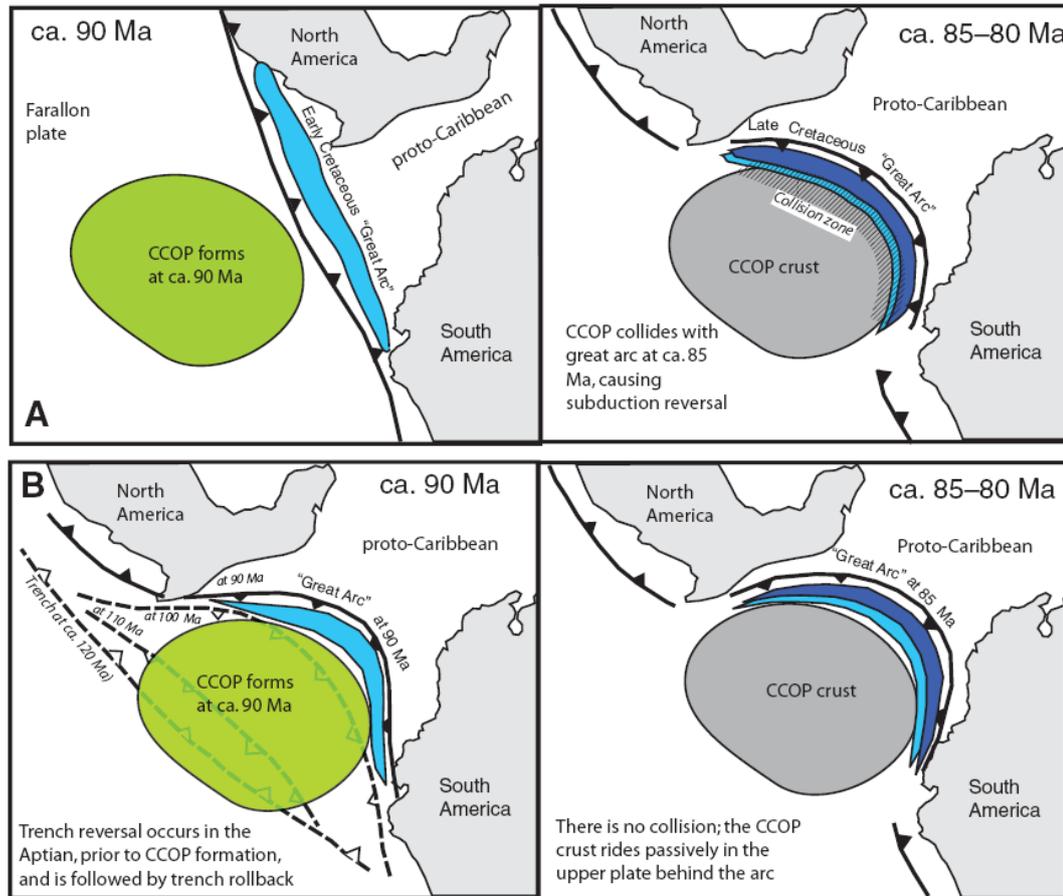


Figura 3. Modelos de la evolución de la Placa del Caribe, Oceanic Plateau Caribe colombiano (COOP), y "Gran Arco" durante el Cretácico basado en Burke (1988), Kerr et al. (2003), y Thompson et al. (2004). Muestra dos intervalos de tiempo, aproximadamente a 90 Ma a la izquierda y 85-80 Ma a la derecha. El Gran Arco-Aves Ridge se desarrolla por encima de una zona de subducción con buzamiento al este en el Cretácico Temprano. El plateau oceánico (CCOP= Caribbean-Colombian Oceanic Plateau) mayormente formado ~90 Ma en la placa de Farallon que está en subducción hacia el este por debajo del Gran Arco del Caribe. Cuando la gruesa corteza del plateau chocó con el Gran Arco del Caribe en el Cretácico Tardío (ca. 85-80 Ma), se produjo la reversión de subducción (A), y posterior se produjo magmatismo por encima del Gran Arco del Caribe en una zona de subducción-buzamiento hacia el oeste (tomado de Wright and Wyld, 2011).

2.3. Contexto tectónico regional

La evolución de la cuenca de Carúpano está directamente relacionada a la interacción entre las placas Caribe y América del Sur (Pereira, et al., 1984).

Escalona y Mann (2011), mediante interpretación sísmica regional, datos de subsidencia calculado de pozos y velocidades de las placas controladas por

Sistema de Posicionamiento Global (GPS, siglas en ingles) construyen un modelo evolutivo de la colisión oblicua entre la placa del Caribe y la placa Suramericana, su modelo presentado en un conjunto de mapas paleogeográficos en orden cronológico incluyen cambios en las posiciones de las costas y los principales sistemas fluviales que drenan a través del norte de América del Sur.

El complejo estructural de la colisión oblicua, Escalona y Mann (op. cit) lo explican mediante un sistema de familias de fallas (fig. 4), las cuales controlan la geometría de las cuencas que se generan:

1. Familia de fallas 1: rumbo E, fallas rumbo deslizantes destral.
2. Familia de fallas 2: fallas de corrimiento, rumbo SO.
3. Familia de fallas 3: fallas de desgarre, rumbo NO, unidas a los bordes de las escamas del corrimiento principal.
4. Familia de fallas 4: fallas normales, rumboE-NE.
5. Familia de fallas 5: fallas normales, rumbo SE.
6. Familia de fallas 6: fallas de corrimiento rumbo E.
7. Familia de fallas 7: rumbo NO, corrimiento de piel delgada y fallas listricas normales.

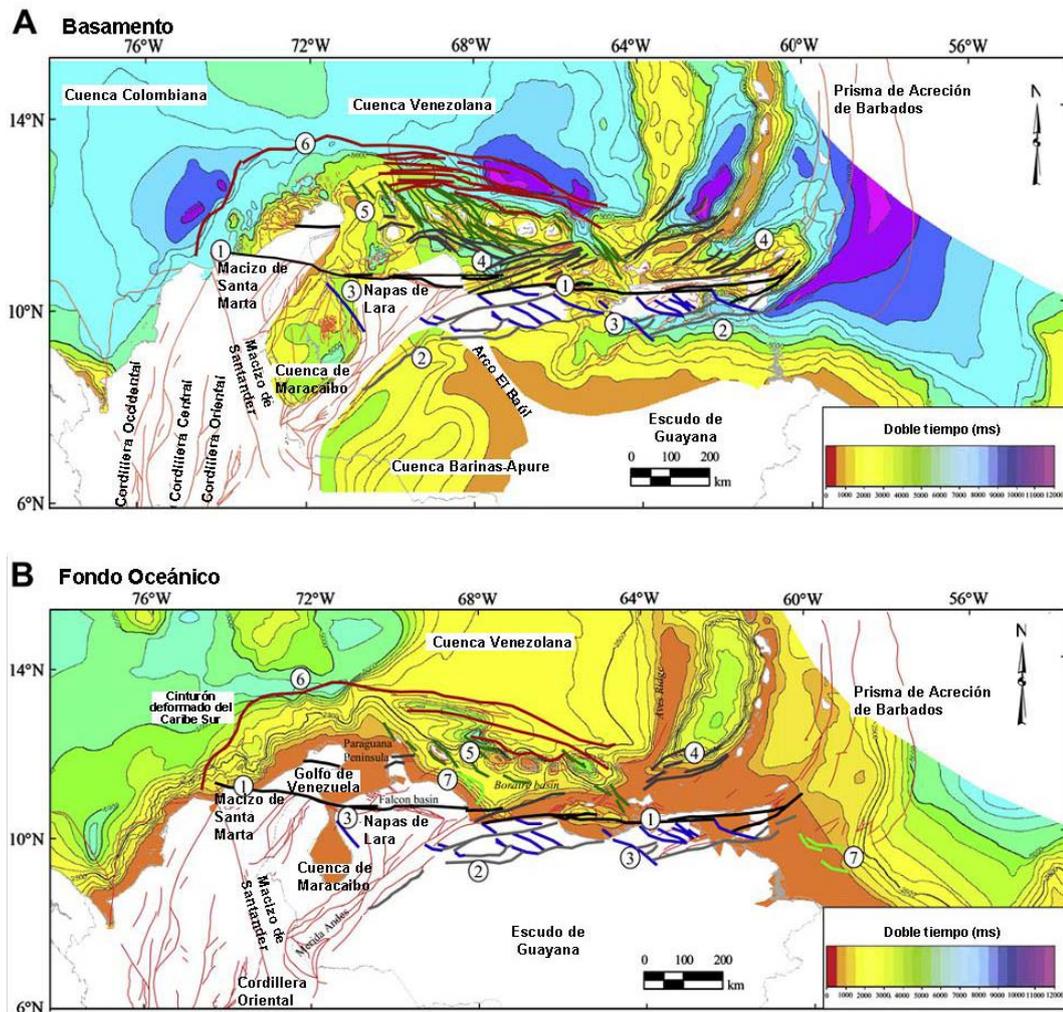


Figura 4. (A) Mapa estructural en doble tiempo (milisegundos) al tope de la superficie basamento acústico e interpretación de las fallas basadas en sísmica y data de pozo. Numerado y codificado por colores las fallas, representan las diferentes principales familias de fallas interpretadas a lo largo del margen Caribe-América del Sur 1) fallas rumbo deslizantes dextral, rumbo E (negras); 2) fallas de corrimiento, rumbo SO (gris claro); 3) fallas de desgarre, rumbo NO (azul oscuro); 4) fallas normales, rumbo E-NE (gris oscuro). 5) fallas normales, rumbo SE (verde); 6) fallas de corrimiento, rumbo E (rojo oscuro). (B) Mapa estructural en doble tiempo (milisegundos) del fondo oceánico; note que la mayoría de las familias de fallas que deforman el basamento acústico también deforman el fondo oceánico e incluye la familia de fallas 7: rumbo NO, corrimiento de piel delgada y fallas listricas normales (tomado de Escalona y Mann, 2011).

A continuación se presenta de manera resumida este modelo evolutivo:

2.3.1. *Jurásico*

Durante el rifting entre Norte y Sur de América, se generan extensos grábenes que se rellenan con capas rojas - sedimentos continentales, diversas rocas volcánicas y ocasionales sedimentos clásticos marinos poco profundos y calizas (Feo-Codecido et al., 1984; González de Juana et al., 1980). En la figura 5, se muestra la distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, las mismas se encuentran aflorando en la 1) Sierra de Perijá, 2) como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo, 3) en los Andes, en el subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grabenes de Apure-Mantecal y Espino) y 4) ha sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del interior (Lugo y Mann, 1995).

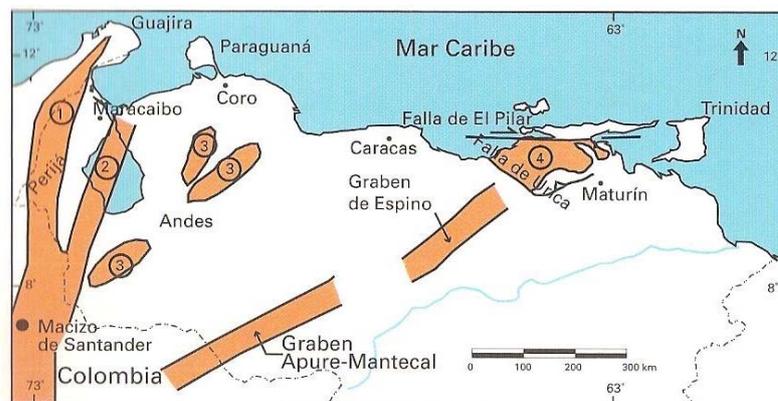


Figura 5. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, (tomado de Yoris y Ostos, 2005).

2.3.2. *Cretácico Tardío ~ 80 Ma*

Para la época del Cretácico Tardío y el Paleoceno, la mayor parte del norte de Suramérica (en la actualidad Venezuela y Trinidad) era un margen pasivo caracterizado por escasa deformación tectónica (Mann et al., 2006). Durante el Cretácico Tardío, la deformación es localizada en el extremo ONO de Suramérica (Duque-Caro, 1978; Pindell, et al., 1998). La subducción del proto-Pacífico debajo del oeste de Suramérica conlleva a la formación de una cuenca backarc (Nivia et al., 2006). La colisión oblicua del Gran Arco-Aves Ridge con la placa Suramericana a finales del Cretácico, produjo un levantamiento de la Cordillera Central de Colombia; y una cuenca foreland que se extiende desde el sur de Colombia hasta la cuenca de Maracaibo y el oeste de la península de la Guajira (MacDonald, 1964; Erlich et al., 1999) (fig. 6). El macizo de Santa Marta, la

cuenca del Bajo Magdalena, y la Cordillera Central de Colombia eran todas áreas positivas levantadas por la convergencia oblicua en curso con el Gran Arco del Caribe (Pindell et al., 1998). Turbiditas de aguas profundas fueron encontradas entre la Cordillera Central Colombiana y los terrenos del Caribe, formadas en esta primera etapa de deformación (Duque-Caro, 1978; Pindell et al., 2005) (fig. 6).

En el Cretácico Tardío, los altos niveles del mar relativos dominaron la plataforma continental, junto con la sedimentación carbonática. Se produce sedimentación clástica localizada a lo largo de la costa sin el aporte de los principales sistemas de drenaje clásticos derivados del continente. Los depósitos de sedimentos en el extremo norte del cratón Suramericano fueron moldeados y delineados por una serie de arcos Paleozoicos de rumbo noroeste (Los arcos de Arauca, Mérida y el Baúl) (Figuroa de Sánchez y Hernández, 1990). La línea de costa del margen centro y este (cuenca Oriental de Venezuela y Trinidad) estaban localizadas más al norte de su posición actual (Erlich y Barrett, 1992) (fig. 6).

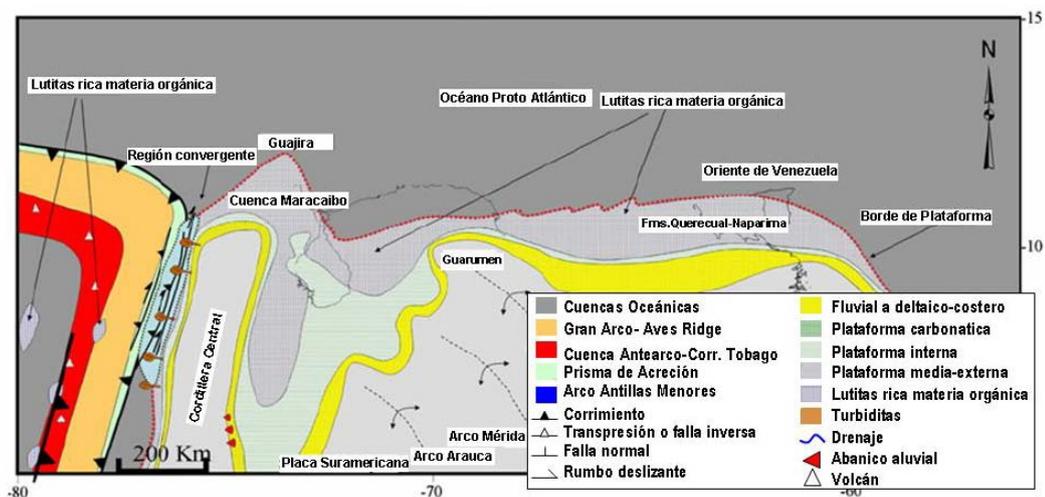


Figura 6. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Cretácico Tardío ~80 Ma, (tomado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.3. Paleoceno ~ 60 Ma

Durante el Paleoceno, la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramericana afectan el NO de América de Sur, principalmente las regiones de Santa Marta y la Guajira (fig. 7). Los principales eventos tectónicos producidos durante esta época incluye: 1) migración hacia el este de la Cordillera Central de Colombia (Gómez et al., 2005) causada por el continuo emplazamiento tectónico de las áreas oceánicas de la cordillera occidental de Colombia desde finales del Cretácico; 2) la formación de la falla Romeral (Duque-Caro,1978); 3) la deformación convergente de la Península de la Guajira (MacDonald,1964) y 4) el metamorfismo que afecta a la esquina noroeste del macizo de Santa Marta (Kellogg, 1984).

Para el Paleoceno, la caída relativa del nivel del mar eustático que se inicia en el Cretácico Tardío, produce una regresión marina. Abanicos aluviales y sedimentos fluviales toman lugar hacia el este de la Cordillera Central de Colombia, convirtiéndose en la sedimentación deltaica en el SO de la cuenca de Maracaibo (fig. 7) (Fm. Catatumbo.; Pindell et al., 1998; Lexico Estratigrafico de Venezuela, 2008). En la plataforma de Maracaibo, se desarrolla una plataforma carbonática poco profunda para este tiempo (fig. 7). A lo largo del resto del margen pasivo, en áreas no deformadas hacia el este, la sedimentación continúa similar a la del Cretácico Tardío con el desarrollo de aisladas plataformas carbonatadas a lo largo del borde de la plataforma (Pindell et al., 1998; Erlich y Barrett, 1992). En la placa Caribe, se produce una sedimentación clástica de aguas profundas (principalmente pelágicos) en cuencas forearc (Aitken et al., 2010) (fig. 7).

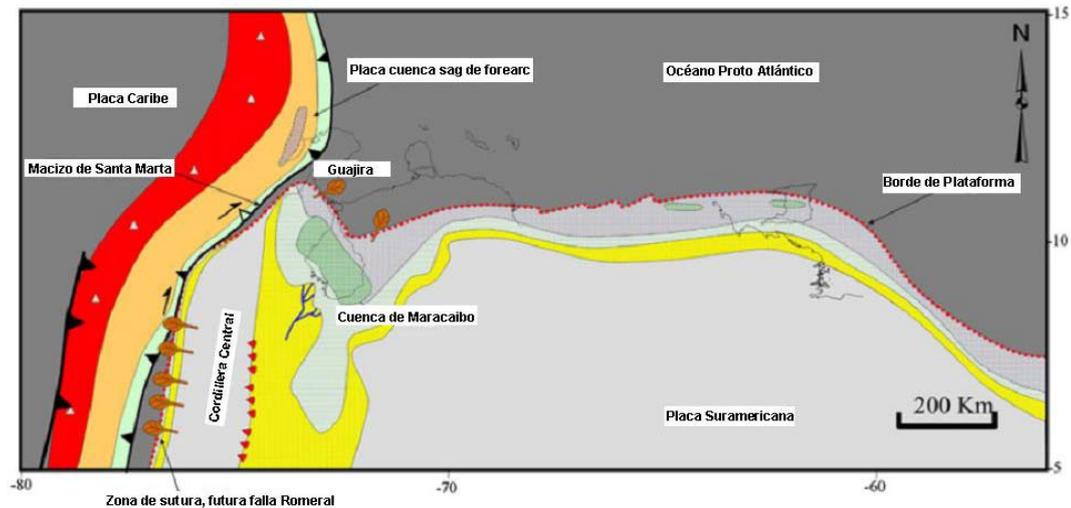


Figura 7. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Paleoceno ~60 Ma, (tomado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.4. Eoceno temprano ~ 52 Ma

Durante este tiempo, la cuenca de Maracaibo en el NO de Venezuela se desarrolla como una cuenca de tipo foreland con carga hacia el SE de escamas de corrimiento y fallas transpresionales como es Burro Negro (Escalona y Mann, 2011). Al oeste de la cuenca de Maracaibo, el emplazamiento final de la Cordillera Occidental de Colombia se llevó a cabo a lo largo de la zona de sutura Romeral con un empuje y un componente rumbo deslizante dextral (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) (fig. 8). La subducción detrás del Gran Arco del Caribe con un bajo corrimiento de la placa Caribe comienza en el oeste de la Cordillera Occidental de Colombia formando una segunda cuña de acreción (cinturón Caribe Sur deformado) (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). Las áreas norte central y oriental de América del Sur estaban dominadas por sedimentación de margen pasivo con poco aporte clástico (Erlich y Barrett, 1992; Di Croce et al., 1999) (fig. 8).

Un gran sistema fluvio-deltaico que va desde las tierras altas de Colombia, al este de la Cordillera Central hacia la cuenca de Maracaibo, llamado proto-Río Maracaibo, se desarrolló en el Paleógeno (Fm. Misoa; Lugo y Mann, 1995; Parnaud et al., 1995). La sedimentación de aguas profundas provenientes de la

cuenca del proto-Río Maracaibo se produjo al N-NE de la zona de falla Burro Negro (fig. 8).

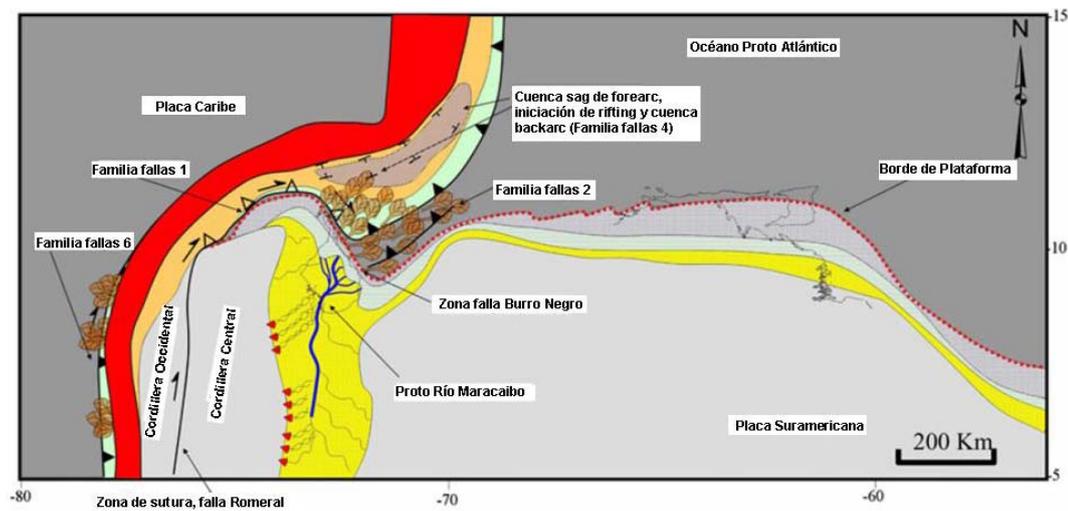


Figura 8. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Eoceno temprano ~52 Ma, (tomado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.5. *Eoceno medio ~ 44 Ma*

Durante el Eoceno medio, la placa del Caribe y el Gran Arco del Caribe avanzan hacia el este, con el frente del Gran Arco del Caribe localizado en costa afuera central de Venezuela (Escalona y Mann, 2011) (fig. 9). En el noroeste de Colombia, la subducción de la placa Caribe continúa y elementos del Gran Arco del Caribe, incluyendo la cuña de acreción de San Jacinto comienzan a obducir al oeste de la falla Romeral (Kellogg et al., 2005). Las cuencas backarc de aguas profundas comenzaron a formarse sobre los terrenos sobrecabalgados del Caribe (Napas de Lara) al NE de la falla de Burro Negro (Stephan, 1985; Escalona y Mann, 2011). El emplazamiento de las Napas de Lara durante el Eoceno medio-tardío, produjo la migración del depocentro de la cuenca foreland de Maracaibo al NE de la cuenca Barinas. En la región costa afuera, continúan las aperturas de las cuencas forearc (Escalona y Mann, 2011) (fig. 9). La margen este (Oriente de Venezuela y Trinidad) permanece en un margen pasivo con pocas evidencias de un gran paleodrenaje durante el Eoceno (Escalona y Mann, 2011). Una longitud de onda larga (alto periférico) produce un levantamiento del cratón Suramericano como una respuesta de la carga de la placa del Caribe combinado con la continua caída en el nivel eustático global del mar, pudiendo ser una posible causa del poco

espacio de acomodación y la ubicación de la paleo-línea de costa muy cercano del borde de la plataforma en este momento en el oriente de Venezuela (Pindell et al., 1998) (fig. 9).

Las cuencas relacionadas con el arco del Caribe son rellenas por la sedimentación de aguas profundas muy probablemente de origen del paleo-drenaje proto-Maracaibo y los sistemas de drenaje más pequeños situados hacia el este (fig. 9). En terrenos levantados en el Caribe, también se localizan las fuentes de sedimentos de las cuencas del Caribe (turbiditas Grupo Carnero en la isla de Margarita; Muñoz, 1972). Ejemplos de rocas del Eoceno medio son la Fm. Cerro Misión en Falcón Oriental (Hunter, 1972), Fm. Tigrillo en la cuenca de Tobago-Carúpano (Pereira, et al., 1984) y turbiditas de aguas profundas en la isla de Grenada (Saunders et al., 1985).

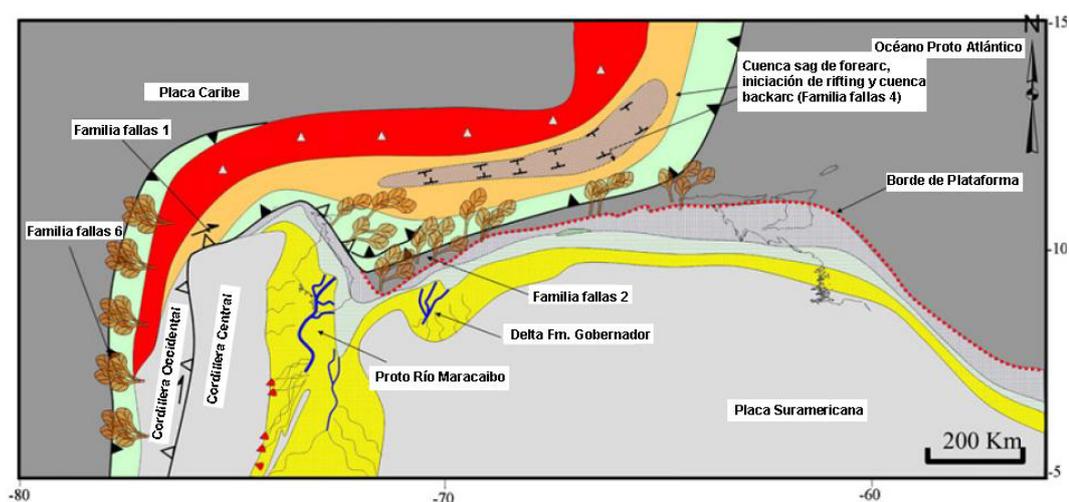


Figura 9. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Eoceno medio ~44 Ma, (tomado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.6. Oligoceno ~ 30 Ma

En este tiempo continúa el movimiento hacia el este de la placa del Caribe con respecto a la placa Suramericana, creando una serie de eventos tectónicos que modifican completamente los sistemas de paleo-drenajes y espacios de sedimentación a lo largo de todo el margen. La Sierra de Perijá, el Macizo de Santander (Gómez et al, 2005) y la Cordillera Oriental comenzaron a levantarse, separando el valle del Magdalena de la cuenca de Maracaibo (fig. 10) (Gómez et

al., 2005). Se sugiere que este levantamiento es causado por la subducción de bajo ángulo de la placa del Caribe a lo largo del cinturón deformado del sur del Caribe en el noroeste (Duerto et al., 2006). En la cuenca de Maracaibo, los terrenos del Gran Arco del Caribe acrecionados y cabalgados cuya carga tectónica cesa debido a que la zona colisional se mueve hacia el este y como resultante de ello se tiene rebote isostático registrados por la discordancia del Eoceno generalizada (Escalona y Mann, 2011). La convergencia oblicua produce grandes fallas rumbo deslizantes (falla de Oca; Familia de fallas 1) (fig. 10). Al este de la cuenca de Maracaibo, el emplazamiento definitivo de las napas de Lara durante el Eoceno tardío (Stephan, 1985) y hacia el este la migración en dirección SE de los terrenos del Caribe (Familia de fallas 2) formando la Cordillera de la Costa, produce cargas de flexión que origina la cuenca de antepaís Oriental de Venezuela (subcuenca Guarico) (Ostos, 1990; Pindell et al., 1998). El rebote isostático de la cuenca de Maracaibo y la elevación de los terrenos la Cordillera de la Costa, crean barreras tectónicas que desvían los paleo-drenajes del norte hacia el este, al área actual del delta del Orinoco (fig. 10) (Díaz de Gomero 1996; Escalona y Mann, 2011).

En el cinturón deformado del sur de Caribe, va ocurriendo una compleja deformación de oeste a este. El offshore de la península de la Guajira y las islas de las Antillas de Sotavento comienzan a deformarse por movimientos rumbo deslizantes dextrales (Familia de fallas 1), bajo corrimiento de la placa Caribe (Familia de fallas 6) y rifting (Familias de fallas 4 y 5). Estos procesos tectónicos forman cuencas profundas y alongadas con orientación NO (Fallo de la familia 5) durante esta fase de la deformación. Al oeste, las cuencas Falcón y Bonaire se han formado como una cuenca de rift que yacen sobre terrenos forearc Caribe (Audemard, 1995). Al este, cuenca forearc de Grenada-Tobago se dividió en dos cuencas por la elevación del arco de las Antillas Menores (se muestra en la fig. 10; Aitken et al., 2010).

En cuanto a la sedimentación en la región del Caribe: en la parte norte de la península de la Guajira, toman lugar las cuencas de extensión de tendencia NW-SE con sedimentos marinos poco profundos a plataforma externa y de aguas profundas (Gorney et al., 2007). En la cuenca de Falcón la sedimentación alrededor de los bordes de la cuenca es de ambientes continental-costeros (Formaciones Castillo y Casupal) y de plataforma carbonática (Formaciones San Luis y Churuguara), mientras que sedimentos de plataforma y batiales se producen en las partes central y oriental (Formaciones Guacharaca y Pecaya) (Lexico Estratigrafico de Venezuela, 2008). Al este, la sedimentación de aguas profundas continua en las cuencas forearc, las fuentes de sedimentos clásticos son proporcionados por terrenos levantados y colinden al sur de las islas menores (fig. 10) (cuencas Bonaire, Tobago y Grenada) (Gorney et al., 2007; Aitken et al., 2010).

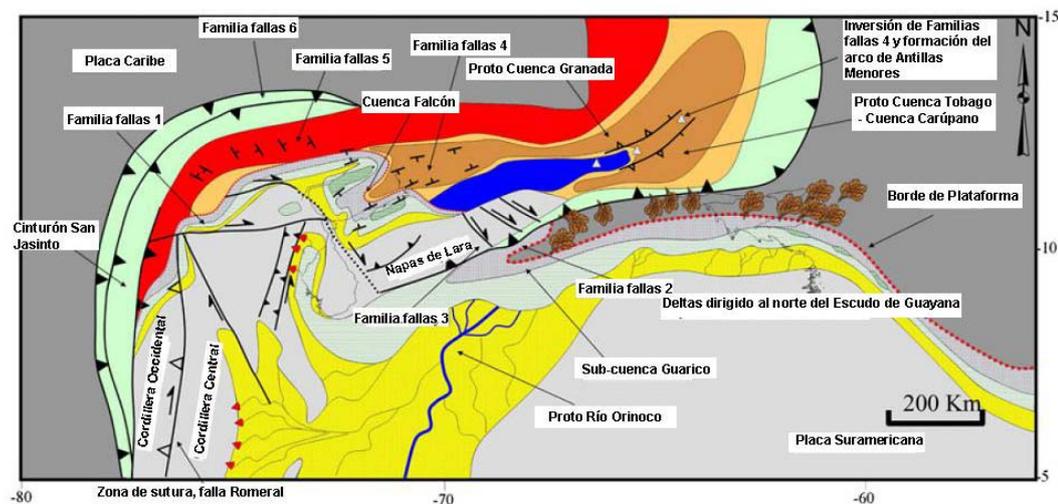


Figura 10. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Oligoceno ~30 Ma, (tomado y modificado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.7. Mioceno medio ~ 14 Ma

Dos principales áreas de deformación caracterizan este periodo, la región NO de Suramérica y Trinidad. En el NO de Suramérica, los principales eventos tectónicos incluyen: el levantamiento de la Cordillera Este de Colombia, el levantamiento final de la Sierra de Perija, el levantamiento del macizo de Santander y los Andes de Mérida (fig. 11) (Gómez et al., 2005). La colisión del

arco de Panamá en el NO y la continuación de la subducción de bajo ángulo hacia el SE de la placa Caribe por debajo de la placa Suramericana, son los principales eventos tectónicos para la inversión y el levantamiento de las cadenas montañosas de los Andes del norte (Kellogg, 1984; Duerto et al., 2006; Gorney et al., 2007). Durante el Mioceno medio, la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramericana alcanza el área este de Venezuela y Trinidad (fig. 11). La carga de los corrimientos de los terrenos de Caribe (Familia de fallas 2 y 3) sobre el margen pasivo de Sudamérica, produce un aumento de la subsidencia de la cuenca de antepaís Columbus (Erlich et al., 1992;); un proceso similar afectó a la cuenca de Maracaibo en el Eoceno y en el Oligoceno-Mioceno temprano a la cuenca Oriental de Venezuela (Escalona y Mann, 2011). La convergencia en el área de Trinidad induce el final de la elevación del arco de las Antillas Menores y la separación final de las cuencas de Grenada y Tobago, en el SE del Caribe (Aitken et al., 2010). Al oeste de Trinidad, la deformación rumbo deslizante (Familia de fallas 1), rifting de los terrenos de forearc (Familias de fallas 4 y 5), continúa la inversión de las cuencas del Caribe y el avance de la placa afectan el área central de Venezuela (Escalona y Mann, 2011) (fig. 11).

Existen tres principales sistemas de drenajes para el Mioceno medio, (proto-Magdalena, proto-Río Maracaibo y proto-Río Orinoco). Estos sistemas de drenaje estaban controlados por deformación continua a lo largo de la margen en relación con el movimiento hacia el este de la placa del Caribe (Escalona y Mann, 2011) (fig. 11). En la cuenca de Maracaibo, el proto-Río Maracaibo reinicia en el Mioceno medio como un sistema fluvial activo (Guzman y Fisher, 2006). Este paleo-drenaje era limitado en extensión, y se originaba de los cinturones montañosos circundantes (Sierra de Perijá y macizo de Santander hacia el oeste, los Andes de Mérida hacia el sur y las napas Lara al este). Hacia el noreste, el proto-Río Maracaibo se conectó a la cuenca del Falcón por un bajo relieve (canal de Falcón; Guzman y Fisher, 2006).

Durante el Mioceno medio, el Oriente de Venezuela y Trinidad se convirtieron en los principales depocentros para todo el margen. El sistema proto-Río Orinoco recoge los drenajes dirigidos al este de la Cordillera Oriental, los drenajes dirigidos al sur de los Andes de Mérida y la Cordillera de la Costa, y los drenajes dirigidos al norte del escudo de Guyana para convertirse en el principal sistema de paleo-drenaje del norte de Suramérica (fig. 11) (Díaz de Gamero, 2006). Al NE de Venezuela, deltas de abanicos aluviales, turbiditas de aguas profundas y los complejos de masas transportadas fueron depositados en la foreland (Erlich et al., 1992; Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011; Cruz et al., 2007).

En las cuencas del Caribe, la fuente de los sedimentos clásticos se limita a las montañas de la Cordillera de la Costa y sistema deltaico localizado en la cuenca del Falcón (por ejemplo, la formación Socorro) y zonas de Ensenada de Barcelona. Continua la extensión EO de las islas de las Antillas de Sotavento, y la sedimentación de los carbonatos se produce a lo largo de los altos estructurales (fig. 11) (Gorney et al., 2007).

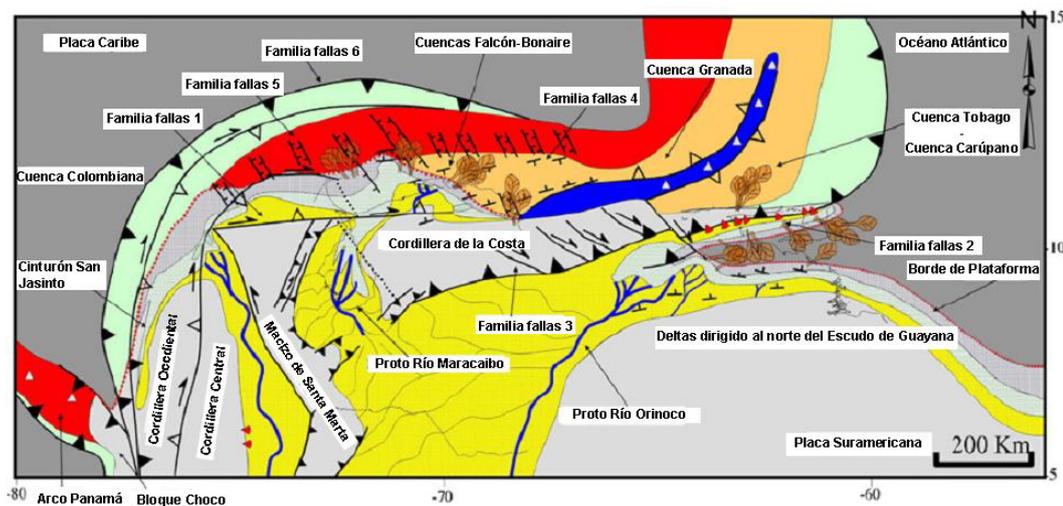


Figura 11. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Mioceno medio ~14 Ma, (tomado y modificado de Escalona y Mann, 2011).

2.3.8. Plioceno temprano ~ 5 Ma

La paleogeografía del Plioceno temprano del margen sur de América y el Caribe es similar a la geografía actual. Los principales cambios paleogeográficos del Plioceno temprano incluyen: 1) la elevación final de los Andes de Mérida y el bloqueo del río proto-Río Maracaibo; la cuenca de Maracaibo se convirtió en una cuenca cerrada con sedimentación lagunar y marina poco profunda (Guzman and Fisher, 2006); 2) La inversión de la cuenca de Falcón y la formación del cinturón de corrimientos y pliegues de La Vela costa afuera al este de Falcón (Audemard,1995; Gorney et al., 2007) (fig. 12); 3) La colisión final del arco de Panamá induciendo tectónicamente el escape y desplazamiento rumbo deslizante a lo largo de la falla de Bocono y conexión de la falla de Bocono con el sistema de la falla San Sebastián-El Pilar (Schubert,1972; Audemard et al.,1999); 4) La formación de las cuencas pull-apart Cariaco y Golfo de Paria a lo largo del sistema de falla El Pilar (Schubert,1972).

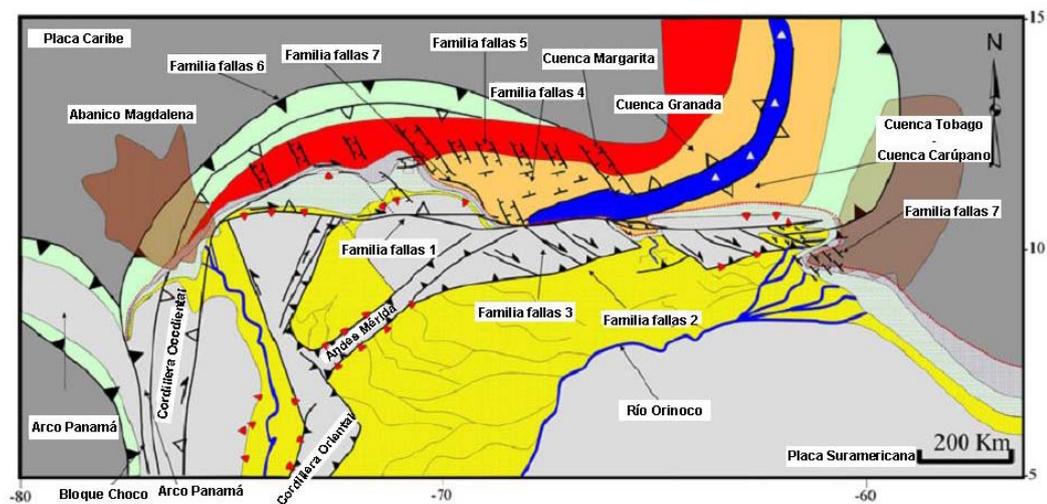


Figura 12. Mapa paleo-geográfico regional, muestra los efectos de la colisión oblicua arco Caribe-placa Suramericana en el Plioceno temprano ~5 Ma, (tomado de Escalona y Mann, 2011).

2.4. Elementos estructurales de la Cuenca de Carúpano

Los estudios geológicos y geofísicos efectuados en el área a partir de una campaña exploratoria realizada por Lagoven, S.A, durante el período 1978-1982, permitieron definir sus principales rasgos geológicos. Desde el punto de vista regional, Pereira et al. (1984) consideran a la cuenca de Carúpano como una continuación SO de la cuenca de Tobago (figs. 10 y 11). Originalmente, Martínez

(1972) la designó con el nombre de cuenca de Margarita, considerándola como la extensión SO de la cuenca Margarita-Barbados.

A partir de datos geofísicos y de la geología regional, Pereira et al. (1984), consideran a la cuenca de Carúpano como una depresión estructuralmente compleja, de orientación NE-SO, caracterizada por fallas normales EO y ENE-OSO, tanto en su flanco norte como cerca de la costa de la península de Araya-Paria y norte de Trinidad y definen los principales rasgos estructurales de la cuenca, de norte a sur (fig. 13): la plataforma Margarita-Los Testigos-Tobago, la subcuenca de Caracolito, la subcuenca de Paria, la subcuenca de Araya y subcuenca SE de Margarita, todas estas subcuencas están separadas por diferentes altos estructurales, el alto de Patao, el alto de San Juan de las Galdonas y la estructura compresiva de Tigrillo.

El alto de Patao separa la subcuenca de Paria, al sur, de la subcuenca de Caracolito, al norte (fig. 13). Carnevali et al. (2000) lo definen como un alto en el basamento asociado a corrimientos con vergencia SE y orientación NE, emplazados durante el Oligoceno y el Mioceno temprano, la cobertura sedimentaria es de edad Mioceno al Reciente, y en algunas partes se han reportado sedimentos volcánico-sedimentarios del Cretácico Tardío (Talukdar, 1983).

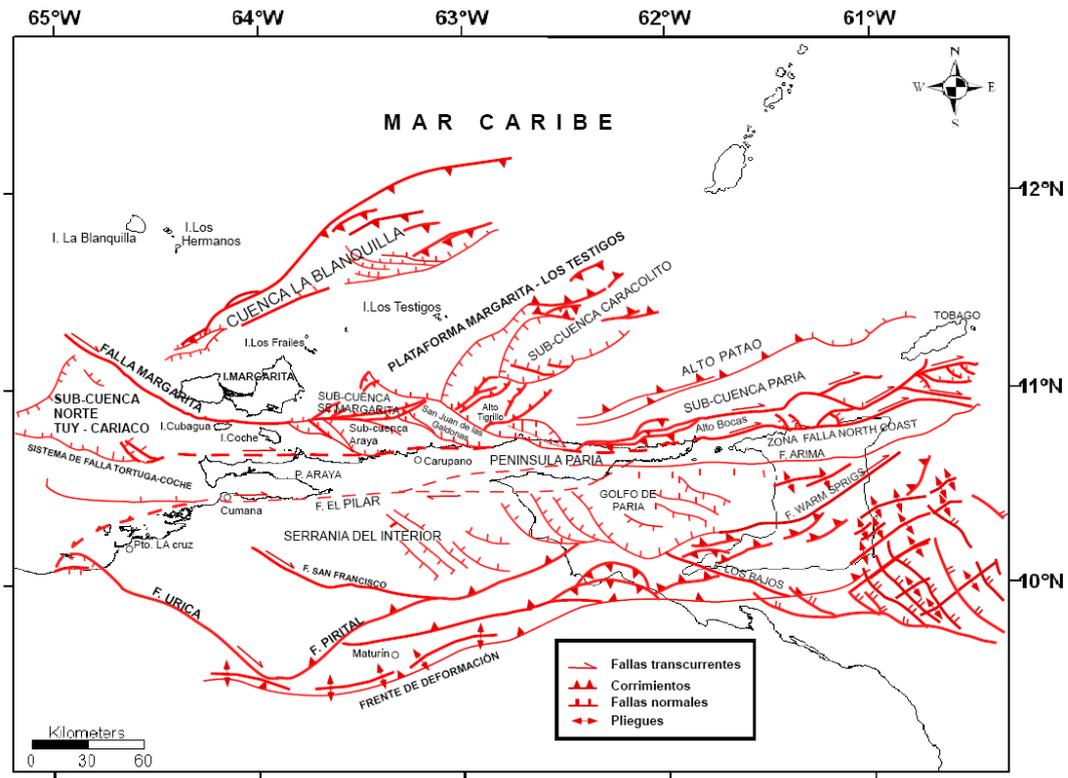


Figura 13. Elementos estructurales de la Cuenca de Carúpano (modificado de Ysaccis, 1997).

2.5. Evolución geológica y estratigrafía de la Cuenca de Carúpano

La evolución geológica que se presenta a continuación, va enfocada al entendimiento del desarrollo específico del Alto de Patao; para el resto de los elementos de la Cuenca de Carúpano solo serán mostrados en el resumen de la figura 14, el cual presenta el evolución estructural del área Carúpano propuesto por Ysaccis, 1997, comenzando en el Eoceno medio.

A partir de estudios: petrología, geoquímica y geofísica, Talukdar (1983) y Loureiro (en Pereira et al., 1984) proponen que la cuenca de Carúpano comenzó a desarrollarse en el Cretácico Tardío, sobre una corteza para-continental, constituida por rocas ígneas y metamórficas de bajo grado, pertenecientes a un complejo de subducción de alta relación P/T durante el Cretácico Temprano; correlacionándolas con las rocas metamórficas de bajo grado que forman parte de la “Faja tectónica de la cordillera de la Costa”(Pereira et al. 1984).

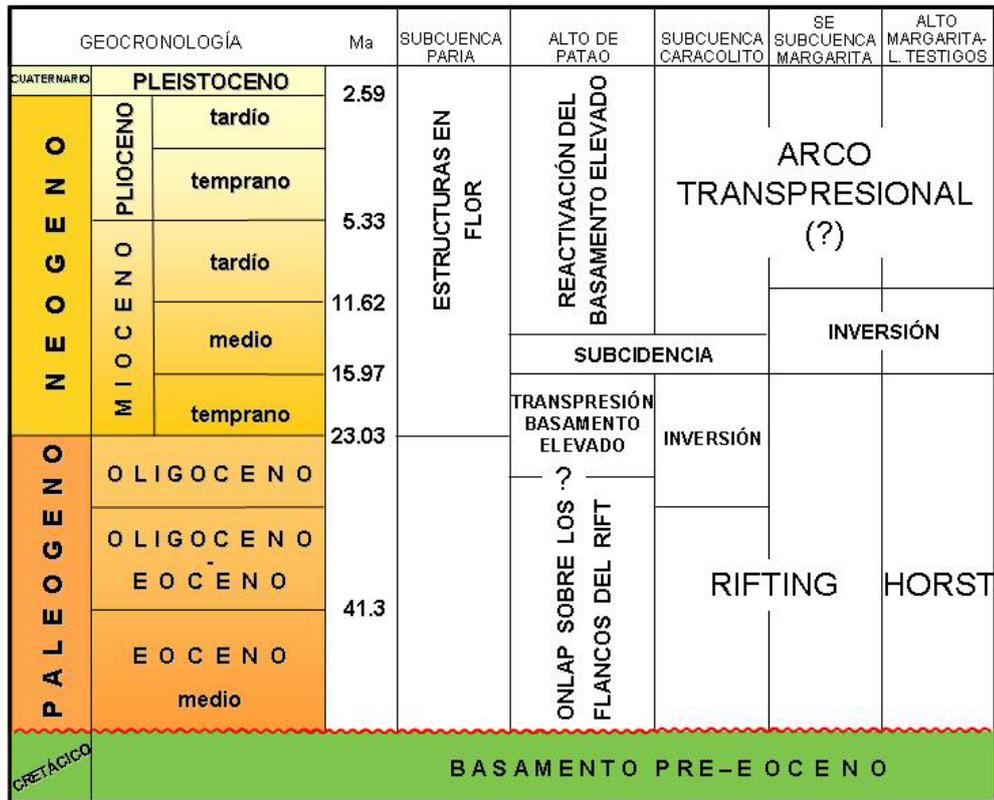


Figura 14. Evolución estructural del área Carúpano (modificado de Ysaccis, 1997).

Durante el Cretácico Tardío, fue nuevamente sometido a deformación y metamorfismo en las facies de los esquistos verdes y de la anfibolita (relación media P/T); la presencia de estas rocas en la cuenca solo ha sido comprobada en el pozo Bocas-1. Mederos y Castro (1984) denominaron a esta secuencia como *Fm. Bocas* (fig. 15).

Basado en estudio petrológico y geoquímico Talukdar (1983) clasifica las rocas volcánicas piroclásticas del pozo Patao-1 encontradas dentro de la secuencia volcánica-sedimentaria, como basaltos tholeíticos de edad entre 87.0 ± 9 y 102.2 ± 10 Ma determinado por el método K-Ar (Talukdar op. cit), propone que estos basaltos pueden estar involucrados con erupciones ocurridas en un ambiente de arco de isla primitivo.

Castro y Mederos, 1985 denominaron el conjunto de estos basaltos con rocas sedimentarias y volcano sedimentarias (facies: epiclásticas: areniscas volcánicas de grano fino a medio, limonitas y lutias; piroclásticas-epiclásticas: tobas, areniscas, lutitas y limonitas; y pelágicas: caliza, lutita y ftanita (chert)) como *Complejo Mejillones* (fig. 15).

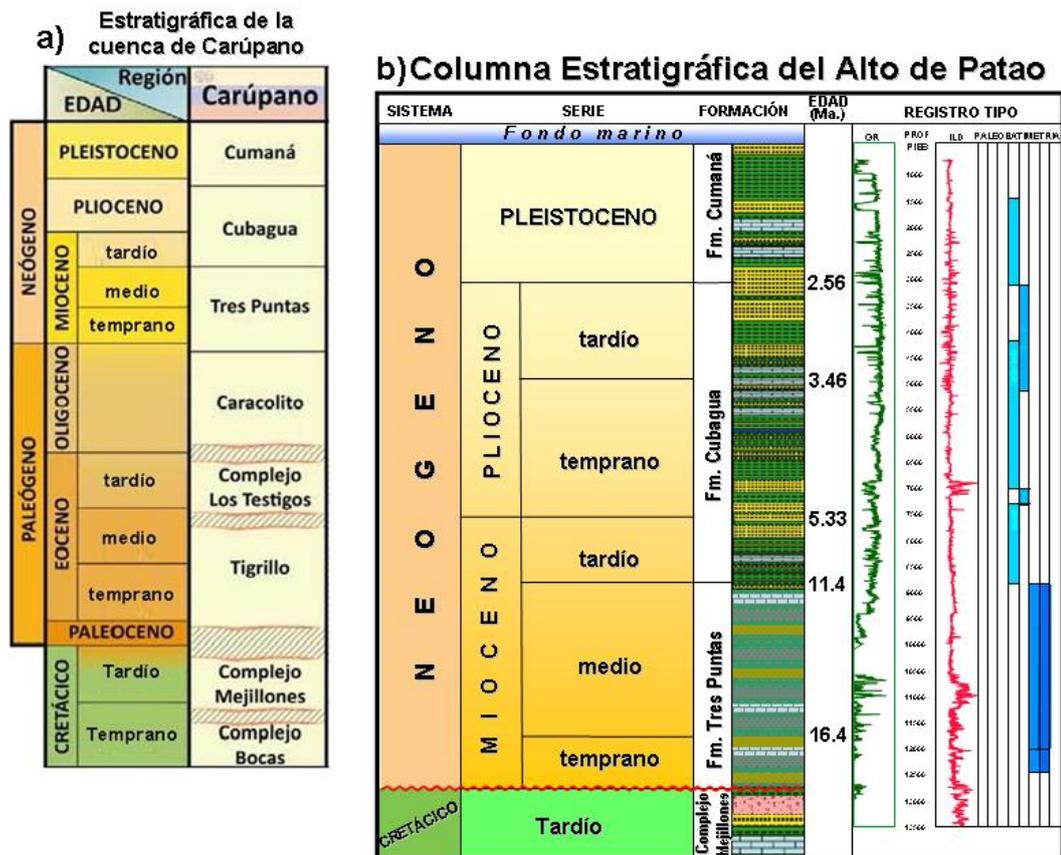


Figura 15. (a) Estratigrafía de la Cuenca de Carúpano y (b) Columna estratigráfica del Alto de Patao.

Carnevali et al. (2000), Escalona y Mann (2011) a través de sus modelos evolutivos del Caribe, expresan que para el Eoceno se extingue el Aves Ridge debido a la subducción progresiva y continua de la placa del Caribe debajo de la placa Suramericana, el arco entró en colisión y se corrió sobre el margen de América de Sur durante el Eoceno tardío y posiblemente Oligoceno temprano (Talukdar, 1983); a su vez, comienza a desarrollarse un nuevo arco más al este

conocido como arco de las Antillas Menores (fig. 9 y 10). Usando éste último arco de islas como referencia, se puede entonces indicar que la apertura de la cuenca de Caracolito es respuesta a los procesos extensionales típicos que ocurre en cuencas forearc (Ysaccis, 1997) (fig.10).

Para el Eoceno, los terrenos expuestos en el área centro y este del margen norte suramericano son el bloque de Villa de Cura, la Cordillera de la Costa y las unidades de Araya-Paria-Tobago en continuidad topográfica (Carnevali et al. 2000).

La **Fm. Tigrillo** de edad Eoceno temprano a medio (Furrer, 1984) esta compuestas de elementos metamórficos, volcánicos y sedimentarios (Castro y Mederos, 1985) (fig.15); las rocas volcánicas están constituidas por basaltos, brechas basálticas y una pequeña proporción de andesitas, latitas y dacitas y las sedimentarias por areniscas calcáreas de grano medio, calizas pelágicas con matriz micrítica, ricas en foraminíferos y radiolarios, areniscas líticas calcáreas, limolitas y calcarenitas. Talukhdar (1983) quien estudio secciones finas de la Fm. Tigrillo, reporta que los mayores componentes son cuarzo mono-cristalino, poli-cristalino, chert, fragmentos de rocas meta-sedimentarias, meta-volcánicas y volcánicas, feldespatos y como minerales accesorios clorita, moscovita, glaucofano, óxidos de hierro y esfena, pequeñas cantidades de glauconita autigénica, carbonato y rocas plutónicas.

Del **Complejo Los Testigos** (fig.15) denominado originalmente por Shubert y Motiscka (1971) en el archipiélago Los Testigos donde menciona edades isotópicas (K-Ar) en feldespatos y anfíboles, de rocas graníticas entre $44 \pm 4,5$ Ma. y $77 \pm 5,1$ Ma. En la cuenca de Carúpano, de acuerdo a los sondeos exploratorios, el Complejo Los Testigos esta compuesto por basaltos andesíticos de la serie calco-alcalina, con un contenido intermedio de potasio, (Pereira et al., 1984), cuya edad ha sido determinada por el método K-Ar en roca total de $39,6 \pm 2$ Ma y $35,5 \pm 1,8$ Ma (Talukhdar, 1983).

El Oligoceno al Mioceno temprano en la cuenca de Carúpano “sensu strictu” (e.g., en la subcuenca de Caracolito y Alto de Patao) se caracteriza por la inversión de las estructuras extensionales anteriores (Ysaccis, 1997). Todas las fallas normales de edad Eoceno en la subcuenca Caracolito fueron invertidas. Esta fase tectónica también produjo el levantamiento transpresional del basamento del Alto de Patao asociado con fallas inversas NE-trending y vergencia SE.

Las áreas ocupadas por la cuenca de Carúpano durante el Eoceno-Oligoceno fueron levantadas relativamente, pero nunca sobre el nivel de aguas profundas (Pereira et al. 1984).

La inversión tectónica fue el resultado de fuerzas de compresión relacionadas con la convergencia oblicua ONO-ESE entre la placa del Caribe y la Suramericana (Ysaccis, op. cit.).

Otro elemento estructural que fue desarrollado principalmente durante el Oligoceno y Mioceno temprano en el área de Carúpano es la estructura compresiva de Tigrillo (Ysaccis, 1997).

En la cuenca de Carúpano la sedimentación del Oligoceno, está representada por la **Fm. Caracolito** (Castro y Mederos, 1985) (fig.15), misma está constituida por limolitas y lutitas de color verdoso o gris, masivas o laminadas, localmente calcáreas y glauconíticas; areniscas de color verdoso de grano medio, que exhiben pobre escogimiento y baja esfericidad, a veces calcárea; rocas volcánicas y metamórficas, óxidos de hierro y materia orgánica.

Durante el Mioceno medio inferior, la subsidencia en la sub-cuenca Caracolito y el Alto de Patao parece prevalecer sobre el levantamiento derivado de la transpresión.

El Mioceno-Plioceno, se caracteriza por movimientos oblicuos y compresionales que continúan entre las placas Caribe y Suramericana. Como resultado, en el margen continental de Venezuela se observa transtensión y deformación compresional sin magmatismo (Pereira et al. 1984) y la cuenca de Carúpano presenta movimientos basculantes del NO al SE, con su eje intermedio a la altura del Alto de Patao (Ysaccis, 1997).

Las unidades depositadas durante el Neógeno son: las formaciones Tres Puntas y Cubagua de edades Mioceno temprano-medio y Mioceno tardío-Plioceno temprano, respectivamente (Furrer, 1984; Carr-Brown B, et. al, 1984) (fig.15).

La *Fm. Tres Puntas* (Castro y Mederos, 1985) (fig.15) son areniscas predominantemente de grano fino a muy fino y fueron clasificadas como sub-litarenitas calcáreas, areniscas líticas calcáreas, areniscas líticas y porciones menores de wackas sub-líticas calcáreas. Las rocas exhiben escogimiento moderado y los granos se presentan en forma angular o subredondeada. Los constituyentes más importantes son cuarzos poli-cristalino y mono-cristalinos, fragmentos de rocas, fósiles calcáreos, chert, feldespatos y micas. Los fragmentos de rocas más abundantes están formados por esquistos granítico-muscovíticos, sericítico-grafítico-cuarzosos, glaucofánicos y cuarzo-plagioclásico-hornabléndicos, filitas granítico-sericíticas, cuarcitas sericíticas y epidoto-actinolíticas, calizas recristalizadas y meta-basaltos; estas rocas metamórficas afloran ampliamente en la península de Araya-Paria y en la isla de Margarita (Talukhdar, 1983).

En cuanto a la **Fm. Cubagua** (González De Juana, 1980) (fig. 15), la parte superior de esta formación está compuesta litológicamente por bancos de moluscos y briozoarios, calizas sacaroideas, areniscas cuarzosas, de grano fino, areniscas calcáreas, calizas micríticas, calcarenitas, caliza bioclástica interestratificada con lutitas gris oliva, masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas.

Hacia la parte inferior la formación cambia a sedimentos de aguas más profundas con una litología consistente con lutitas grises, con glauconita y abundantes nódulos de pirita acompañadas de limolitas grises. Aparte se presentan algunos intervalos arenosos interdigitados con los clásticos más finos, posiblemente llevadas por corrientes de turbidez. Ocasionalmente aparecen en los clásticos más gruesos componentes metamórficos y volcánicos (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011).

Durante el Plioceno temprano aún prevalecen las aguas profundas y en el Plioceno medio-tardío, los sedimentos progradan sobre el relleno, formando una cuenca prodeltaica a través de toda el área (Pereira et al. 1984). Durante el Pleistoceno al Reciente, la plataforma se hace mucho más extensa y las condiciones depositacionales aún más someras, que se refleja en el desarrollo de arrecifes coralinos y bancos asociados (Pereira et al. 1984).

Los sedimentos de la **Fm. Cumaná** de edad Plioceno tardío-Pleistoceno (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011) (fig.15) están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios; restos de corales; calizas micríticas, fragmentadas; calizas orgánicas de colores claros; calizas oolíticas; lodolitas (mudstones), de color gris claro intercaladas con arcillas de color gris claro a gris azulado, con abundantes fragmentos de equinodermos, pelecípodos y otros moluscos; calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, grisáceas, de grano fino a muy fino, subredondeadas a subangulares, con esfericidad media, muy calcáreas, probablemente periarrecifales; también

limolitas color oliva. Además se consiguen como materiales accesorios nódulos de pirita, lignito, glauconita, chert, granos de cuarzo y micas claras. Hay también en parte rocas volcánicas y basálticas transportadas.

En cuanto a la columna estratigráfica que hasta ahora han atravesado los pozos, el alto de Patao está formado por la unidad Cretácica Complejo de Mejillones en la base, seguido discordantemente por sedimentos del Neógeno constituido por las formaciones: Tres Puntas, Cubáguá y Cumaná (Pereira et al. 1984) (fig. 15).

CAPÍTULO III

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.1. Análisis estratigráfico secuencial para el Alto de Patao

A partir de la interpretación de transectos sísmicos, datos bioestratigráficos y correlaciones de registros de pozos Ramírez et al (2013) y Laya et al., 2013, explican la estratigrafía secuencial del Alto de Patao desde la discordancia regional (SU-1) que separa el Cenozoico de rocas Cretácicas muy falladas y plegadas. Las discordancias intra-Cenozoicas mas prominentes son SU-2, SU-3, SU-4 y SU-5 (fig. 16), que definen el tope de las secuencias depositacionales Mioceno temprano-Mioceno medio (SM2/SM1), Mioceno tardío (SM3), Plioceno (SPL) y Pleistoceno (SPP), respectivamente y las superficies de máxima inundación-MFS (siglas en inglés, sensu Mitchum y Vail,1977) MFS-2, MFS-3, MFS-4 y MFS-5 que se producen en cada secuencia (fig. 16) (Laya et al., 2013; Pinto, 2008).

En la figura 17 se muestra la ubicación de uno de los principales transectos sísmicos interpretados A-A' (fig.18a). Contó con la misma orientación EO de los pozos donde se tomaron las muestras de núcleos para el estudio de procedencia de estos sedimentos del Alto de Patao. La sección estratigráfica de la figura 18b, muestra la ubicación de los núcleos (barras negra vertical) y el lugar (estrellas rojas) donde se tomaron las muestras para los análisis de isótopos U-Pb en circón.

A continuación se da un breve esbozo de los sistemas encadenados del análisis secuencial realizado por Ramírez et al (2013) y Laya et al. (2013) entre las superficies de máxima inundación MFS-3 y MFS-4 (fig.18a y b):

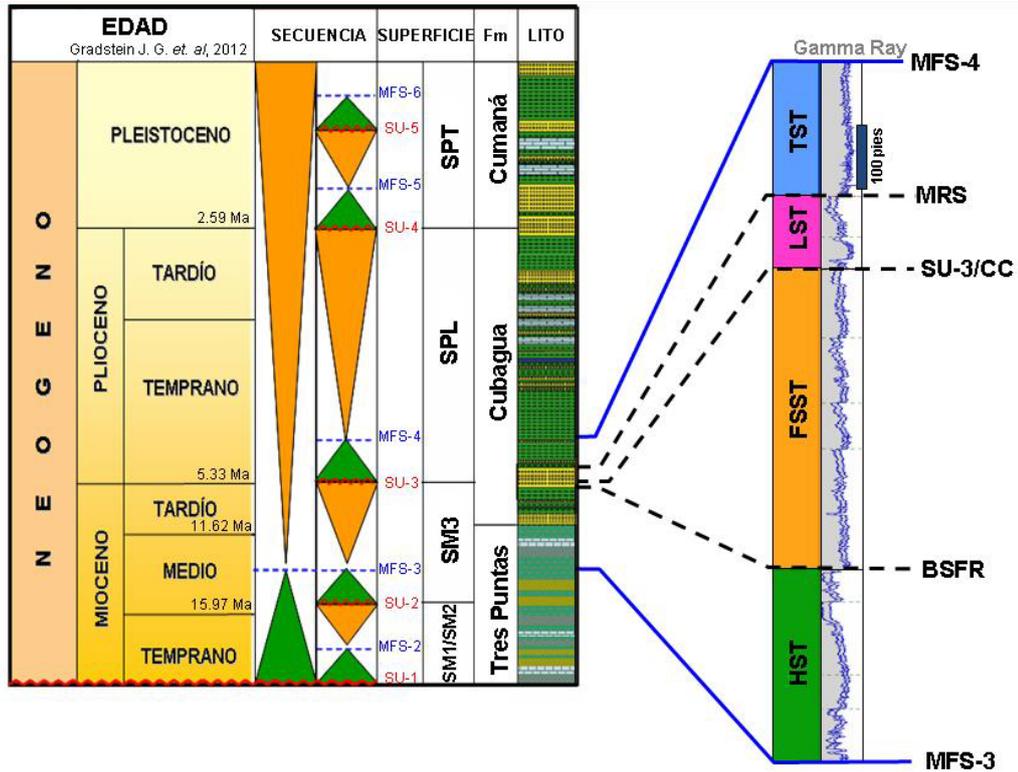


Figura 16. Definición de las superficies estratigráficas en el Alto de Patao (tomado de Ramírez,2013).

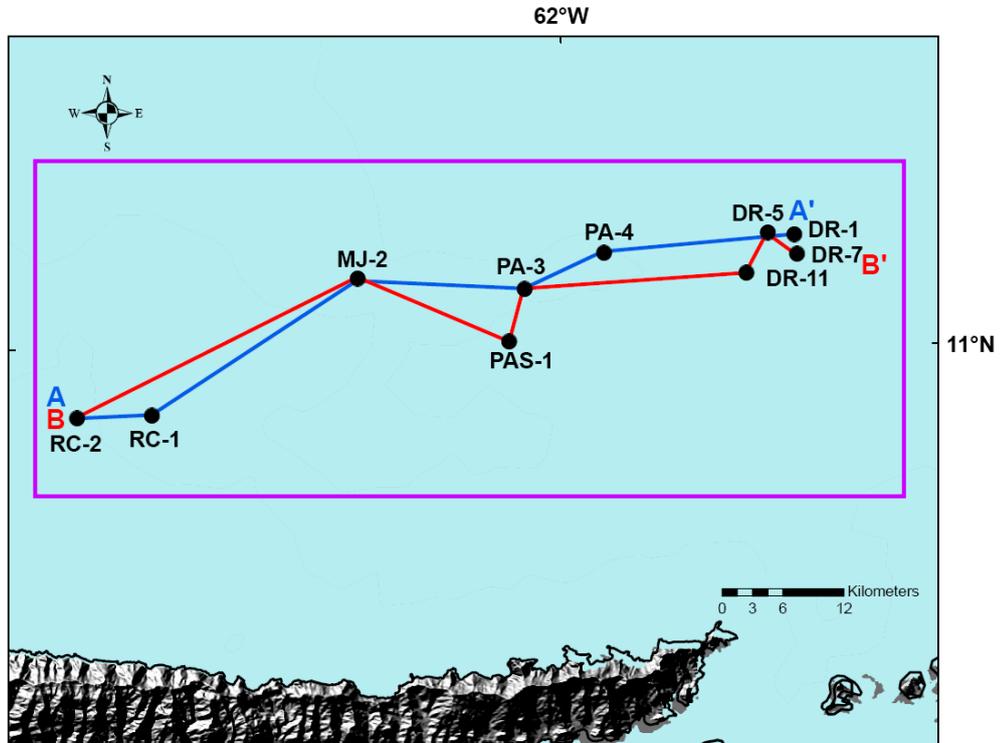


Figura 17. Mapa de ubicación del transecto sísmico (A – A’; línea azul) y sección estratigráfica de pozos (B – B’; línea roja).

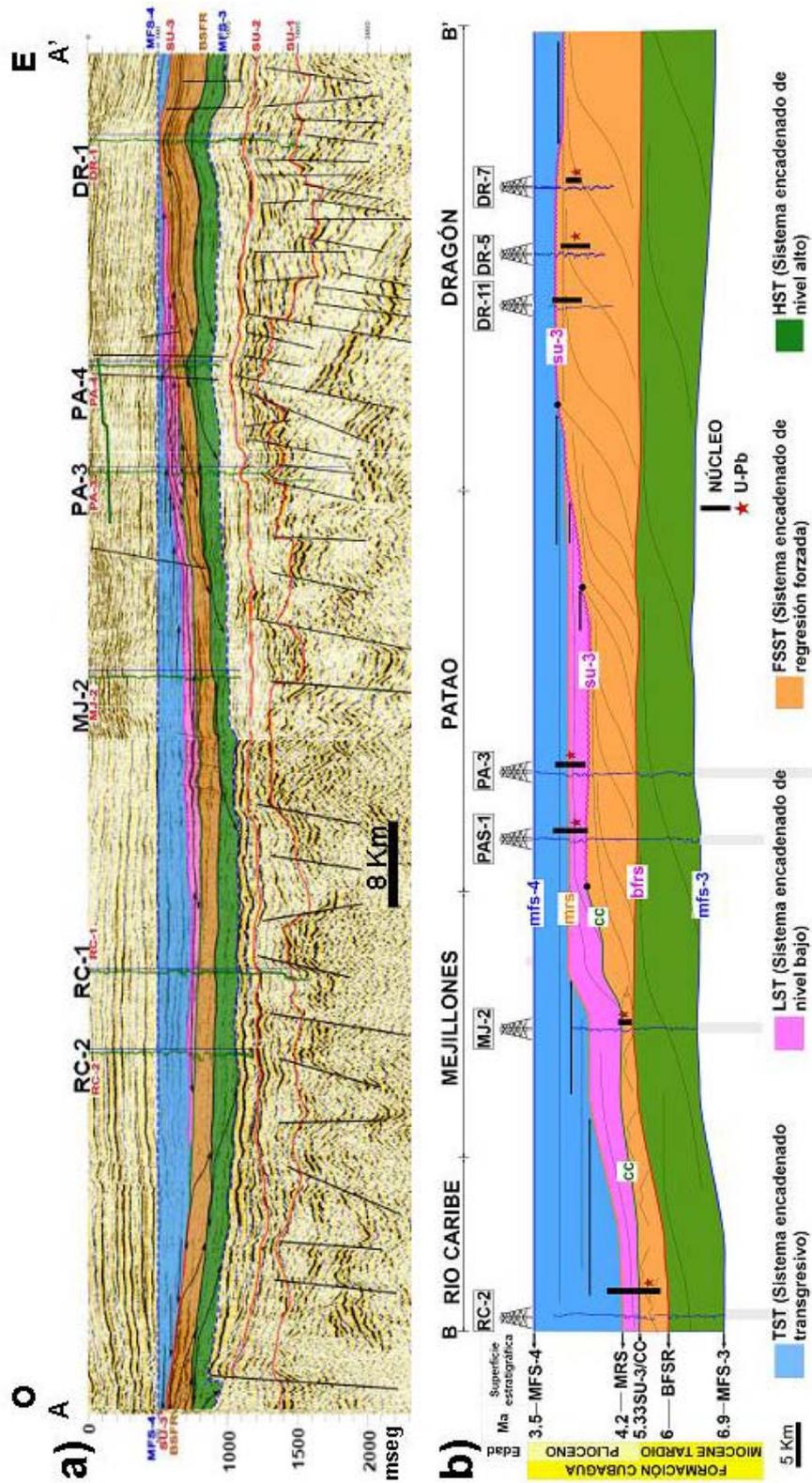


Figura 18. (a) Transecto sísmico; (b) Sección estratigráfica de pozos, muestran la arquitectura de los sistemas encadenados en dirección OE a partir de la superficie de amarre MFS-4. (tomado de Ramírez,2013).

3.1.1. Sistema Encadenado de Nivel Alto-HST

El Sistema Encadenado de Nivel Alto-HST (siglas en ingles de Mitchum y Vail, 1977) de regresión normal, esta limitado en su base por la MFS-3 y en su tope por la superficie basal de la regresión forzada (BSFR, siglas en ingles de Sloss et.al 1949) (fig. 16) marca el inicio de la caída del nivel base de la línea de costa y así el inicio de la regresión forzada en esta localidad estudiada (Catuneanu, 2006). Hacia el este, en la vecindad de los campo Dragón, se puede observar como las reflexiones sísmicas presentan una geometría característica que sugiere una progradación de los sedimentos provenientes de dirección E-SE, combinado a procesos agradacionales (Laya et al. 2013) (fig.18a y b).

3.1.2. Sistema encadenado de regresión forzada-FSST

El sistema encadenado de regresión forzada-FSST (siglas en ingles de Mitchum y Vail, 1977), formado durante la regresión forzada de la línea de costa, está limitado en su tope por una superficie compuesta, que incluye una discordancia subaérea (SU) con su superficie correlativa (CC) (sensu Hunt y Tucker, 1992), denominada para el Alto de Patao SU-3/CC (fig. 16), y en su base está limitada por la BSFR (fig. 16) (Laya et al. 2013).

En el transecto sísmico A-A' (fig.18a), Laya op. cit., interpretan la superficie discordante SU-3 en las reflexiones sísmicas, donde se aprecian terminaciones en *onlap* sobre la SU-3 en las vecindades del campo Dragón. Esta superficie estratigráfica pasa lateralmente a su correspondiente superficie correlativa CC hacia los campos Mejillones y Río Caribe (fig.18b), sugiriendo que hubo un levantamiento que hizo emerger estas zonas de la cuenca para mediados del Mioceno tardío sin llegar a una exposición completa, es decir en el mismo medio sub-acuoso (Pereira et al. 1984). Además, en el transecto sísmico se puede observar como las reflexiones sísmicas muestran una geometría de *offlapping* cerca de los pozos PA-3 y PA-4 sugiriendo una progradación de los depósitos como el resultado de una regresión forzada de la línea de costa que dio origen a la SU-3 (fig.18a) (Laya et al. 2013).

3.1.3. Sistema encadenado de nivel bajo-LST

El sistema encadenado de nivel bajo-LST (siglas en inglés de Mitchum y Vail, 1977) de regresión normal, está asociado a depósitos sedimentarios acumulados durante la etapa de aumento temprano, lento y progresivo del nivel base y del espacio de acomodación, desarrollándose progradaciones con agradación de los depósitos sedimentarios (sensu Hunt and Tucker, 1992). Está limitado en su base por la superficie compuesta que incluye la discordancia subaérea SU-3 con su superficie correlativa CC y en el tope por la máxima superficie regresiva MRS (siglas en inglés, Catuneanu, 2006) (fig.16). Este sistema encadenado se extiende desde el campo Patao hasta el campo Río Caribe, estando ausente en el campo Dragón (Laya et al. 2013) (fig. 18).

3.1.4. Sistema encadenado transgresivo-TST

El sistema encadenado transgresivo-TST (siglas en inglés de Mitchum y Vail, 1977) está limitado en su tope por la MFS-4 y en su base por la superficie SU-3 en el campo Dragón y la superficie MRS hacia los campos Patao, Mejillones y Río Caribe (fig.18b), se formó cuando la tasa de creación de espacio y acomodación de los sedimentos incrementó durante la transgresión de la línea de costa. A todo lo largo del Alto de Patao, se observa como las reflexiones hacen contacto en *onlap* sobre las superficies SU-3 y la MRS (fig. 18a), lo que evidencia la retrogradación de los sedimentos o en otras palabras la transgresión de la línea de costa hacia el continente (Laya et al. 2013).

En el sistema petrolífero del Alto de Patao, los sedimentos del sistema encadenado transgresivo son los que tienden a ser las facies más lodosas de la plataforma que funcionan como rocas sellos de los reservorios presentes en el FSST y LST (Ramírez et al.2013).

CAPÍTULO IV

GENERALIDADES

4.1. Modas detríticas y Procedencia

En todo estudio de procedencia en sedimentos detríticos, es fundamental realizar análisis petrográfico cualitativo y cuantitativo detallado de la composición mineralógica y características texturales de las rocas, puesto que su composición se encuentra fuertemente influenciada por la naturaleza del área de aporte en conjunto con otros factores tales como el clima, el mecanismo-agente y distancia del transporte y los procesos diagenéticos que también ejercen control sobre la composición modal de las areniscas Dickinson y Suczek (1979); Mack (1984).

Dickinson y Suczek (1979) establecieron relaciones entre la composición modal de las areniscas y el emplazamiento tectónico de las áreas de aporte; a partir de ese momento se han empleado en estudios de procedencia los diagramas de regeneración de modas detríticas que muestran las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico (fig. 19).

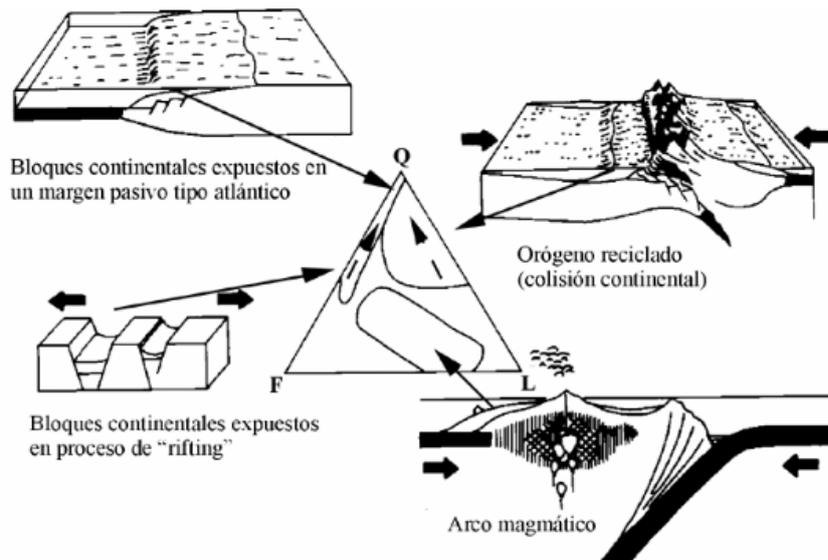


Figura 19. Diagrama ternario, indica las áreas tectónicas de aporte propuesto por Dickinson y Suczek (1979). Abreviaciones: Q=cuarzo total, F=Feldespatos, L=fragmentos líticos.

Los componentes básicos requeridos en los diagramas se detallan a continuación:

✓ Granos Cuarzosos ($Qt = Qm + Qp$)

Qt: Granos totales de cuarzo

Qm: Cuarzo monocristalino

Qp: Cuarzo policristalino

✓ Granos de Feldespatos ($F = P + K$)

F: Granos totales de feldespatos

P: Granos de Plagioclasa

K: Granos de Feldespato potásico

✓ Fragmentos Líticos ($Lt = Qp + Lv + Lm + Ls$)

Lt: Fragmentos líticos totales ($L + Qp$)

L: Fragmentos líticos inestables totales ($Lv + Lm + Ls$)

Lv: Fragmentos líticos volcánicos

Lm: Fragmentos lítico metamórficos

Ls: Fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios.

Los diagramas de Dickinson y Suczek (1979) fueron reelaborados por Dickinson et al. (1983) (fig. 20). A continuación, se describen los ambientes tectónicos representados en los diagramas:

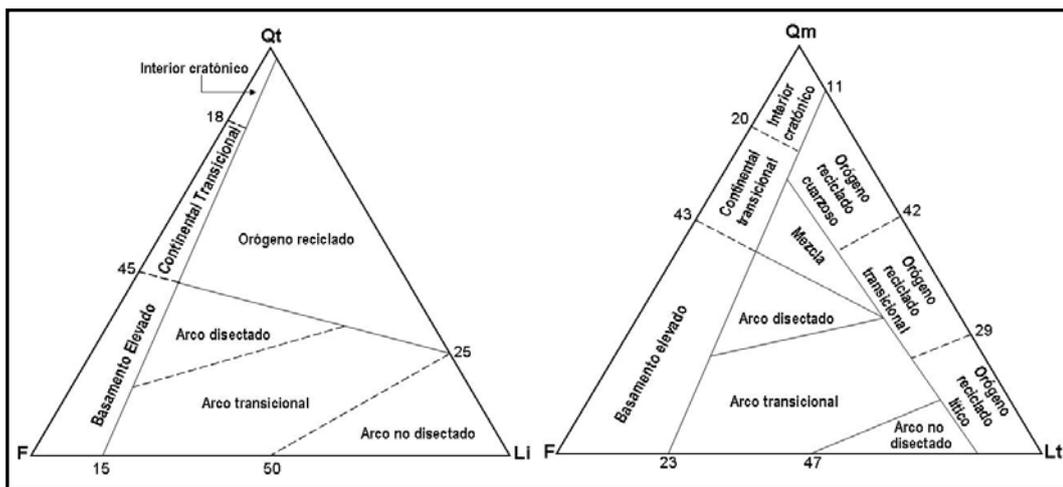


Figura 20. Diagrama ternario de caracterización de áreas tectónicas de aporte propuesto por Dickinson et al., 1983. (A) QFLi y (B) QmFLt. Abreviaciones: Qt= cuarzo total, F= Feldespatos, Li= fragmentos líticos inestables totales, Qm= Cuarzo monocristalino, F= Feldespatos, Lt= Fragmentos líticos totales.

4.1.1. Bloque Continental

Las fuentes de sedimentos se encuentran en el escudo, plataforma o en bloques del basamento fallado. Se ubican dentro de este grupo::

4.1.1.1. Interior Cratónico

Las areniscas son derivadas de escudos expuestos. Dickinson (1983) ha señalado además que existe una importante relación cuarzo monocristalino/policristalino en estas areniscas, debido a la naturaleza del área de proveniencia y a la gran resistencia del cuarzo monocristalino a los procesos de meteorización y erosión. Paralelamente las areniscas que forman el interior cratónico suelen presentar mayor proporción de feldespatos potásicos que de plagioclasa, a diferencia de lo que ocurre en muchas de las arenas derivadas de los arcos magmáticos.

4.1.1.2. Continental-Transicional

Las areniscas de este grupo se derivan de las estructuras positivas a lo largo de las estribaciones marginales en segmentos transformantes o en discontinuidades estructurales que rompen el rumbo de los márgenes continentales que han sido separados, o en fuentes locales a lo largo de los flancos de cratones Dickinson y Suczek (1979).

4.1.1.3. Basamento Elevado

Las areniscas que provienen de bloques de rocas graníticas o metamórficas de alto grado, pertenecientes a un basamento continental levantado, limitado por fallas y se depositarán en cuencas cercanas, por lo que no reflejan mucho transporte. Los tipos de ambientes tectónicos que se incluyen en este tipo son: las primeras etapas de la evolución de rifts, en cuencas controladas por fallamiento transformante, e incluso frente a la faja plegada y corrida en cuencas de antepaís.

Los altos relieves y rápida erosión forman las areniscas cuarzo-feldespáticas de clásico carácter arcósico. Por lo general muestran bajos porcentajes de fragmentos líticos y de cuarzo policristalino; aunque la mayor parte del campo que caracteriza

a estas areniscas muestra muy alto porcentaje de feldespatos, en la práctica, la composición promedio de este tipo de arenas tiende a mostrar una mayor proporción de cuarzo que de feldespato o, por lo menos, similar.

4.1.2. Arcos Magmáticos

En lo que respecta a la proveniencia de arcos magmáticos, ésta refleja el aporte de áreas relacionadas a márgenes activos (zonas de subducción), desarrollados tanto en corteza continental como oceánica. Incluyen los fragmentos líticos volcánicos a un extremo así como detritos cuarzos-feldespáticos de origen plutónico en el otro. Este grupo comprende:

4.1.2.1. Arco Disectado

Los arcos magmáticos más maduros y erosionados, especialmente aquellos a lo largo de márgenes continentales, aportan sedimentos de origen plutónico y volcánico tanto en las cuencas backarc y forearc. Los feldespatos están presentes en cantidades significativas, y los fragmentos líticos volcánicos se presentan en proporciones variadas. Son areniscas cuarzo-feldespáticas (Dickinson y Suczek 1979).

4.1.2.2. Arco Transicional

Incluye ambientes depositacionales en un marco tectónico de cuenca forearc, intra-arc y backarc. Las areniscas contienen poca cantidad de cuarzo plutónico (Dickinson y Suczek op. cit.).

4.1.2.3. Arco No disectado

Los arcos de islas activos y márgenes continentales, donde han sufrido cierta erosión las cadenas de arcos volcánicos, aportan detritos principalmente volcánicos, los cuales se depositan en trincheras, cuencas forearc, mares marginales backarc y cuencas locales dentro del cinturón volcánico. Las plagioclasas (particularmente los fenocristales de plagioclasas) y fragmentos

líticos volcánicos son característicos. Hay una mayor proporción de plagioclasa que de feldespato potásico y los cuarzos se observan en bajas proporciones (especialmente del tipo monocristalino), (Dickinson y Suczek 1979).

4.1.3. Orógenos Reciclados

Incluye aquellas áreas de proveniencia en donde se han deformado y ascendido las espesas columnas de rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado, conformando cadenas orogénicas, a menudo de varios miles de metros de espesor. Dickinson et al. (1983) consideraron tres tipos de ambientes tectónicos donde se presentan con frecuencia: 1. Fajas de sutura, 2. Complejos de subducción y 3. El margen externo de cuencas de antepaís.

Las areniscas procedentes de orógenos reciclados muestran un amplio contenido de fragmentos líticos, principalmente de pelitas, chert, areniscas muy finas, pizarras, filitas, diferentes tipos de esquistos y eventualmente metavulcanitas. Estas rocas revelan una proporción de feldespatos muy baja y una participación variable de cuarzo (5 a 85%), con frecuencia policristalino.

En algunos orógenos reciclados, el chert es el fragmento lítico más importante. En estos casos, la proporción de feldespato suele ser baja.

Mack (1984) considera que existen dos asociaciones importantes de orógenos reciclados. 1) Aquellas con altos porcentajes de cuarzo monocristalino ($Q_m > L_t$), derivadas generalmente del retrabajo de sedimentitas y leptometamorfitas erosionadas de la faja plegada (orógeno reciclado cuarzoso). En este caso, por lo general es relativamente menor la cantidad de fragmentos líticos volcánicos y la porción de feldespatos potásico mayor a la de plagioclasa. 2) En contraposición los orógenos reciclados líticos muestran $L_t > Q_m$, en ellos puede haber importante participación de líticos volcánicos y la relación feldespato potásico/plagioclasa resulta muy variable.

4.1.4. Campo de Mezcla

Dickinson et al. (1983) representaron en su triángulo QmFLt un campo de mezcla, el cual resulta con frecuencia de la introducción mecánica de material que corresponde a distintas áreas de aporte. Girty y Armitage (1989) investigaron las modas detríticas de arenas del Río Colorado (Estados Unidos) en un tramo de drenaje que incluye diferentes tipos de áreas fuentes apoyando el campo de mezcla definido por Dickinson et al. (1983).

4.2. Geoquímica isotópica – Geocronología en circones detríticos

4.2.1. Principios de la física atómica

La unidad fundamental de un elemento químico es el átomo. El **átomo** (fig. 21) es un elemento de la materia ordinaria, con propiedades químicas bien definidas, está compuesto por un núcleo atómico, en el que se concentra casi toda su masa, rodeado de una nube de electrones (Sánchez del Río 2003).

El **núcleo atómico** es la parte central de un átomo, tiene carga positiva, y concentra más del 99,9% de la masa total del átomo. Está formado por protones y neutrones (denominados nucleones) que se mantienen unidos por medio de la interacción nuclear fuerte, la cual permite que el núcleo sea estable.

La cantidad de protones en el núcleo (número atómico), determina el elemento químico al que pertenece (fig.22). Los núcleos atómicos no necesariamente tienen el mismo número de neutrones, ya que átomos de un mismo elemento pueden tener masas diferentes, es decir son **isótopos** del elemento (Sánchez del Río 2003) (fig.22).

Se denomina **nube de electrones** a la región que rodea al núcleo atómico, y en la cual orbitan los electrones. Los electrones poseen carga eléctrica negativa y están unidos al núcleo del átomo por la interacción electromagnética; posee un tamaño unas 50.000 veces superior al del núcleo, sin embargo, apenas posee masa (Sánchez del Río 2003).

Los átomos que son isótopos entre sí son los que tienen igual número atómico (número de protones en el núcleo), pero diferente número másico (suma del número de neutrones y el de protones en el núcleo). Los distintos isótopos de un elemento, difieren pues en el número de neutrones y si la relación entre el número de protones y de neutrones no es la apropiada para obtener la estabilidad nuclear, el isótopo es radiactivo (Sánchez del Río 2003).

La mayoría de los elementos químicos tienen más de un isótopo. Solamente 21 elementos (por ejemplo berilio o sodio) poseen un solo isótopo natural. En contraste, el estaño es el elemento con más isótopos estables, 10.

Otros elementos tienen isótopos naturales, pero inestables, como el uranio, cuyos isótopos pueden transformarse o decaer en otros isótopos más estables, emitiendo en el proceso radiación (Sánchez del Río 2003).

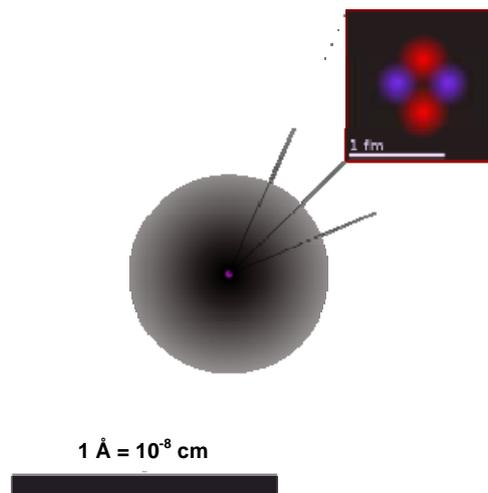


Figura 21. Representación aproximada del átomo de Helio. En el núcleo los protones están representados en rojo y los neutrones en azul. (tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Núcleo_atómico).

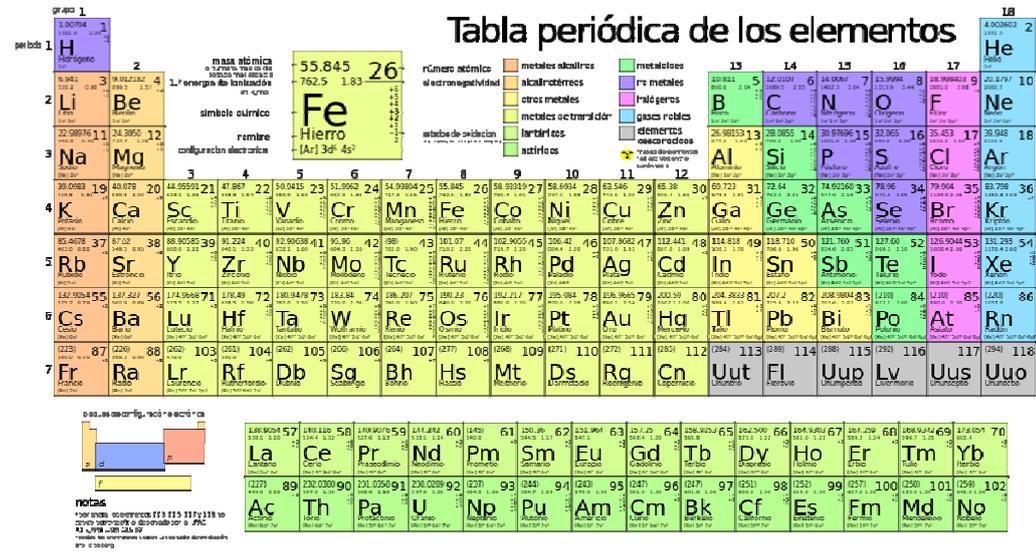
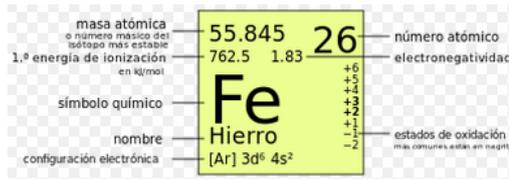


Figura 22. Tabla periódica de los elementos químicos que incluye nombre, masa atómica, número atómico, configuración electrónica, primera energía de ionización, y electronegatividad (tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Elemento_químico).

Radiactividad: Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes (ocurre en los casos donde el número de neutrones es excesivo o demasiado pequeño respecto al número de protones). Como consecuencia, los núcleos se descomponen o desintegran espontáneamente en un proceso denominado radiactividad, el cual permite corregir el desequilibrio mediante la liberación del exceso de neutrones o protones, en forma de partículas α que son realmente núcleos de helio, y partículas β , que pueden ser electrones o positrones (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Las leyes de desintegración radiactiva, fueron descritas por Frederick Soddy junto a Kasimir Fajans, y Rutherford entre 1912 y 1914:

a) Pueden emitirse partículas alfa (partículas α) del núcleo (fig.23). Una partícula alfa está compuesta por dos protones y dos neutrones. Por tanto, la emisión de una partícula alfa significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico, en 2.

b) Cuando se expulsa una partícula beta negativo (partícula β^-), o electrón (fig.23), el número másico se mantiene inalterado, porque los electrones prácticamente no tiene masa. Sin embargo, dado que los electrones proceden de un neutrón (tomando en cuenta que un neutrón es una combinación de un protón y un electrón), el núcleo contiene un protón más que antes. Por consiguiente, el número atómico aumenta en 1 (Tarbuck y Lutgens, 2005).

c) A veces un electrón es capturado por el núcleo (fig.23). El electrón se combina con un protón y forma un neutrón, el número másico se mantiene invariable, sin embargo, dado que el núcleo contiene ahora un protón menos, el número atómico disminuye en 1 (Tarbuck y Lutgens, op. cit.).

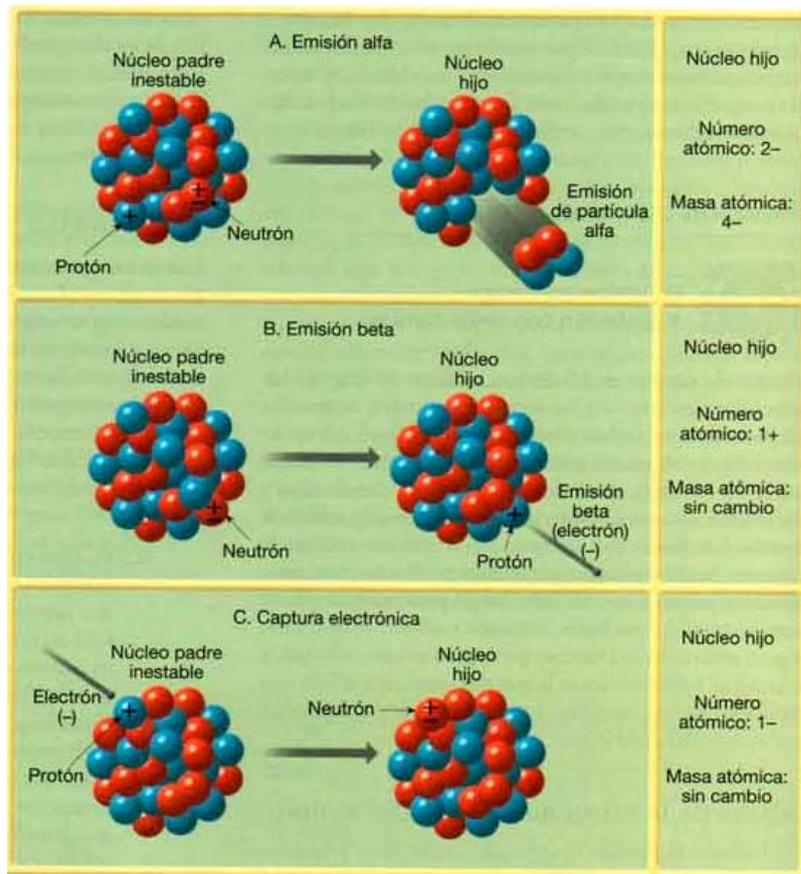


Figura 23. Tipos comunes de desintegración radiactiva. Nótese que en cada caso cambia el número de protones (número atómico) en el núcleo, produciendo así un elemento diferente (tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

Período de semi-desintegración radiactiva

De acuerdo con la teoría de Rutherford y Soddy, la velocidad de decaimiento de un núclido inestable es proporcional al número de núclidos (N) remanentes en cualquier momento (t) y la resultante es la ecuación básica que describe todos los procesos de desintegración radiactiva (Glasstone, 1976):

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{ec. 1})$$

dónde:

N(t): número de radionúclido o radioisótopo existentes en un instante de tiempo t.

N₀: número de radioisótopos existentes en el instante inicial t=0.

λ: constante de desintegración radiactiva, es la probabilidad de desintegración por unidad de tiempo. La constante de desintegración es el cociente entre el número de desintegraciones por segundo y el número de átomos radiactivos:

$$(\lambda = A/N) \quad (\text{ec.2})$$

Se llama **tiempo de vida** de un isótopo radiactivo el tiempo promedio de vida de un átomo radiactivo antes de desintegrarse. Es igual a la inversa de la constante de desintegración radiactiva ($\tau = 1/\lambda$) (Glasstone, 1976).

Al tiempo que transcurre hasta que la cantidad de núcleos radiactivos de un isótopo radiactivo se reduzca a la mitad de la cantidad inicial se le conoce como **periodo de semi-desintegración o semivida** (no confundir con el ya mencionado tiempo de vida):

$$t_{1/2} = \ln(2) / \lambda \quad (\text{ec.3})$$

Al final de cada período, la radiactividad se reduce a la mitad de la radiactividad inicial. Cada radioisótopo tiene una periodo de semi-desintegración característico, en general diferente de otros isótopos (Glasstone, 1976).

Ejemplos:

Isótopo	Periodo	Emisión
Uranio-238	4,468·10 ⁹ años	Alfa
Carbono-14	5730 años	Beta
Cobalto-60	5,271 años	Gamma
Radón-222	3,82 días	Alfa

Velocidad de desintegración o actividad radiactiva

La ecuación (ec.2), puede ser modificada para producir la actividad (A), que se define como la tasa de desintegración de un radionúclido. Se mide en Bq. un becquerel equivale a 1 (una) desintegración por segundo. También existen otras unidades: el rutherford, que equivale a 10⁶ desintegraciones por segundo, o el curio, Ci, cuyo equivalente exacto es 3,7·10¹⁰ desintegraciones por segundo (unidad basada en la actividad de 1 g de ²²⁶Ra, la cual es cercana a esa cantidad) (Glasstone, 1976). Empíricamente se ha determinado que la velocidad de desintegración es la tasa de variación del número de núcleos radiactivos por unidad de tiempo:

$$A(t) = - dN(t) / dt \quad (\text{ec.4})$$

Dada la ley de desintegración radiactiva se sustituye la ecuación (ec.1) en $N(t)$ y de la ecuación (ec.4) obtenemos:

$$A(t) = - (-\lambda N_0) e^{-\lambda t} = A_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{ec.5})$$

donde:

$A(t)$: actividad radiactiva en el instante t .

A_0 : actividad radiactiva inicial (cuando $t = 0$).

e : base de los logaritmos neperianos.

t : tiempo transcurrido.

λ : constante de desintegración radiactiva propia de cada radioisótopo.

Datación radiométrica

Muchas rocas y organismos contienen isótopos radiactivos, como el U-235 y C-14. Como se mencionó anteriormente, estos isótopos radiactivos son inestables, descomponiéndose con el tiempo a una velocidad predecible. A medida que los isótopos se descomponen, emiten partículas de su núcleo y se convierten en un isótopo diferente (fig. 24). El isótopo padre es el isótopo inestable original, y los isótopos descendientes son el producto estable de la descomposición. (Tarbuck y Lutgens 2005).

Cada isótopo radiactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de las rocas en las que aparece, y los productos de su descomposición se han estado acumulando a una velocidad equivalente. Por ejemplo, cuando el uranio se incorpora en un mineral que cristaliza a partir de un magma, no existe plomo (el isótopo hijo estable) procedente de una desintegración previa. El radiométrico empieza en ese momento, a medida que se desintegra el uranio de ese mineral recién formado, van quedando atrapados los átomos del producto hijo y acaban acumulándose cantidades medibles de plomo (Tarbuck y Lutgens 2005) (fig. 24).

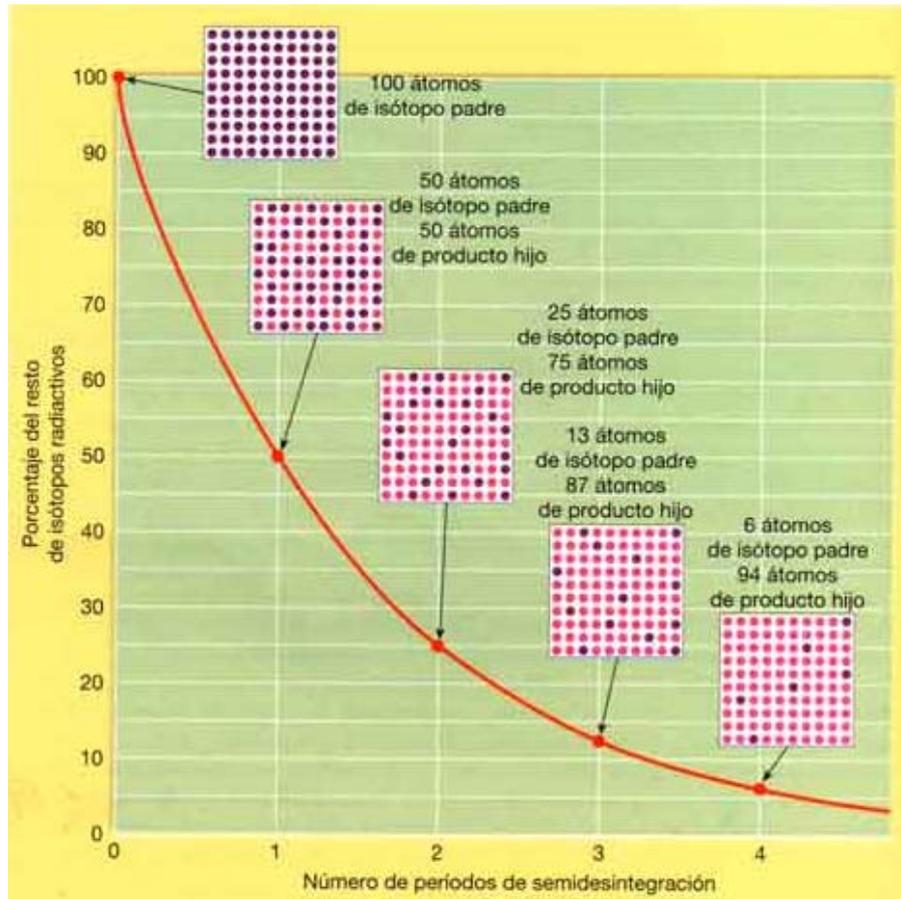


Figura 24. La curva de desintegración radiactiva muestra un cambio que es exponencial. Después de un período de semidesintegración queda la mitad del precursor radiactivo. Después de un segundo período, queda una cuarta parte del progenitor, y así (tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

4.2.2. Leyes de transformación para cambios sucesivos o crecimiento de los hijos radiogénicos

Los cálculos fundamentales relativos a la velocidad de crecimiento de los cuerpos radiactivos a partir de núcleos radiactivos padres, así como las condiciones según las que se establece el equilibrio radiactivo son fundamentales en el estudio cuantitativo de las cadenas de desintegración (Faure & Mensing, 2005).

Cuando un radionúclido de vida larga (N) se descompone en un sistema cerrado, el número de hijos radiogénicos estables (D*) que se acumulan en una unidad de peso de la roca o mineral es igual al número de átomos padre que han decaído:

$$D^* = N_0 - N \tag{ec. 6}$$

donde N_0 es el número de radioisótopos (átomos padres) existentes en el instante inicial $t=0$. Sustituyendo la ley de radiactividad expresado por la ecuación (ec.1):

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

dentro de la ecuación (ec.6) obtenemos:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

de donde se sigue que:

$$D^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad \text{(ec.7)}$$

Ahora bien, el crecimiento de un hijo estable en un sistema cerrado por la desintegración radiactiva de un padre, en el límite cuando $t \rightarrow \infty$, el número de átomos hijo se acerca al número de átomos padre (N_0) presente inicialmente:

$$\lim_{t \rightarrow \infty} (1 - e^{-\lambda t}) = 1$$

Tendremos: $D^* = N_0$

Faure & Mensing, (2005) mencionan que el problema con la ecuación (ec.7) es que el número de átomos padre presentes inicialmente (N_0) en una unidad de peso de roca o mineral no es medible y sólo se puede determinar si el número de átomos padres remanente (N) y la edad de la muestra son conocidos. Por lo tanto, la ecuación (ec.7) no es adecuada para geocronología.

El problema se evita mediante la sustitución de N_0 en la ecuación (ec.6) por:

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

Sustituyendo en la ecuación (ec.6), tenemos:

$$D^* = N e^{\lambda t} - N$$

$$D^* = N (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta ecuación contiene dos parámetros medibles (D^* y N) y por lo tanto, se puede resolver para t si el valor de la constante de desintegración del padre (λ) es conocida (Faure & Mensing, 2005).

Una unidad de peso de roca o mineral puede contener un cierto número de átomos hijos que se incluyeron en él en el momento de la formación. Por lo tanto, el número total de átomos hijos en una unidad de peso de roca o mineral en el tiempo presente es:

$$D = D_0 + D^*$$

Donde D_0 es el número inicial de átomos hijos. En consecuencia, una descripción completa del número de átomos hijos radiogénicos es:

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{ec.8})$$

Esta ecuación es la base para determinar la edad de rocas y minerales terrestres y extraterrestres por la descomposición de *long-lived* y radioisótopos naturales a hijos estables. Tanto D y N en la ecuación (ec.8) se pueden medir mediante el análisis de la muestra a ser fechado, y t = tiempo pueden ser resuelto con la ecuación a continuación, siempre que la constante de desintegración λ del padre sea conocida y que un valor apropiado se utilice para D_0 . De la ecuación (ec.8):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D - D_0}{N} + 1 \right) \quad (\text{ec.9})$$

4.2.3. Geocronología en circones detríticos, método U-Pb

El circón es el mineral más ampliamente usado para el fechamiento de U-Pb dada su alta temperatura de cierre. Además, contiene muy poco Pb en el momento de la formación y tiene alta relación U-Pb, lo que aumenta su sensibilidad como una geocronómetro (Faure & Mensing, 2005).

La geocronología en circón detrítico se ha convertido rápidamente en una herramienta muy efectiva para determinar la procedencia y la edad máxima de sedimentación de los estratos clásticos, producto de la evolución técnica que ha permitido a los investigadores obtener de manera eficiente las edades U-Pb en cristales de circones individuales. Antes de estos acontecimientos, la mayoría de los análisis se llevaron a cabo en circones detríticos en fracciones multigrano. La estrategia predominante era analizar los grupos de granos con características similares (por ejemplo, el color, la forma, el redondeo, etc) con la esperanza de

que los granos en cada fracción fuesen de la misma edad; si bien esta técnica era suficiente para determinar las distribuciones de edad en general, fue generalmente inadecuada para identificar las edades de fuentes específicas (Gehrels, 2009).

El análisis de los cristales de circón individuales llegó a ser viable en la década de 1980 y principios de 1990, mediante la dilución de isótopos por espectrómetros de masas de ionización termal (ID-TIMS, siglas en inglés, Krogh y Davis, 1975).

Gehrels (2009) menciona que el aumento considerable en la geocronología de circón detrítico ocurrió en el 2000, cuando la metodología de ablación por láser acoplado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (*LA-ICP-MS*, siglas en inglés) se desarrolló hasta el punto en el cual, los análisis U-Pb podrían llevarse a cabo de una manera robusta. La ventaja de *LA-ICP-MS* es que resulta mucho más rápido el tiempo de análisis, facilitado con algunos instrumentos por tener suficiente dispersión y suficientes colectores siendo posible las medidas de U y Pb simultáneamente.

4.2.3.1. Descomposición de isótopos de U

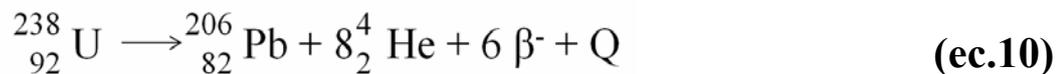
El uranio tiene 3 isótopos naturales ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , de los cuales son todos radiactivos. La abundancia isotópica, periodo de semi-desintegración ($t_{1/2}$) y la constante de desintegración (λ) se presentan en la tabla 1. El principal isótopo U es el padre de una cadena de descendientes radiactivos terminando con isótopos estables de Pb. La desintegración ^{238}U da lugar a la serie de uranio, la cual incluye ^{234}U como un hijo intermedio y finaliza en un estable ^{206}Pb (Faure and Mensing, 2005).

Tabla 1. Abundancia isotópica, periodo de semi-desintegración ($t_{1/2}$) y la constante de desintegración (λ) de los principales isótopos naturales de U (tomado de Faure & Mensing, 2005).

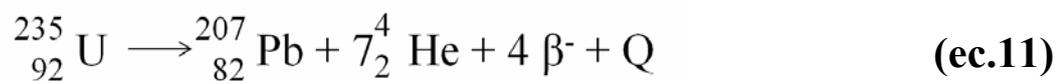
Isótopo	Abundancia (%)	$t_{1/2}$ Años	λ (y^{-1})	Referencia
^{238}U	99.2743	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}	1
^{235}U	0.7200	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}	1
^{234}U	0.0055	2.45×10^5	4.9475×10^{-11}	2

1_ Steiger and Jäger, 1977; 2_Lide and Frederikse, 1995.

La desintegración de ^{238}U a ^{206}Pb (fig.25), puede ser resumida en la ecuación (ec.10), donde $Q = 47.4 \text{ MeV/atom}$ ó 0.71 cal/g . Cada átomo de ^{238}U que se desintegra finalmente produce un átomo de ^{206}P por emisión de ocho partículas α y seis partículas β (Wetherill, 1956). El parámetro Q representa la suma de las energías de desintegración de la serie entera en unidades de millones de voltios de electrones:



Y la desintegración de ^{235}U a ^{207}Pb (fig.26), da lugar a la serie actinio el cual finaliza en un estable ^{207}Pb luego de la emisión de siete partículas α y cuatro partículas β ; se puede resumir en la siguiente ecuación (ec.11), donde $Q = 45.2 \text{ MeV/atom}$ ó 4.3 cal/g (Wetherill, 1956):



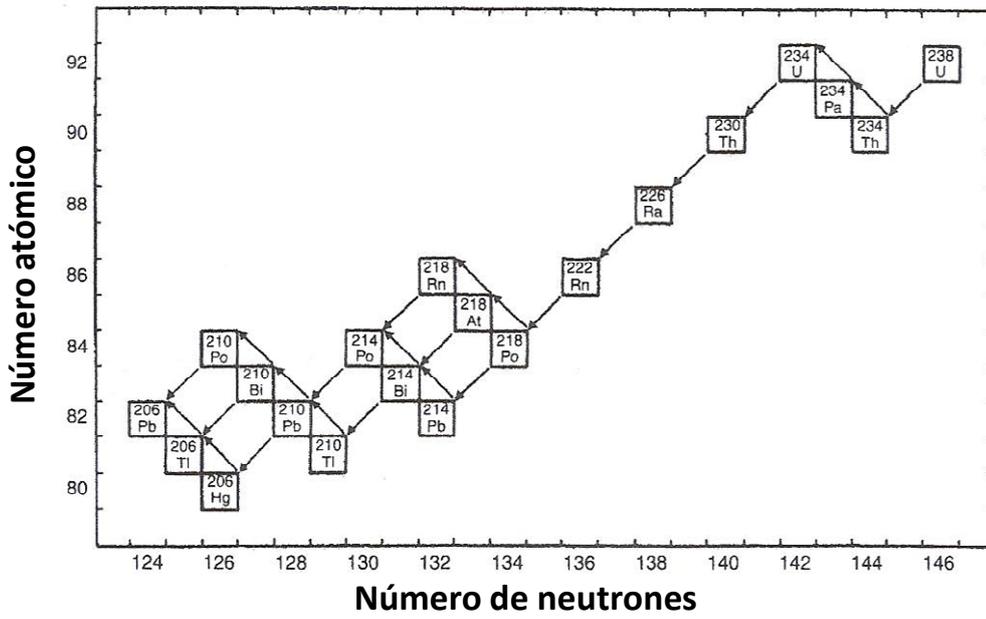


Figura 25. Cadena de desintegración de ^{238}U resultante de la emisión sucesiva de partículas α y β . El producto de la desintegración final es el estable ^{206}Pb (tomado de Wetherill, 1956).

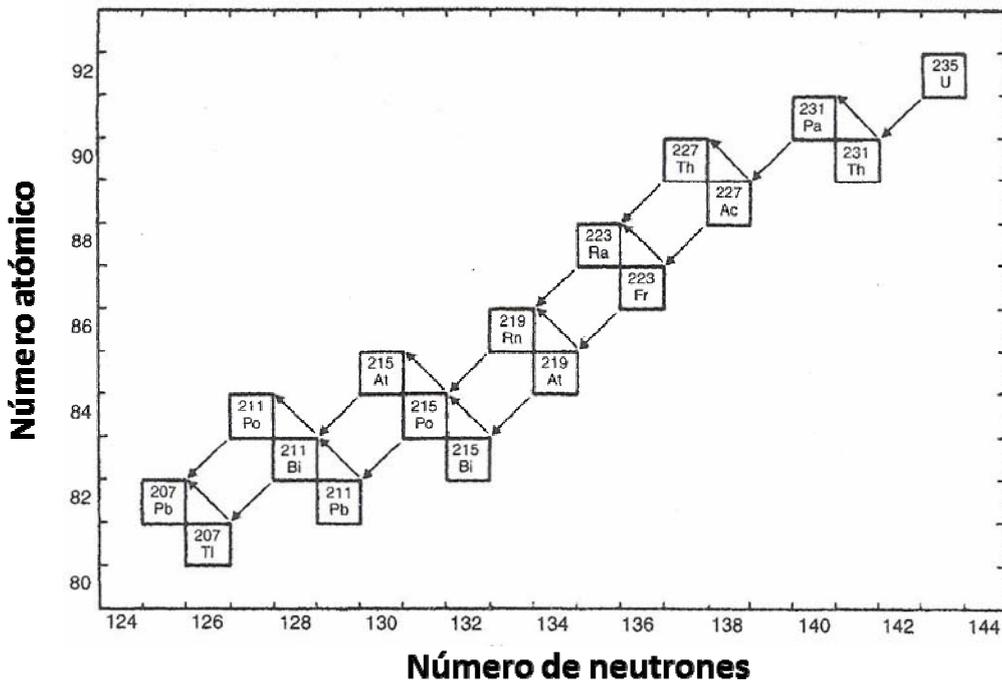


Figura 26. Cadena de desintegración de ^{235}U , el producto de la desintegración final es el estable ^{207}Pb (tomado de Wetherill, 1956).

4.2.3.2. Concordia de Wetherill

El efecto de la pérdida de Pb o U y la ganancia de U en dataciones U-Pb en minerales, puede ser compensada por un procedimiento gráfico desarrollado por Wetherill (1953) como se indica a continuación:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (\text{ec.12})$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (\text{ec.13})$$

Las ecuaciones (ec.12) y (ec.13), que regirán el aumento dependiente del tiempo, de las proporciones de U en minerales o rocas -teniendo ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, pueden ser reorganizadas para dar las proporciones radiogénicas ${}^{206}\text{Pb}$ a ${}^{238}\text{U}$ y de ${}^{207}\text{Pb}$ a ${}^{235}\text{U}$. Para la ecuación (ec.12), tendremos:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} - ({}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb})_i}{{}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (\text{ec.14})$$

y, mediante una manipulación similar, la ecuación (ec.13) se reformuló de la siguiente manera:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (\text{ec.15})$$

donde el asterisco es utilizado para identificar el origen radiogénico del Pb. Los valores de ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{208}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$ en diferentes valores de t se usan para plotear la curva que se conoce como *concordia* y se asocia con el nombre de su inventor G. W. Wetherill (1956,1963) (fig.27).

En la figura 27, se ilustra una historia hipotética, tomada de Faure & Mensing, (2005), sobre los granos de circones que originalmente cristalizaron desde el magma y más tarde a un episodio de metamorfismo termal. En el momento inicial de la cristalización, los circones ploteados en el origen del diagrama de la concordia resultan de la falta de Pb radiogénico. En los siguientes 2.5 Ga los

granos de circones pierden cantidades variables de Pb radiogénico durante un episodio de metamorfismo termal. Algunos de los cristales perdieron todo el Pb radiogénico acumulado y, por tanto, regresaron al origen. Otros perdieron sólo fracciones variables de Pb radiogénico y definen un acorde de línea recta, etiquetada como *discordia A*, que se extiende desde el punto de concordia equivalentes a 2.5 Ga hasta el origen. Todos los circones en este acorde podrían dar fechas discordantes, cosa que explica por qué se llama "discordia". Al final del breve episodio de metamorfismo, todos los granos de circones reanudan su evolución por la desintegración de isótopos U y la acumulación de radiogénico Pb. Los circones que habían perdido todo el Pb radiogénico acumulado se mueven a lo largo de la *Concordia*, y todos los cristales de circones que habían perdido sólo fracciones variables de radiogénico Pb mantienen la relación lineal entre sí. Por lo tanto, después de finalizado el episodio de metamorfismo la *discordia B*, se extiende desde un punto en concordia equivalente a 3,5 Ga (es decir, 2,5 + 1,0 Ga) hasta un punto representativo de 1,0 Ga (es decir, el tiempo consumido desde el metamorfismo).

Por lo tanto, 1,0 Ga después de finalizado el episodio de metamorfismo térmico, los puntos de datos que anteriormente definieron la *discordia A* forman la *discordia B*, que intersecta la *Concordia* en dos puntos, con la etiqueta P y Q en la figura 27. Las coordenadas del punto Q producen datos concordantes que representan el tiempo transcurrido desde la cristalización original de los cristales de circón que ahora definen *discordia B*.

Faure & Mensing, (2005) indican que las coordenadas del punto P también rinden fechas concordantes, pero la interpretación de esta fecha depende de las circunstancias. La pérdida radiogénica Pb, en realidad puede haber ocurrido por la difusión continua a temperatura elevada. En este caso, la trayectoria de minerales U-Pb sigue una línea recta que se convierte en no lineal cerca del origen. Como resultado, una extrapolación lineal de discordias produce una intersección inferior con concordia que pueden corresponder a una fecha ficticia. Por lo tanto, la fecha calculada a partir de las coordenadas de la intersección

inferior (P) de *discordia B* en la figura 27 debe ser confirmada por edades K-Ar de micas antes de que pueda ser interpretada como la edad de un episodio de metamorfismo térmico.

Ludwig (2003) ideó un método estático de discordias para los datos analíticos y para el cálculo de las coordenadas de los puntos de intersección con la concordia.

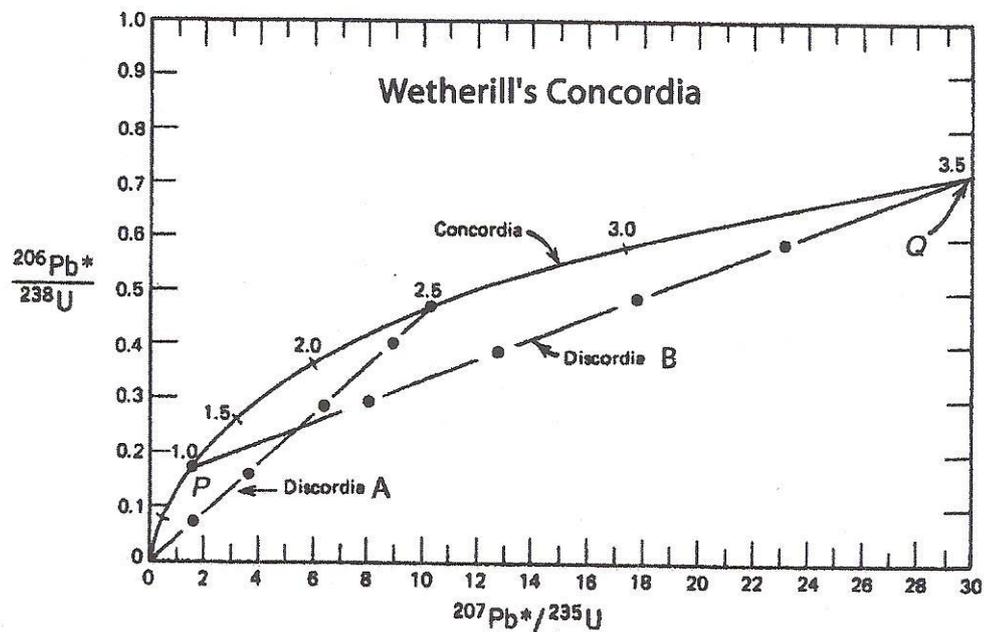


Figura 27. Diagrama de concordia de Wetherill para la interpretación de minerales con U que han perdido radiógeno Pb y, por lo tanto, generan fechas discordantes.

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

5.1. Caracterización sedimentológica

5.1.1. Revisión y descripción macroscópica de los núcleos

Durante el análisis de los núcleos se puso especial atención a la descripción detallada de las características primarias de las rocas, tales como contactos, estructuras sedimentarias primarias, tipos y grado de bioturbación (tabla 2), contenido fósil y accesorios litológicos.

Tabla 2. Índice de bioturbación de acuerdo a Tucker, 1996.

ÍNDICE DE BIOTURBACIÓN (B.I)		
Grado	Porcentaje de bioturbación	Caracterización
0	0	Sin bioturbación
1	1-4	Bioturbación esporádica, límites de capa distintivos, unas pocas trazas fósiles discretas.
2	5-30	Baja bioturbación límites de capa distintivos, baja densidad de trazas fósiles.
3	31-60	Moderada bioturbación, límites de capa netos, trazas fósiles discretas sin mostrar sobreimposición.
4	61-90	Alta bioturbación, límites de capa indistintos, alta densidad de trazas fósiles que comúnmente muestran sobreimposición.
5	91-99	Intensa bioturbación, límites de capa disturbados y apenas visibles, retrabajo de trazas fósiles a partir de otras.
6	100	Completa bioturbación, retrabajo total del sedimento por repetida sobreimposición.

5.1.2. Análisis de facies, asociaciones de las facies y modelo depositacional

Con el objetivo de interpretar y caracterizar los ambientes sedimentarios en el Alto de Patao, se realizó un catálogo de facies para el área (Anexo I), a partir de la revisión y análisis de las facies presentes en los núcleos. Para la clasificación de facies, se utilizó una nomenclatura de tipo descriptivo. Esta clasificación tomó en cuenta los componentes litológicos, tamaño de grano y estructuras sedimentarias principales y accesorios (tabla 3).

Tabla 3. Esquema de clasificación de facies descriptiva utilizada en este trabajo.

FACIES DESCRIPTIVAS (F)		
Componente litológico (seguido de la F)	Tamaño de grano (acompañando al componente litológico en número, como subíndice)	Estructuras sedimentarias y accesorios (seguido de la coma (,))
Lt: Lutitas	0: muy fina	Estructuras sedimentarias: HCS: Hummocky L: Laminada M: Masiva Pb: Angulo bajo R: Ondulas de corriente Xb: Estratificación cruzada Wb: Wavy bedding
Lm: Limolitas	1: fina	
S: Areniscas	2: media	
Ha: Heterolíticas arenosas	3: gruesa	
Hlt: Heterolíticas lutíticas	4: muy gruesa	
	5: conglomerados finos.	Accesorios: Bio: Bioclastica Gl: Glauconítica B: Bioturbada Gloss: <i>Glossigungites</i>

Una vez identificadas las facies se realizó la asociación de las facies y se interpretó el paleo-ambiente que genéticamente los relaciona. Para la interpretación paleo-ambiental se utilizó el siguiente esquema (fig. 28):

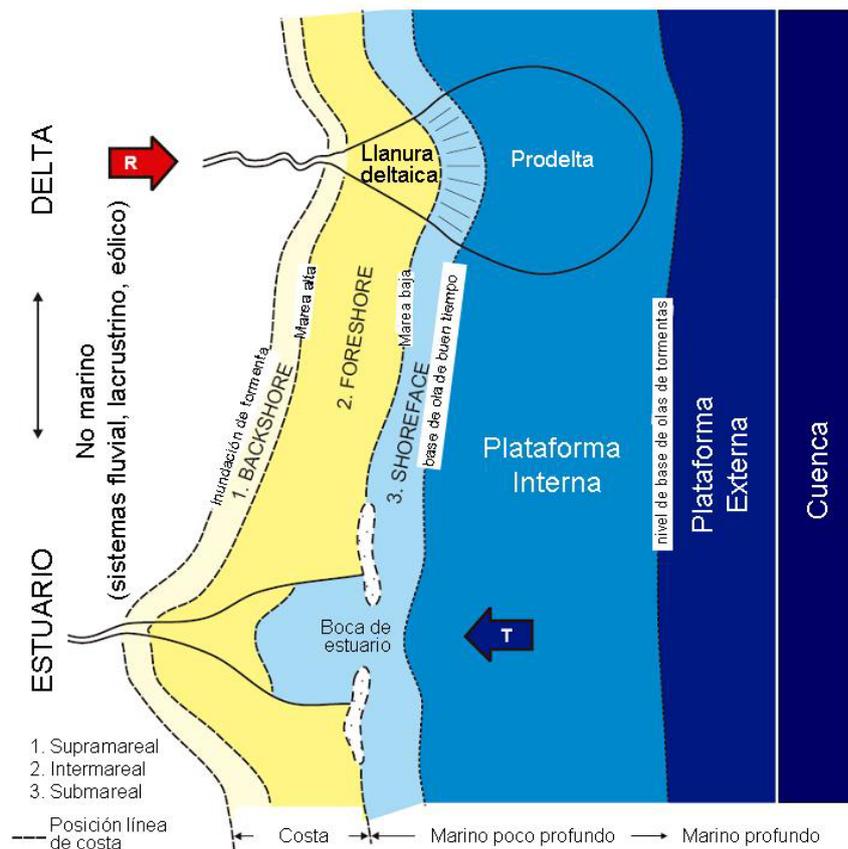


Figura 28. Esquema de ambientes deposicionales, considera las siguientes subdivisiones: plataforma externa (por debajo del nivel de base de olas de tormentas), plataforma interna (por encima del nivel de base de olas de tormentas, pero por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo); y shoreface (por encima del nivel de base de olas de buen tiempo y por debajo de la línea de marea baja). A su vez, la equivalencia batimétrica de estos términos con respecto a un sistema deltaico es la siguiente: el shoreface equivale al frente deltaico y la plataforma interna equivale al prodelta. Dentro de los depósitos de cuenca se ubican las turbiditas (modificado de Catuneanu, 2006).

5.1.3. Integración sísmica-sedimentológica:

Una forma de obtener información de la señal sísmica, es usando los atributos sísmicos que son una forma complementaria de observar los contrastes generados por los cuerpos en el subsuelo.

De acuerdo con Brown (2001) existen varias maneras de realizar las extracciones de amplitudes a partir de los horizontes interpretados sobre la sísmica *pre-stack time migration* (migración pre-apilamiento en tiempo). Una manera es, asiendo la extracción exactamente sobre el horizonte tomando los valores correspondientes de amplitud en el mismo; otra manera es, en una ventana vertical sobre las amplitudes de las ondas a lo largo de la traza sísmica, se sigue de manera paralela

al horizonte que esté siendo utilizado para la extracción, calculándose los valores RMS (Root Mean Square= Raíz Cuadrática Media) correspondientes al ancho de la ventana.

El Atributo de la Amplitud Raíz Cuadrática Media (RMS) se define como la raíz cuadrada de la suma de la energía en el dominio del tiempo (cuadrado de la amplitud) en una ventana. Indica anomalías de amplitudes aisladas o extremas. Se usa en las secciones sísmicas para delinear cambios litológicos tales como canales deltaicos y arenas gasíferas (Taner et al 1979).

Usando el levantamiento sísmico 3D *pre-stack time migration*, de nombre Norte de Paria Río Caribe 07G, se generaron mapas de amplitud RMS a lo largo del horizonte o superficie SU-3/CC (tope del sistema encadenado de regresión forzada-FSST) y en la superficie MRS (tope del sistema encadenado de nivel bajo-LST). A los mapas de amplitud se les integró la información paleo-ambiental interpretada de los núcleos, dando como resultado la definición geomorfología y extensión de los cuerpos de arenas gasífera.

La metodología incluyó análisis estadístico (Rave), análisis de la sísmica (Seiswork) en el mapa de anomalías y en la sección sísmica. Estos procesos están desarrollados en la plataforma de interpretación sísmica de LandMark en el módulo Stratamp.

5.1.4. Análisis petrográfico convencional

La petrografía se realizó con la finalidad de determinar visualmente las características texturales y composicionales de las rocas y obtener los porcentaje de los componentes: Q=cuarzo total, F=Feldespatos, L=fragmentos líticos para establecer la procedencia de las areniscas mediante los diagramas ternarios de Dickinson et al., 1983, donde se interpreta la naturaleza de las áreas de aporte en términos de su ubicación en las placas tectónicas (fig.19). Una de las consideraciones de Dickinson op. cit. para el uso de los diagramas, es graficar las modas detríticas sólo de las areniscas con porcentaje de matriz más cemento inferior al 25%.

Como herramientas para el estudio petrográfico, se utilizó el microscopio de luz polarizada Zeiss Axioplan 2 con cámara fotográfica modelo Nikon Eclipse E600 y una planilla descriptiva preestablecida donde se identifican las características texturales, composición porcentual visual (granos, matriz, cemento y porosidad) y efectos diagenéticos de la roca. Las secciones delgadas (27mmx46mmx30µm)

fueron preparadas en el Laboratorio de PDVSA – El Chaure; las muestras fueron impregnadas con epoxy azul para resaltar la porosidad. El análisis petrográfico de cada muestra se encuentra en el Anexo A.

5.1.4.1. Clasificación de las areniscas

El sistema usado para la clasificación de las rocas siliciclásticas (fig. 29) fue el propuesto por Dott (1964) y modificado por Pettijohn et al. (1972), el cual se basa en un esquema que separa las areniscas en dos grandes familias de acuerdo al contenido de matriz: areniscas que contienen menos del 15% de matriz y las wacas que presentan entre 15 y 75 % de matriz.

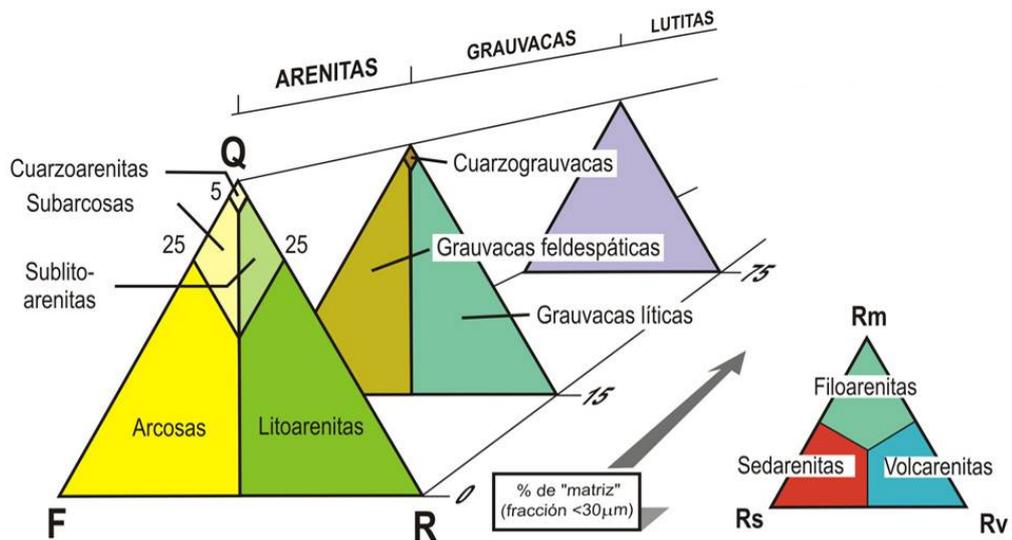


Figura 29. Sistema de clasificación de las rocas siliciclásticas (modificado de Pettijohn et al., 1972).

Para las rocas con mezcla de componentes siliciclásticos y carbonáticos se utilizó la clasificación de Mount (1985); la cual considera el contenido de arena, lodo carbonático (micrita) y de aloquímicos para la tipificación de estos litotipos (fig. 30).

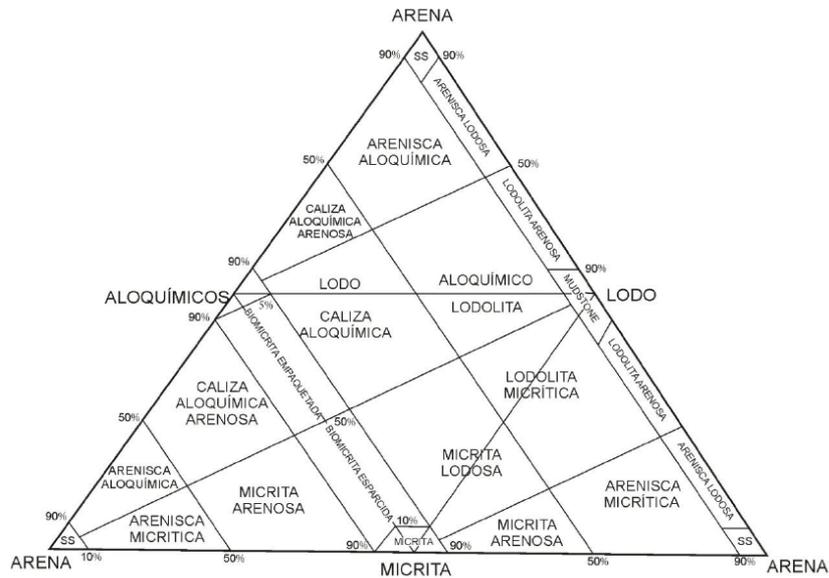


Figura 30. Sistema de clasificación de las rocas con mezcla de componentes silicicláticos y carbonáticos (tomado de Mount, 1985).

5.1.4.2. Diagénesis

El modelo diagenético empleado, es un modelo integrado propuesto por Surdam et. al., 1989 (fig. 31).

Reacciones Diagenéticas	Zonas Diagenéticas			
	25° C <	80° C	130° C	200° C >
	Diagénesis Somera	Diagénesis Intermedia	Diagénesis Profunda	Telodiagénesis
Compactación	Sin temperatura específica. Principalmente producido por deformación Tectónica			
Rearreglo de granos (Wilson)				
Deformación Plástica (Wilson)				
Fracturamiento frágil (Wilson)				
Presión solución (Wilson)				
Cementación/Precipitación de Calcita				
Cementación/Precipitación de Siderita				
Cementación/Precipitación de Dolomita				
Cementación de Sílice				
Precipitación de Kaolinita				
Infiltración de Arcillas				
Biotubación de arcillas				
Hidratación/Reprecipitación de Arcilla				
Esmectita → Illita				
Disolución de Carbonatos				
Disolución de Feldespatos				
Disolución de Fragmentos Líticos				
Disolución de Carbonato Ferroso				
Disolución de Anhidrita				
Disolución de Aluminosilicatos				
Disolución de minerales pesados				
Disolución de óxidos de hierro				
Alteración de Feldespatos				
Albitación				
Alteración de clorita				
Sobrecrecimiento de Feldespato				
Precipitación de Illita				
Precipitación de Clorita				
Precipitación de Carbonato Ferroso				
Precipitación de Pirita				
Precipitación de Cuarzo				
Oxidación de Carbonato Ferroso				
Oxidación de Sulfuros				
Oxidación y destrucción de la materia orgánica				

Figura 31. Modelo diagenético propuesto por Surdam et. al., 1989.

5.1.5. Distribución de las modas detríticas, método Dickinson et al., 1983

Para determinar cuantitativamente la composición mineralógica de cada sección delgada analizada, se utilizó el método de conteo de puntos, en el microscopio de luz polarizada; la platina graduada que sujeta a la sección delgada es adaptada a un contador y permite su movimiento a un cierto intervalo de distancia, siendo el espaciamiento vertical de 1,5mm con un espaciado entre puntos de 0,3mm. Este espaciamiento se selecciona en base a la cantidad de puntos que se requieran para el estudio, en este caso fue de 300 granos, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y), registrando para cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula. El análisis incluye el cálculo estadístico del número de granos de una cierta composición así como el porcentaje de área que estos ocupan en comparación con el área total de la sección fina.

Los componentes detríticos: cuarzo, feldespato y fragmentos líticos de las areniscas, fueron recalculados al 100%, y luego ploteados en los diagramas de proveniencia QFL y QmFL propuestos por Dickinson et al., (1983) (fig.20).

5.2. Geocronología en circón detrítico, Método U-Pb

Para determinar la edad de cristalización del mineral, así como también obtener la edad de los núcleos heredados, que nos lleva a conocer el entorno aún mas profundo, donde el magma se formó o donde asimiló material encajonante durante su acenso, el procedimiento empleado fue el siguiente:

Se tomaron aproximadamente 1000 g de muestras de núcleos en distintos pozos del área, la selección de las muestras se realizó, tomando en cuenta los análisis mineralógicos por DRx, haciendo énfasis en ubicar los sedimentos con mayor contenido de cuarzo y fragmentos líticos y con el mayor tamaño de grano; este criterio de selección empleado fue con el propósito de descartar los intervalos limosos y arcillosos porque se disminuye drásticamente la posibilidad de encontrar circón detrítico.

Las muestras de los núcleos fueron enviadas al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) de México, donde realizaron la preparación de las muestras y la catodoluminiscencia:

5.2.1. Preparación de las muestras

1.- Cada muestra fue molida a mano en un mortero de acero y tamizada con tamices de 25, 45 y 60 mesh. La fracción gruesa fue molida y tamizada repetitivamente hasta que aproximadamente un 95% de la muestra cayó en la fracción <60 mesh.

2.- Separación de los circones: El material triturado con tamaño <60 mesh fue procesado en una mesa Wilfley®, en donde se separan los diferentes minerales por su densidad y por su característica de flotar sobre el agua. La fracción más densa (normalmente son los minerales pesados) recolectada de la mesa Wilfley®, se lava con acetona, para que los minerales no se oxiden, evitando así que se peguen los granos formando grumos, y se deja secar.

Una vez que esta fracción más densa se seco, fueron tamizados con tamices desechables de maya 190 μm , lo cual reduce la cantidad de preseparado puesto que comúnmente no hay circones mas grandes, y hace que la separación magnética sea más eficiente. Con el separador magnético Frantz® se pasa la muestra 3 a 4 veces, primero con 0.4 Amp. y 15° de inclinación en donde esencialmente la biotita y hornblenda se va a la fracción magnética; después a 1.8 Amp. y 15° (si es necesario con un paso intermedio de 1.0 Amp). Finalmente se baja el ángulo a 5° y con el máximo amperaje de 1.8 Amp. se separan hasta circones metamictos y los que tengan inclusiones magnéticas.

En el siguiente paso, la fracción no magnética se separó por densidad con yoduro de metileno (densidad 3.3g/cm²) en donde los circones precipitan generalmente junto con apatitos y otros minerales pesados. Debido a la alta peligrosidad del yoduro de metileno (es extremadamente cancerígeno) se realiza este proceso en un extractor especial para líquidos pesados en un laboratorio separado y todo el material recuperado se lava múltiples veces (mínimo diez) con acetona para disolver hasta trazas de yoduro de metileno. La separación final y selección de los circones se llevó a cabo sumergidos en alcohol en platos Petri con un microscopio binocular Zeiss Stemi SV11 de alta resolución con pinzas ultrafinas y pipetas. Como resultado se obtuvieron más de 200 individuos de circón de cada muestra.

3.- Preparación de probeta: Aproximadamente 150 a 200 circones con tamaños entre 50 y 150 μm fueron montados sobre una cinta adhesiva de dos lados, colocada sobre una placa de vidrio con espaciamiento entre los circones dentro de un área de aprox. 1 cm². Posteriormente se coloca un anillo de baquelita de una pulgada de diámetro sobre las muestras y se rellena con resina epóxica. Después

de dejarlo secar 24 horas se rebaja la superficie con los circones expuestos por un 30% del espesor de los circones con lija de 2000 para poder llegar al centro de los cristales. Al último se realizó un pulido con lija 3000.

5.2.2. Catodoluminescencia

Previo a la medición, los cristales expuestos y pulidos son fotografiados por un microscopio electrónico y catodoluminescencia, para estudiar las estructuras internas de los circones. Esto es clave para localizar las zonas de crecimiento magmático y los núcleos heredados además, las tomas por catodoluminescencia se utilizan para localizar exactamente los puntos a analizar con ablación láser.

El microscopio electrónico de barrido utilizado fue el JEOL, modelo JSM-35c con detectores SEI y BEI de imagen, detector EDS y catodoluminescencia.

5.2.3. Análisis de isótopos de U-Pb (y elementos traza) en circón

Los análisis isotópicos de U-Pb fueron realizados en el Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en Juriquilla, Querétaro, México. El equipo empleado en las mediciones isotópicas fue un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) modelo Termo Series-Xii. El espectrómetro de masas se encuentra ajustado a un sistema de ablación láser con longitud de onda 193 nm, modelo Resolución M-50. La ablación en geometría de spot, es de 25 μm de diámetro y 15 μm de profundidad.

A fin de poder realizar la corrección por fraccionamiento de masa y deriva instrumental, la secuencia de medición por ablación láser comienza con la medición de un Material de Referencia Certificado (vidrio NIST 610) y de un material de referencia natural de circón (Plešovice standard circón, Slama et al., 2008). Este material de referencia natural se mide también en forma alterna después de un cierto número de mediciones de las muestras desconocidas. En el caso de la medición en circones se realizan 5 mediciones del circón Plešovice previo a las muestras desconocidas. Posteriormente se hace una medición de esta muestra natural circón Plešovice por cada 5 mediciones en muestras desconocidas.

Durante los análisis en circón, se miden la señal de las masas correspondientes a los valores de los isótopos de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U , con un tiempo de permanencia de 50, 50, 50, 40 y 40 milisegundos, respectivamente.

Las intensidades de los elementos Si, P, Ti, Y, Zr, La, Ce, Sm, Eu, Dy, Lu y Hf con tiempos de permanencia de 5 y 10 milisegundos también se monitorean. Los elementos Si y Zr se utilizan como estándares internos para la cuantificación de los contenidos en elementos traza, teniendo en cuenta su concentración estequiométrica en circón, mientras que P, Y, Ti y elementos de tierras raras son monitoreados como indicadores de las inclusiones no deseadas, tales como fosfatos, silicatos u otros, lo que podría modificar artificialmente los coeficientes de circón U-Th-Pb, y el rendimiento de una cantidad anormal de Pb común (Pérez et. al., 2010).

5.2.4. Resultados

Para cada muestra, se efectúan correcciones (correcciones por fraccionamiento de masa, profundidad, deriva instrumental, Pb común). Los datos analíticos se encuentran en el Anexo B. Con el software Isoplot 3.70 (Ludwig, 2008) se realizaron diagramas de concordia tipo Wetherhill donde se grafican las razones isotópicas entre ^{206}Pb radiogénico y ^{238}U versus ^{207}Pb radiogénico y ^{235}U (fig. 27).

La curva conocida como la “Concordia” significa que los dos sistemas de decaimiento corresponden a la misma edad, es decir si el punto (o el elipse de error) cae sobre la concordia, la edad de este análisis es concordante y así más confiable.

Además de los diagramas de concordia, los datos se presentan en histogramas con el número de edades dentro de cierto rango de edades (cada barra corresponde a un rango de 50 Ma), curva de probabilidad relativa (toma en cuenta tanto el número de análisis similares como los errores de cada análisis) y diagramas de probabilidades acumulativas de 0 a 100% (en forma logarítmica) sumando los resultados desde edades más jóvenes hasta edades más viejas.

5.2.5. Discusión de las fuentes potenciales de circón detrítico

Por último se establece las fuentes potenciales de los circones detríticos.

CAPÍTULO VI

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

6.1. Descripción macroscópica de los núcleos

La interpretación de los ambientes sedimentarios para el Alto de Patao a lo largo de los sistemas encadenados: de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST), se realizó mediante la descripción de un total de 2099,12 pies de núcleos de pozos ubicados en los campos Dragón (DR-5, DR-7 y DR-11), Patao (PA-3 y PAS-1), Mejillones (MJ-2) y Río Caribe (RC-2) (fig.17 y 18). A continuación se presenta la descripción sedimentológica e interpretación paleoambiental de los núcleos:

6.1.1. Pozo DR-5

Base del núcleo: 7845 pies

Tope del núcleo: 7492 pies

Se describieron y analizaron 289 pies de núcleos correspondientes al DR-5 el cual se ubica en el FSST, y se han subdividido en 11 intervalos principales (fig.32):

El intervalo 1, ubicado entre 7845 pies – 7820 pies corresponde a una sucesión predominantemente de lutitas gris medio a oscuro y en algunas secciones verdosa, micáceas, con algunas intercalaciones de limolitas gris claro, ocasionalmente con restos de conchas de moluscos, nódulos de pirita, glauconita y variable contenido de materia orgánica. La bioturbación ausente a moderada (B.I. 3), reconociéndose *Planolites*.

El intervalo 2, ubicado entre 7820 pies – 7788 pies. Limolitas gris oscuro, en algunos intervalos micáceos y leves a moderadamente calcáreos. Localmente con restos de conchas de moluscos y lentes continuos y discontinuos de limolitas

beige. La bioturbación es intensa (B.I. 5), reconociéndose *Planolites*, *Taenedium*, *Terebelina*.

El intervalo 3, ubicado entre 7788 pies – 7770 pies. Arenisca muy fina a limolítica, de color gris medio/ beige, en parte masiva. Se presentan láminas continuas y discontinuas de arcilla gris oscuro. Localmente presenta restos de conchas de moluscos y concreciones calcáreas. Bioturbación es ausente.

Interpretación: Los intervalos 1,2 y 3 corresponden a progradación deltáica desde frente deltáico superior hasta prodelta.

El intervalo 4, ubicado entre 7770 pies – 7725 pies, comprende facies heterolítica con porcentajes mayores de lutitas gris oscuro, con contenido leve a abundante de materia orgánica, interestratificada con areniscas muy fina a limolitas. Localmente puede presentar nódulos de siderita y pirita. Se observa estratificación paralela y rizaduras de corriente. La bioturbación es ausente.

El intervalo 5, ubicado entre 7725 pies – 7716 pies, corresponde a una sucesión predominantemente de lutitas gris medio a oscuro, con algunas intercalaciones de limonitas gris claro, al tope se presentan estructuras de deformación. La bioturbación es ausente.

El intervalo 6, ubicado entre 7716 pies – 7690 pies. Arenisca muy fina, de color gris medio/ beige, bien escogida, en parte masiva, interestratificada con limolitas de color gris oscuro. La bioturbación es ausente.

El intervalo 7, ubicado entre 7690 pies – 7640 pies. Lutita gris oscuro interestratificada con niveles de arenisca muy fina masiva. En cuanto a la bioturbación se reconocen *Planolites* y *Teichichnus*.

El intervalo 8, ubicado entre 7640 pies – 7588 pies, Facies heterolíticas de areniscas muy fina a limo, beige, bien escogidas, interestratificadas con lutitas

gris medio a oscuro. Pueden presentar estratificación paralela sub-horizontal a ligeramente cóncava y rizaduras de corrientes, restos carbonosos y de conchas de moluscos. La bioturbación es ausente.

Interpretación: Los intervalos 4, 5, 6, 7 y 8 corresponden a progradación deltáica desde frente deltáico inferior hasta prodelta.

El intervalo 9, ubicado entre 7588 pies – 7585 pies, corresponde a una arenisca bioclástica, de grano fino a grueso, fragmentos de valvas, con clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados.

Interpretación: Lag transgresivo.

El intervalo 10, ubicado entre 7585 pies – 7562 pies, corresponde a una arenisca muy fina a limolitas, glauconítica, con abundantes fragmentos de conchas de moluscos. La bioturbación presente es *Teichichnus* y *Thalassinoide*.

Interpretación: Arenisca transgresiva.

El intervalo 11, ubicado entre 7562 pies – 7492 pies, corresponde a una sucesión predominantemente de lutitas gris medio a oscuro, presenta restos de conchas de moluscos. La bioturbación presente es *Glossifungites*.

Interpretación: Plataforma.

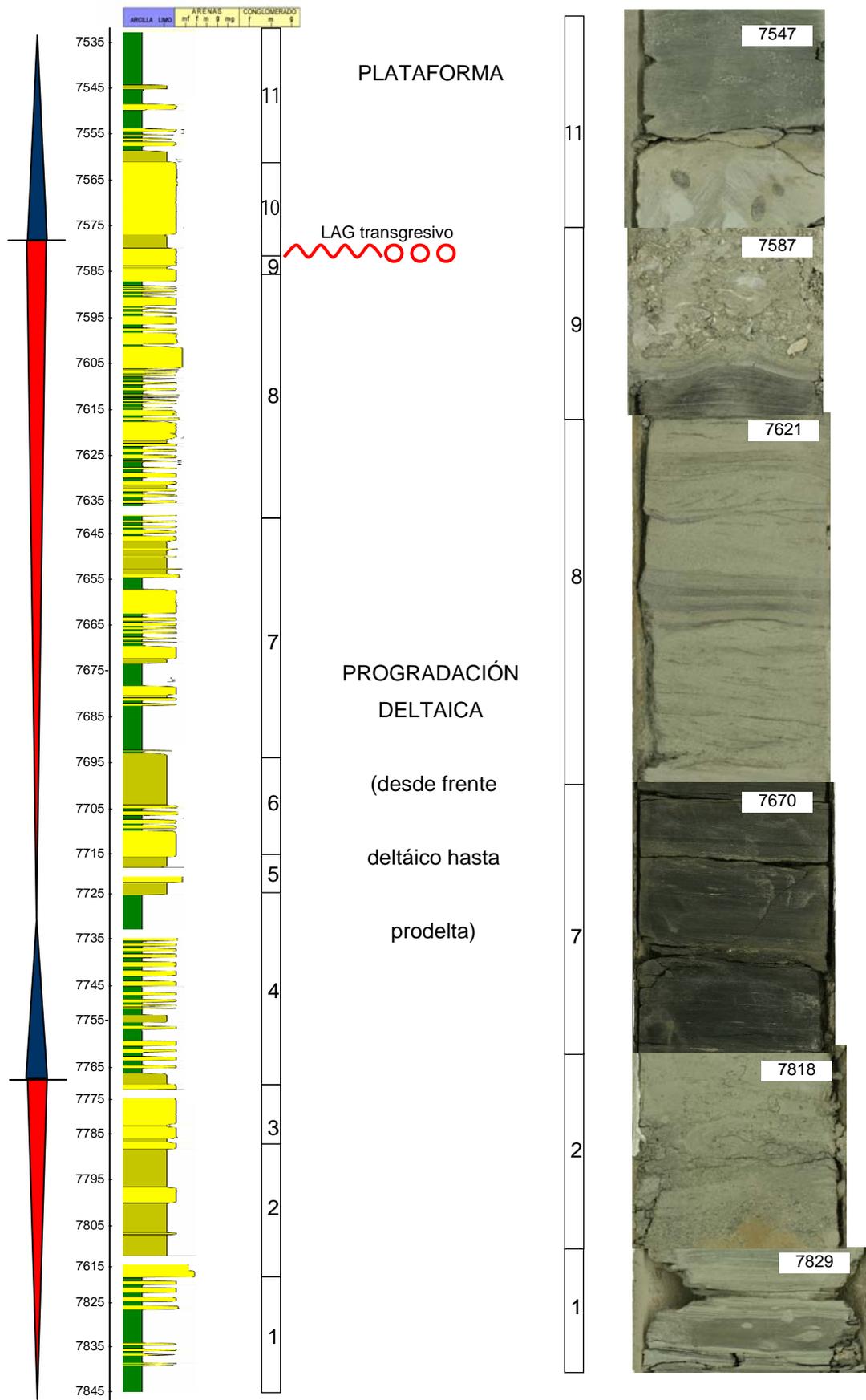


Figura 32. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo DR-5.

6.1.2. Pozo DR-7

Base del núcleo: 7624 pies

Tope del núcleo: 7445 pies

Se describieron y analizaron 176 pies de núcleos correspondientes al DR-7, el cual se ubica en el FSST, y se han subdividido en 8 intervalos principales (fig. 33):

El intervalo 1, ubicado entre 7624 pies – 7595 pies, comprende capas de areniscas muy finas, gris, con abundantes láminas continuas y discontinuas de arcillas, gris oscuro, ricas en materia orgánica. Presentan estratificación paralela con bajo ángulo de inclinación, ocasionales rizaduras de corriente. La bioturbación es moderada (B.I. 3), reconociéndose *Cylindrichnus* y *Skolitos*.

Interpretación: Frente deltáico interno hasta anteplaya.

El intervalo 2, ubicado entre 7595 pies – 7583,7 pies, está compuesto de areniscas muy finas a limolitas, gris medio, masiva, ocasionalmente con estratificación paralela, planar de bajo ángulo, eventuales láminas continuas y discontinuas de arcilla, gris oscuro. Localmente presenta concreciones calcáreas. Bioturbación ausente.

Interpretación: Frente deltáico interno hasta anteplaya.

El intervalo 3, ubicado entre 7583,7 pies – 7580,6 pies consta de arenisca muy fina, gris verdosa, arcillosa, el tope del intervalo con moderado contenido de glauconita y la base calcárea. Presencia de fragmentos de bivalvos y gasterópodos.

Interpretación: Lag transgresivo.

El intervalo 4, ubicado entre 7580,6 pies – 7540 pies comprende una sucesión lutítica gris claro, hacia la base con laminas finas de limolitas beige, ocasionalmente rica en materia orgánica.

Interpretación: Prodelta.

El intervalo 5, ubicado entre 7540 pies – 7500,4 pies se compone por espesa sucesión heterolítica de areniscas muy finas a limolitas, beige, intercaladas por delgadas láminas de lutitas gris medio a oscuro. En ocasiones micáceas y leve a moderadamente calcáreas. Es común observar estructuras de deformación tipo slump, microfallas y estructuras convolutas. La bioturbación es nula.

Interpretación: Frente deltaico inferior hasta prodelta.

El intervalo 6, ubicado entre 7500,4 pies – 7480 pies consta de alternancia de areniscas muy finas gris y limolitas beige, presentan estratificación planar, algunos niveles de lutitas gris oscuro y fragmentos bioclásticos.

Interpretación: Frente deltaico inferior.

El intervalo 7, ubicado entre 7480 pies – 7476 pies, corresponde a una arenisca bioclástica, de grano fino a grueso, calcárea, con abundante glauconita, fragmentos de valvas, clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados.

Interpretación: Lag transgresivo.

El intervalo 8, ubicado entre 7476 pies – 7445 pies, hacia la base facies de limonita gris a gris verdoso, micácea, se intercala con una capa de arenisca muy fina que presenta glauconita. Y hacia el tope lutita gris, con restos de conchas. No se presenta bioturbación.

Interpretación: Prodelta a Plataforma.

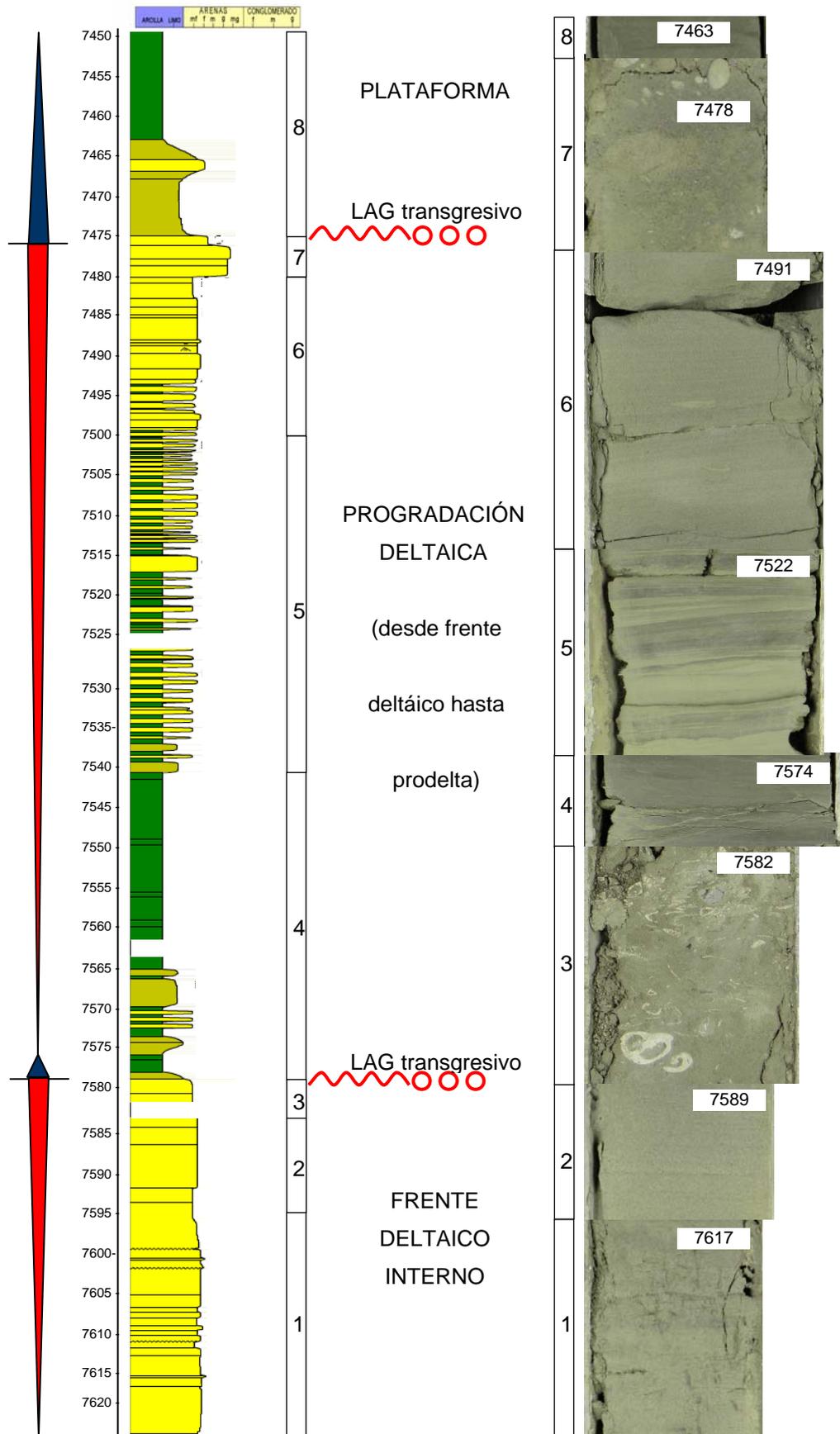


Figura 33. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo DR-7

6.1.3. Pozo DR-11

Base del núcleo: 7671 pies

Tope del núcleo: 7421 pies

Se describieron y analizaron 230,42 pies núcleos correspondientes al DR-11 el cual se ubica en el FSST, y se ha subdividido en 8 intervalos principales (fig. 34):

El intervalo 1, comprendido entre 7671 pies – 7614,4 pies se compone por espesa sucesión heterolítica de areniscas muy finas a limolitas, gris claro interestratificada por delgadas láminas de lutitas gris medio a oscuro, es común observar *wave bedding* y/o *lenticular bedding*, estructuras de deformación tipo slump y microfallas, restos vegetales y láminas carbonosas en todo el intervalo descrito. La bioturbación es esporádica (B.I. 1) de talla reducida y horizontal; el icnotaxon dominante es *Planolites*.

Interpretación: Frente deltaico inferior hasta prodelta.

El intervalo 2, comprendido entre 7614,4 pies – 7605 pies corresponde a sucesiones heterolíticas, con características similares a las descritas en el intervalo anterior, areniscas muy finas a limolitas, gris claro intercaladas por delgadas láminas de lutitas gris medio a oscuro, la bioturbación es moderada (B.I 3) horizontal, rellena de sedimento arenoso glauconítico y lítico, esta bioturbación está conformada por la icnofacies *Glossifungites*; por lo que se ha propuesto el tope de este intervalo (7605 pies) como una discontinuidad estratigráfica.

Interpretación: Frente deltaico inferior hasta prodelta.

Gap de 7605 pies a 7595,1 pies.

El intervalo 3, comprendido entre 7595,1 pies – 7563 se compone principalmente de lutita limosa gris medio a claro, ocasionalmente se diferencian las láminas de limolita gris claro, la bioturbación es intensa (B.I. 5) dominada por *Nereites*,

Skolithos y *Teichichnus*. Hacia la base del intervalo se reconoce una capa de arenisca muy fina, masiva, con micas y restos carbonosos.

Interpretación: Frente deltaico.

Gap de 7563 pies a 7561 pies.

El intervalo 4 , comprendido entre 7561 pies – 7490 pies (con un Gap a 7505 pies – 7496 pies) predominan principalmente areniscas muy finas, gris medio a claro, intercaladas por algunos niveles limolíticos gris claro cuyos mayores espesores se reconocen hacia la base del intervalo, a lo largo de todo el tramo se presentan restos carbonosos en forma diseminada o algunas laminaciones discontinuas, micas y fragmentos de conchas, la bioturbación es intensa (B.I. 5) en las limonitas presentándose *Asterosoma* y *Paleophycus*.

Interpretación: Frente deltaico.

El intervalo 5, comprendido entre 7490 pies – 7452 pies esta compuesto principalmente de capas de areniscas muy finas a medias, gris medio, masivas, con abundantes fragmentos de conchas, restos carbonosos y fragmentos líticos, hacia el tope del intervalo se observan capas de limolitas, gris claro, con bioturbación intensa y sin diferenciar.

Interpretación: Canales y lóbulos deltáicos.

El intervalo 6, comprendido entre 7452 pies – 7446,5 pies corresponde a una arenisca bioclástica, constituida por abundantes fragmentos de valvas, clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados, inmersos en una matriz arenosa de grano fino a grueso.

Interpretación: Lag transgresivo.

El intervalo 7, comprendido entre 7446,5 pies – 7434 pies se compone por una espesa sucesión de capas de areniscas finas a muy finas, gris verdosa, glauconíticas, con intervalos de clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados inmersos en una abundante matriz arenosa, a través de todo el intervalo se observan abundantes restos de conchas.

Interpretación: Arenisca transgresiva.

El intervalo 8, comprendido entre 7434 pies – 7421 pies todo el espesor esta constituido por lutitas gris oscura. No se presenta bioturbación.

Interpretación: Plataforma.

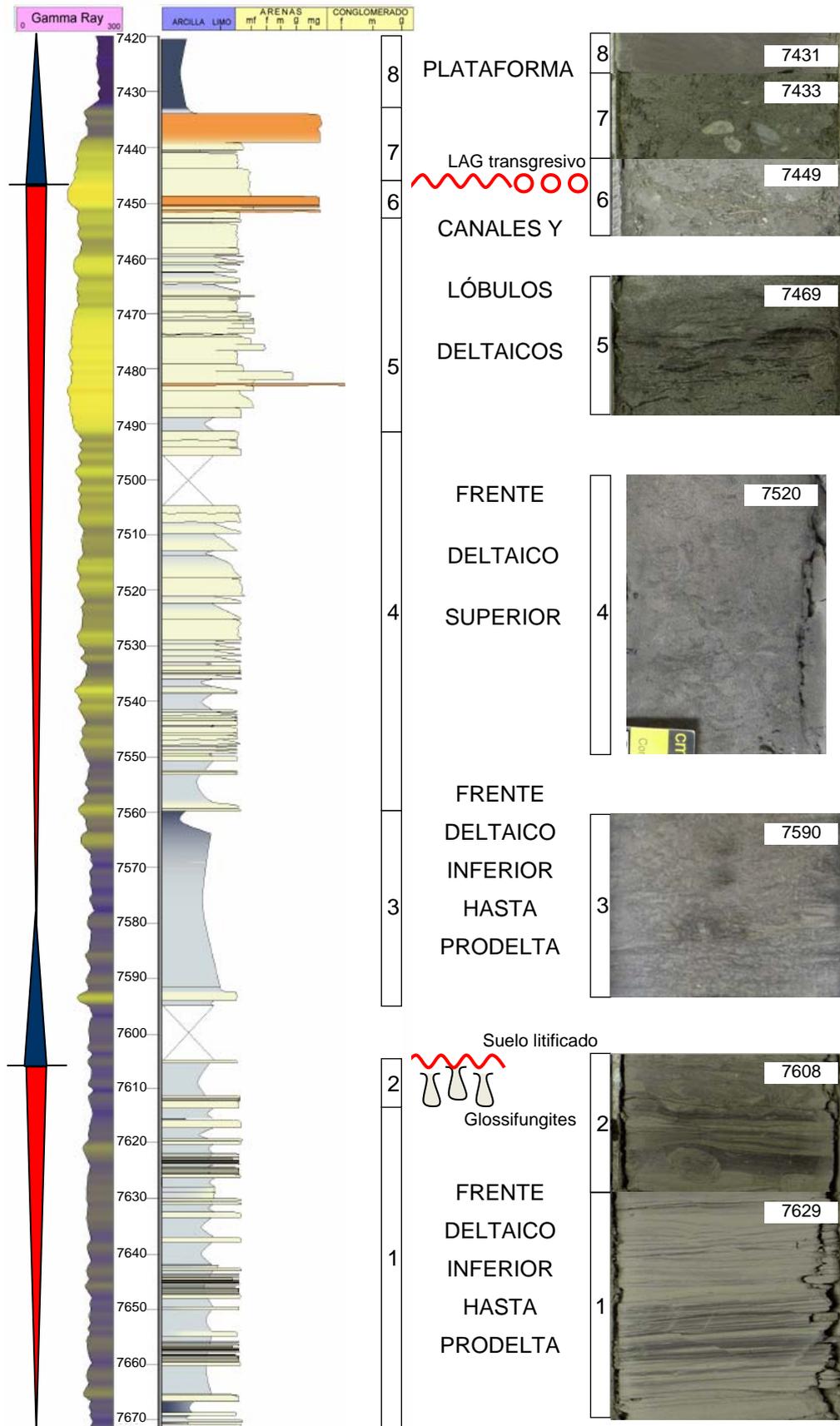


Figura 34. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo DR-11.

6.1.4. Pozo PA-3

Base del núcleo: 7351,7 pies

Tope del núcleo: 6989 pies

Se describieron y analizaron 325,3 pies de núcleos correspondientes al PA-3 pobremente preservado, se ubica en el LST, y se han subdividido en 3 intervalos principales (fig. 35):

El intervalo 1, ubicado entre 7351,7 pies – 7219,11 pies está compuesto de limolitas gris oscuro arenosa, de aspecto masivo. Presenta intercalaciones de areniscas muy fina, gris amarillento, localmente láminas finas de material carbonoso. Se observa un moteado de bioturbación representado por *Planolites*.

Interpretación: Prodelta proximal a distal

El intervalo 2, ubicado entre 7219,11 pies – 7158 pies está compuesto de areniscas fina a muy fina, gris amarillento, localmente se presentan láminas de material carbonoso, e intervalos de arenisca conglomerática constituidos de guijarros de cuarzo redondeados. Se observa un moteado de bioturbación representado por *Planolites*.

Interpretación: Canales de frente deltaico.

El intervalo 3, ubicado entre 7158 pies – 6989 pies comprende una sucesión de lutitas limosa, gris oscura, masiva, presenta pocas interlaminaciones de arena muy fina. Las laminaciones pueden ser difusas o paralelas. Material carbonoso particulado y conchas de moluscos dispersas también están presentes.

Interpretación: Prodelta a Plataforma externa.

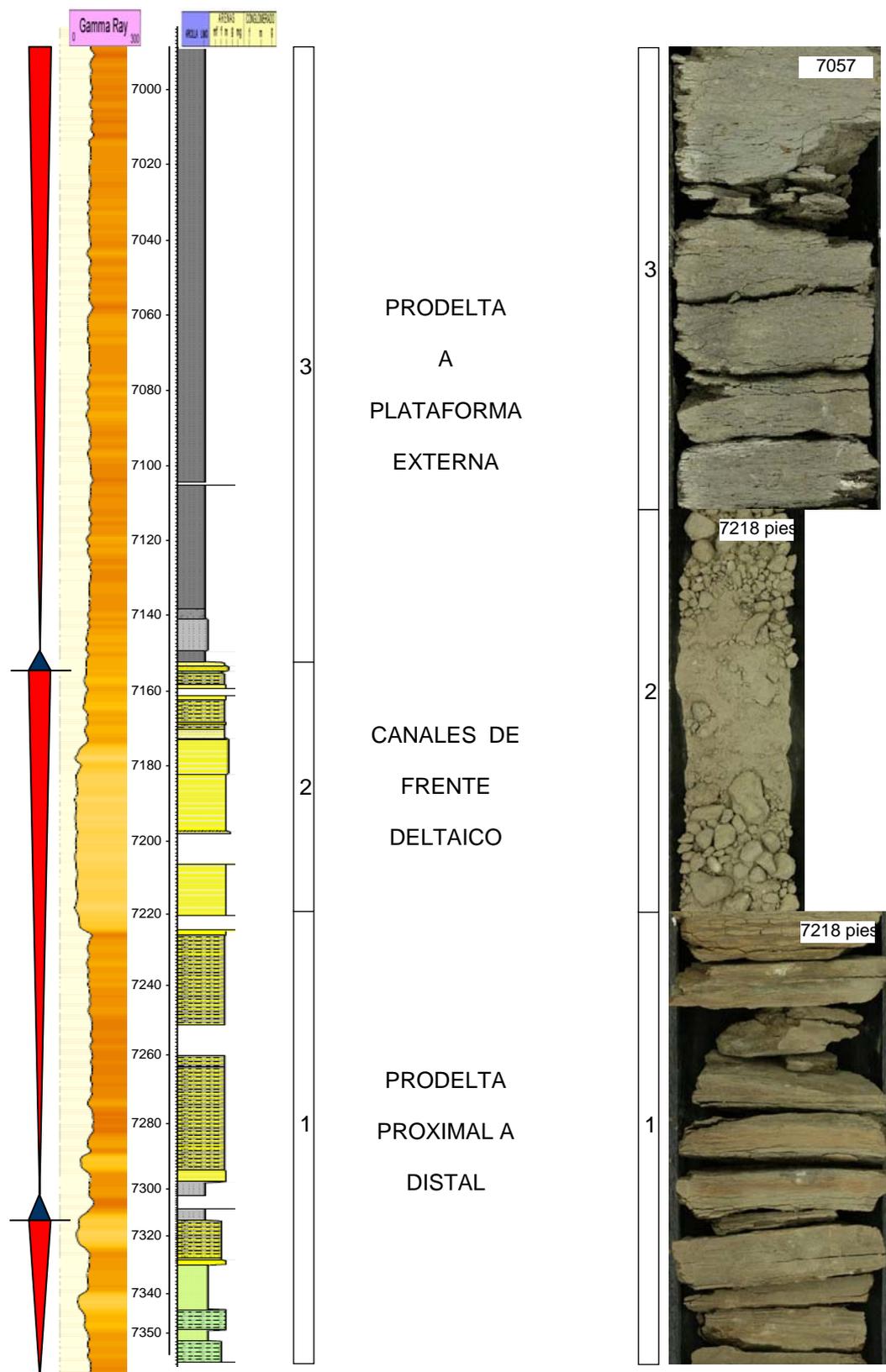


Figura 35. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo PA-3.

6.1.5. Pozo PAS-1

Base del núcleo: 7669,5 pies

Tope del núcleo: 7275 pies

Se describieron y analizaron 351 pies de núcleos correspondientes al PAS-1 el cual se ubica en el LST, y se ha subdividido en 7 intervalos principales (fig. 36):

El intervalo 1, comprendido entre 7669,5 pies – 7625 pies (con un Gap a 7648 pies – 7642 pies) todo el espesor esta constituido por lutitas gris oscura, con mayor participación de limolitas en algunos tramos, niveles sideritizados a todo lo largo del intervalo, se observan ocasionalmente fragmentos de valvas. No presenta bioturbación.

Interpretación: Prodelta / Plataforma externa.

El intervalo 2, comprendido entre 7625 pies – 7588 pies con la base erosiva, se compone de capas de areniscas finas a muy finas, beige, masivas, que poseen espesores entre 1 pie y 7 pies, intercaladas con algunos niveles cuyo espesor no pasan de pulgadas, compuestos de limolitas intercaladas con laminas de areniscas muy finas, presencia de material carbonosos y micas. No se observa bioturbación.

Interpretación: Canales o lóbulos de frente deltaico inferior.

El intervalo 3, comprendido entre 7588 pies – 7558 pies registra una espesa sucesión de lutita limosa. Con base erosiva a 7580 pies se dispone de un desarrollo de 9 pies de arenisca muy fina; y a todo lo largo del intervalo 3 se presentan niveles sideritizados. No se presenta bioturbación.

Interpretación: Frente deltaico inferior.

Gap de 7558 pies a 7557 pies.

El intervalo 4, comprendido entre 7557 pies – 7480 pies compuesto principalmente por capas de areniscas finas a muy finas, beige, cuyos espesores son entre 1 pie a 2 pies y hasta 7 pies de potencia, intercaladas con laminaciones

paralelas de limolitas y niveles de restos carbonosos, en menor medida se observa estratificación cruzada, y a todo lo largo del intervalo 4 se presentan niveles sideritizados. No se observa bioturbación. Se registran 2 niveles de conglomerados bioclásticos, con escasa matriz arenosa a las profundidades 7514,5 pies (<1 pies) y entre 7486,5 pies – 7489 pies (aprox. 3 pies) constituidos de fragmentos de moluscos.

Interpretación: Frente deltaico superior.

El intervalo 5, comprendido entre 7480 pies – 7458 pies (con un Gap a 7468 pies – 7458 pies) se compone de lutita gris medio, con dispersos fragmentos de conchas de moluscos.

Interpretación: Frente deltaico inferior.

El intervalo 6, comprendido entre 7458 pies – 7438 pies corresponde a una sucesión de arenisca muy fina; es común encontrar fragmentos de valvas, restos carbonosos, micas y en menor contenido pellets de glauconita. Se destacan dos capas de conglomerados finos a 7450 pies y 7440 pies compuestas de clastos alargados de cuarzo y líticos redondeados a subredondeados, fragmentos de conchas y restos carbonosos, inmersos en una abundante matriz compuesta por areniscas muy finas.

Interpretación: Canales o barras sumergidas de frente deltaico superior.

El intervalo 7, comprendido entre 7438 pies – 7275 pies (con un Gap a 7395 pies – 7382,5 pies y otro a 7365 pies – 7358 pies) se compone de lutita gris medio, con dispersos fragmentos de conchas de moluscos.

Interpretación: Plataforma externa.

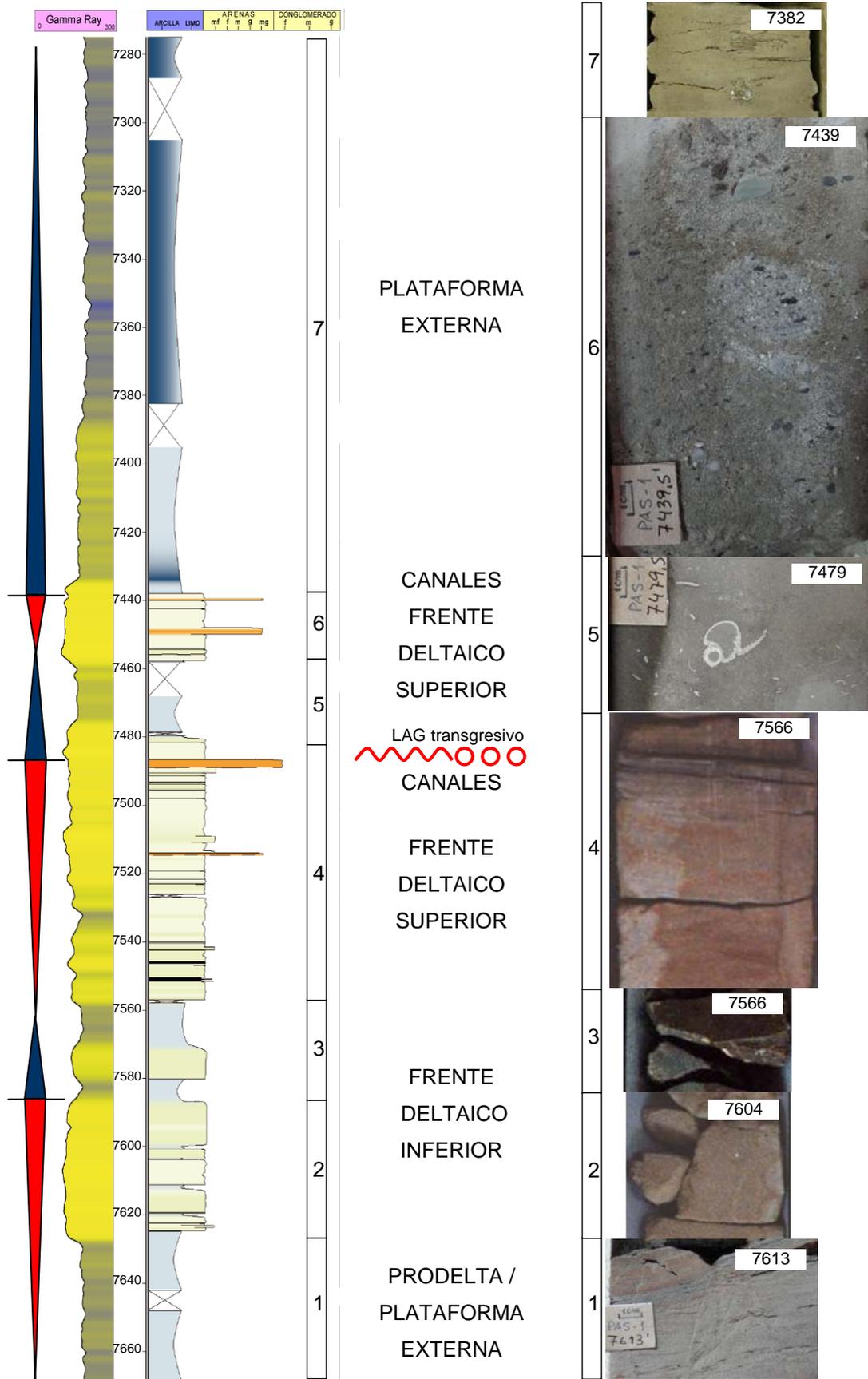


Figura 36. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo PAS-1.

6.1.6. Pozo MJ-2

Base del núcleo: 7622 pies

Tope del núcleo: 7351,5 pies

Se describieron y analizaron 265,5 pies de núcleos correspondientes al MJ-2 el cual se ubica en el FSST, y se han subdividido en 3 intervalos principales (fig. 37):

El intervalo 1, ubicado entre 7622 pies – 7494 pies (con un Gap a 7529 pies – 7512 pies y otro a 7508 pies – 7503 pies) comprende a una espesa sucesión de lutita, gris oscuro, con ocasionales fragmentos de valvas y niveles sideritizados, localmente presenta láminas milimétricas de limolita de color beige.

Interpretación: Planicie de cuenca.

El intervalo 2, ubicado entre 7494 pies – 7393,6 pies comprende una sucesión estratocreciente subdividido a su vez en dos unidades tomando en cuenta la relación arenisca-limolita:

7494 pies – 7451,3 pies (con un Gap a 7469 pies – 7465 pies): limolitas gris oscuras intercaladas con delgadas capas de areniscas muy finas gris claras. Las areniscas presenta bases irregulares y onduladas, localmente, las intercalaciones de arenisca y limolita se encuentran deformadas, produciéndose laminación convoluta, se presentan niveles sideritizados dándole al intervalo tonalidades rojizas, es común la presencia de restos carbonosos, micas y clastos de arcillas. Las capas de areniscas poseen espesores entre 0.3 y 3 cm y hasta 20 cm, las de limolitas entre 0.1 y 0.5 cm de espesor; la relación arenisca-limolita en el intervalo es de 1:2. La bioturbación es moderada (B.I. 3), alternantes con zonas no bioturbadas; se reconoce *Phycosiphon* y *Planolites*.

Interpretación: Márgenes de lóbulos turbidíticos (principalmente) a lóbulos turbidíticos.

7451,3 pies – 7393,6 pies: areniscas muy finas gris amarillento, intercaladas con delgados intervalos de limolitas gris oscuras, localmente con láminas de lutitas carbonosas y material carbonoso laminado. Las areniscas presentan bases irregulares y onduladas, y con las lutitas forman contactos erosivos o por carga sobre la arenisca subyacente. Las capas de areniscas se presentan en forma masivas (A de Bouma) a laminadas (B de Bouma), localmente laminación ondulática de corriente (C de Bouma) y laminación convoluta. La limolita se encuentra sideritizada. Ocasionalmente se disponen nódulos de siderita y restos carbonosos dispersos. Las capas de areniscas poseen espesores entre 0.2 y 16 cm y las de limolitas entre 0.1 y 1.5 cm; la relación arenisca-limolita en el intervalo es de 3:1. La bioturbación es de no bioturbada a moderada (B.I. 3), se reconoce *Phycosiphon*, *Planolites*, *Zoohycos* y *Asterosoma*.

Interpretación: Lóbulos turbidíticos a márgenes de lóbulos turbidíticos.

El intervalo 3, comprendido entre 7393,6 pies – 7351,5 pies. Lutita, gris oscuro, localmente presenta láminas milimétricas de limolita de color beige con dispersos fragmentos de valvas.

Interpretación: Planicie de cuenca.

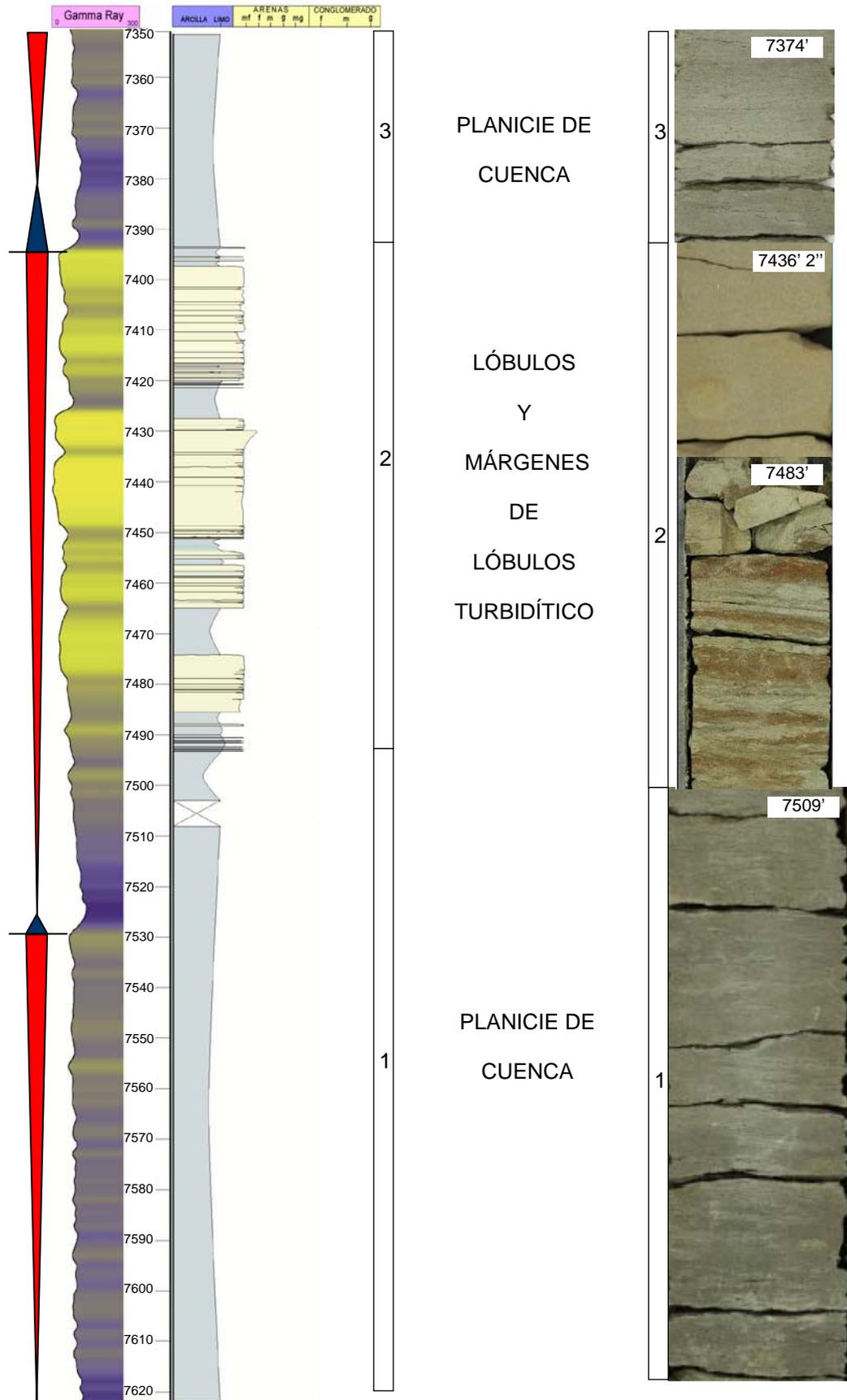


Figura 37. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo MJ-2.

6.1.7. Pozo RC-2

Base del núcleo: 8036 pies

Tope del núcleo: 7519 pies

Se describieron y analizaron 461,9 pies de núcleos correspondientes al RC-2 el cual se ubica en el FSST, y se han subdividido en 9 intervalos principales (fig. 38):

El intervalo 1, ubicado entre 8036 pies – 8002 pies comprende una espesa sucesión de lutita gris oscura. Hacia la base del intervalo se reconocen tres delgadas capas de arenisca muy fina, gris claro, masiva, bases netas, con espesores no mayores de algunas pulgadas. No se observa bioturbación.

Interpretación: Planicie de cuenca.

El intervalo 2, ubicado entre 8002 pies – 7894,5 pies comprende sucesión de capas espesas de areniscas muy finas, gris claro, masivas y bases erosivas, intercaladas con delgadas capas de limonitas gris oscura, masivas y ocasionales láminas de partings lutíticos en las areniscas, es común observar restos carbonosos. Las capas de areniscas poseen espesores entre 1 pies y 24 pies y las de limolitas entre 1 pies y 4 pies de espesor. No se observa bioturbación a excepción de 2 ejemplares de *Palaeophycus* a lo largo de todo el intervalo.

Interpretación: Canales turbidíticos.

El intervalo 3, ubicado entre 7894,5 pies – 7879, 5 pies esta compuesto por limolitas gris oscura, masivas a laminadas intercalada por una capa de arenisca, muy finas, gris claro, masivas y base erosiva, cuyo espesor supera los 2". No se observa bioturbación.

Interpretación: Levees de depósitos turbidíticos.

El intervalo 4, ubicado entre 7879, 5 pies – 7837 pies comprende una arenisca muy fina, gris claro, masiva y base erosiva. A 7857,8 pies presencia de lutita carbonosa y a 7853,6 pies y 7851 pies se presentan espesores de 2 pies y 4 pies

respectivamente de intercalaciones de láminas de areniscas muy finas y lutitas, contiene abundantes fragmentos de bivalvos.

Interpretación: Lóbulos turbidíticos.

El intervalo 5, ubicado entre 7837 pies – 7798,5 pies (con un Gap a 7827,5 pies – 7810 pies): comprende una espesa sucesión de limolitas gris oscura, masivas, intercalada con dos capas de areniscas muy fina, gris claro, masiva, en parte glauconítica y base erosiva a la profundidad de 7833,6 pies y 7805,3 pies, ocasional lámina de parting lutítico, y niveles sideritizados.

Interpretación: Planicie de cuenca.

El intervalo 6, ubicado entre 7798,5 pies – 7779,5 pies comprende capas de areniscas muy fina, gris claro, masiva, base erosiva, cuyos espesores individuales alcanzan los 6 pies, intercaladas con lutitas gris oscura, los contactos pueden ser difusos cuando las láminas de lutita son discontinuas. No se observa bioturbación.

Interpretación: Lóbulos turbidíticos.

El intervalo 7, ubicado entre 7779,5 pies – 7705 pies (con un Gap a 7735 pies – 7726 pies) esta compuesto de lutita limosa gris oscuro, se intercalan delgadas capas areniscas finas, gris claro, presencia de nódulos y bandas de siderita. Hacia el tope del intervalo se observan abundantes estructuras de deformación sinsedimentarias, principalmente laminación convoluta y pequeñas fracturas y localmente mini-slumps, la bioturbación es nula hacia el tramo inferior e intensa hacia el tramo superior, se reconoce *Phycosiphon*.

Interpretación: Talud de cuenca.

El intervalo 8, ubicado entre 7705 pies – 7657 pies (con un Gap a 7672 pies – 7675 pies) consta de intercalaciones de areniscas muy finas, gris claro y limolitas gris oscura, localmente las intercalaciones de ambas litologías es milimétrica. Se presentan laminaciones convoluta y fracturas de pequeña escala y estructuras de escape de fluidos. Se observan nódulos y niveles sideritizados y material carbonoso.

Interpretación: Márgenes de lóbulos turbidíticos.

El intervalo 9, ubicado entre 7657 pies – 7519 pies (con un Gap a 7642 pies – 7639 pies y otro a 7580 pies – 7566 pies) comprende una sucesión de lutita. No se observa bioturbación.

Interpretación: Planicie de cuenca.

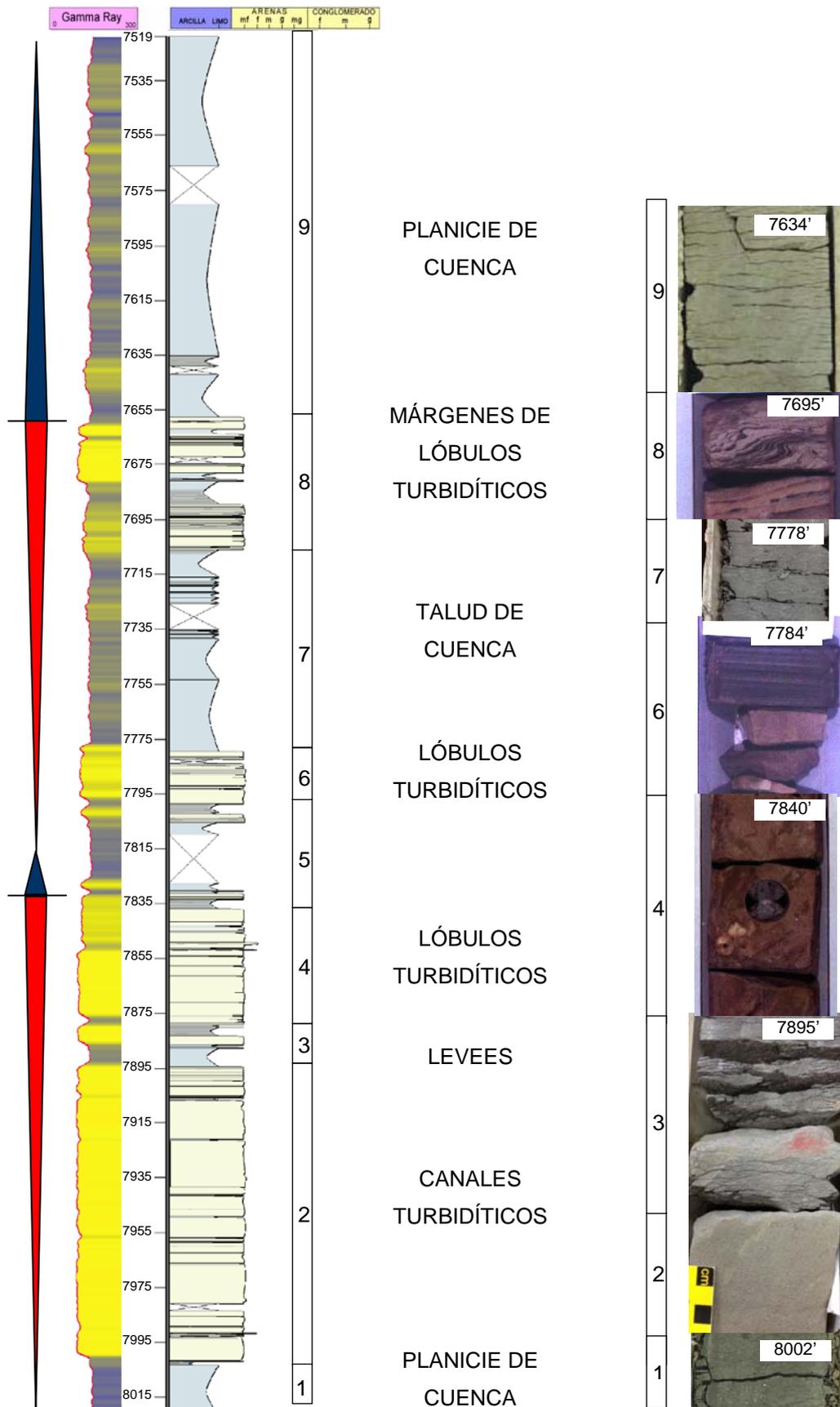


Figura 38. Interpretación sedimentaria de los núcleos del pozo RC-2.

6.2. Análisis de facies

El análisis descriptivo de los núcleos, muestra una amplia variedad de depósitos clásticos, con rangos texturales que varían de lutitas a conglomerados finos, cuyas características predominantes son, la abundancia de restos carbonosos, presencia de fragmentos de moluscos y escasa o nula bioturbación; siendo de gran utilidad la información paleobatimétrica de cada pozo (Ramírez et. al.,2013) para la interpretación paleoambiental. Se reconocieron en general cuatro categorías de facies: facies arenosas, facies heterolíticas, facies limolíticas y facies de lutitas, en un total de 16 facies (fig.39); describiéndose a continuación:

F1 – Facies Arenosa: FS0-1,Xb-R

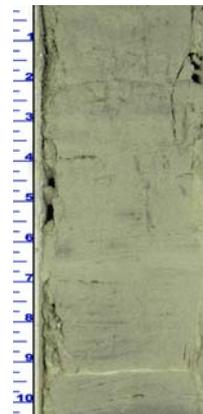
Arenisca de grano fino a limolítico, gris medio, presenta abundantes rizaduras de corriente, estratificación cruzada. Frecuentemente se presentan láminas de arcilla orgánica-restos carbonosos.



Prof. 7621,6 pies Pozo DR-5 *FS₀₋₁Xb-R*

F2 – Facies Arenosa: FS0-1, Bio-L-R

Arenisca finas a muy finas, gris medio, escasas rizaduras de corriente, laminaciones paralelas constituídas por lutitas gris oscuro. Moderada bioturbación.



Prof. 7617 pies Pozo DR-7 *FS₀₋₁,Bio-L-R*

F3 – Facies Arenosa: FS0-1, M-Pb

Arenisca finas a muy finas, gris/beige, masiva, ocasionalmente intercaladas con laminaciones de limolitas, estratificación paralela, planar de ángulo bajo y niveles de restos carbonosos, puede presentar láminas continuas y discontinuas de arcilla de color gris oscuro o niveles sideritizados. No se observa bioturbación.

F16 presentan características textural y composicional similares a F3.

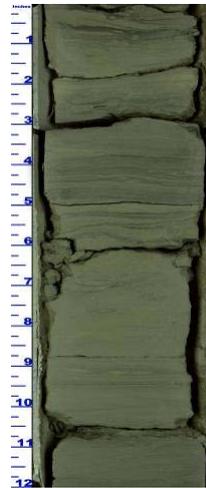


Prof. 7414,5 pies Pozo MJ-2 *FS₀₋₁,M-Pb*

F4 – Facies Arenosa: FS0-1,L-R

Arenisca de grano fino a limolítico, gris medio, presenta abundantes rizaduras de corriente, laminaciones paralelas. Frecuentemente se presentan láminas continuas y discontinuas de arcilla orgánica.

F14 presentan características textural y composicional similares a F4.

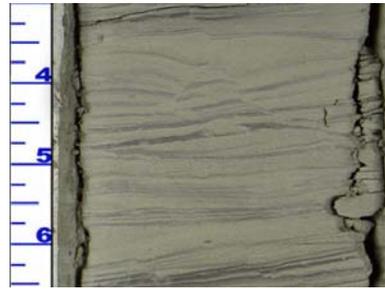


Prof. 7616 pies Pozo DR-5 *FS₀₋₁L-R*

F5 – Facies Heterolíticas arenosas: FHa0,Wb-R

Facies heterolítica con porcentajes $\geq 50\%$ de areniscas muy finas a limolitas, gris claro, laminadas, intercaladas con delgadas láminas de lutitas gris medio a oscuro, es común observar wave bedding y/o rizaduras de corriente, estructuras de deformación y microfallas. La bioturbación es ausente a esporádica.

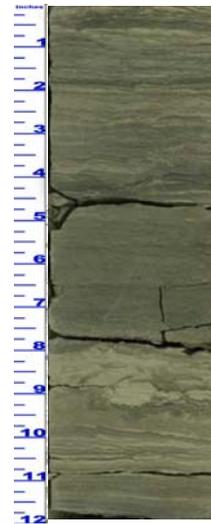
F15 presentan características textural y composicional similares a F5.



Prof. 7629,3 pies Pozo DR-11 **FHa₀,Wb-R**

F6 – Facies Heterolíticas lutíticas: FHlt0,Pb-R

Facies heterolítica con porcentajes mayores al (70%) de lutitas, gris oscuro, con contenido leve a abundante de materia orgánica, interestratificada con areniscas de grano muy fino a limolítico. Localmente puede presentar nódulos de siderita y pirita. Se observa estratificación paralela y rizaduras de corriente. Frecuentemente se observan estructuras de deformación y microfallas. Bioturbación ausente.



Prof. 7597 pies Pozo DR-5 **FHlt₀,Pb-R**

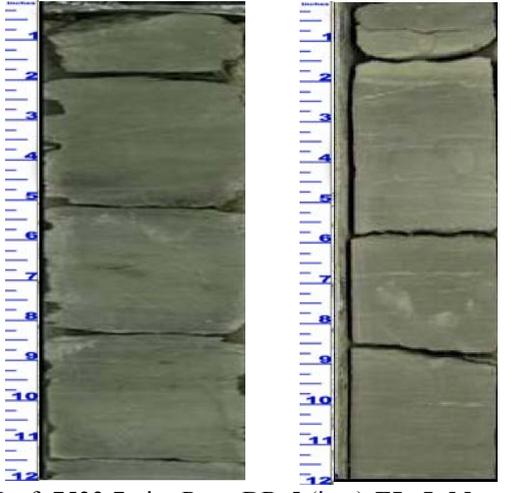
F7 – Facies Limolítica: FLm,L y FLm,M

<p>Limolita gris oscuro ocasionalmente gris verdoso, masiva, (probablemente como producto de la bioturbación total) en algunos intervalos micáceas. Ocasionalmente ligera a moderadamente calcárea. Localmente con lentes continuos y discontinuos de limolitas beige, restos de conchas de moluscos, restos carbonosos y niveles sideritizados.</p>	 <p>Prof. 7483 pies, Pozo MJ-2 (derecha) <i>FLm,L</i> Prof. 7807 pies, Pozo DR-5 (izquierda) <i>FLm,M</i></p>
--	--

F8 – Facies de Lutitas: FLt,B

<p>Lutita limosa gris medio a claro, ocasionalmente se diferencian las láminas de limolita gris claro, la bioturbación es intensa.</p>	 <p>Prof. 7590 pies Pozo DR-11 <i>FLt,B</i></p>
--	--

F9 – Facies de Lutitas: FLt,L-M

<p>Lutita gris medio a oscuro, se presenta en algunos intervalos verdosa, ocasionalmente micáceas, con restos de conchas de moluscos, restos carbonosos, glauconita. Localmente presenta láminas milimétricas de limolita de color beige. Bioturbación ausente a moderada.</p>	 <p>Prof. 7533,7 pies Pozo DR-5 (izq.) <i>FLt,L-M</i> Prof. 7565 pies Pozo DR-7 (der.) <i>FLt,L-M</i></p>
--	--

F10 – Facies Arenosa: FS0-2,M-Bio

<p>Arenisca bioclástica, gris, grano muy fino a medio, masivo con abundantes fragmentos de moluscos.</p>	 <p>Prof. 7435 pies Pozo DR-11 <i>FS_{0,2}Bio</i></p>
--	---

F11 – Facies Heterolíticas lutíticas: FHlt0, BGloss

Facies heterolítica constituida principalmente por lutitas gris medio a oscuro, interestratificada con areniscas muy finas a limolitas, gris claro, la bioturbación es moderada conformada por la icnofacies *Glossifungites* (horizontal, rellena de sedimento arenoso glauconítico y lítico).

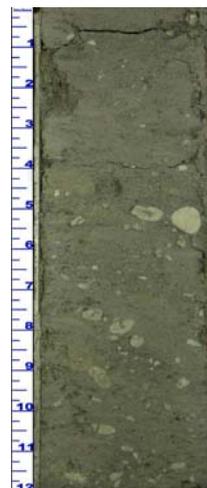
Prof. 7608 pies Pozo DR-5 *FHlt₀*, *BGloss***F12** – Facies Arenosas: FS0-3, Bio

Arenisca bioclástica, gris, constituida por abundantes fragmentos de moluscos, clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados inmersos en una matriz arenosa de grano fino a grueso. Puede presentar pellet de glauconita.

Prof. 7450 pies Pozo DR-11 *FS_{0.3}*, *Bio*

F13 – Facies Arenosas glauconítica: FS0-1,M-GI

Arenisca finas a muy finas, gris verdosa, masiva, glauconítica, con algunos clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados y fragmentos de moluscos.



Prof. 7434 pies, Pozo DR-11 *FS₀₋₁,M-GI*

6.3. Asociaciones de las facies y modelo deposicional

Un grupo de siete (7) asociaciones de facies se interpretaron a partir de las facies descritas de los núcleos de los campos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe, dichas asociaciones de facies permiten proponer un modelo sedimentario (fig. 39) sobre los sistemas de deposición LST y FSST en el Alto de Patao; para la propuesta, se tomó en cuenta además las respuestas de los perfiles eléctricos de los pozos e información sísmica:

6.3.1. Frente deltaico interno (FAI)

Se designo para este trabajo la asociación de frente deltaico interno a las facies más someras presentes en los núcleos; puesto que no se observó evidencias como: paleo-raíces, grietas de desecación o cualquier otro indicio que respondieran a un ambiente de llanura deltaica subacuática.

Las areniscas finas a muy finas con estratificación cruzada y rizaduras de corriente con abundante restos carbonosos (facies **F1**), algunos restos de valvas y una alta bioturbación donde se reconocen *Cylindrichnus* y *Skolitos* (facies **F2**), tienen correspondencia a las reflexiones o estratos esencialmente paralelos

presentes en la sísmica (ver figura 18) conocidos como topset (Bhattacharya, 2006) hacia el área de los campos Dragón y Patao, reflejando un ambiente transicional deltaico-costero.

La asociación de facies **FA1** se identifica en el intervalo 1 del núcleo, pozo DR-7 (fig. 33).

El ambiente está controlado por procesos fluviales y en menor orden la influencia de mareas puede ser observada.

6.3.2. Frente deltaico superior (FA2) e inferior (FA3)

Asociación de facies **FA2**: esta asociación de facies agrupa los depósitos de frente deltaico superior. Corresponde a las areniscas finas a muy finas, masivas o con estratificación de ángulo bajo (facies **F3**) y areniscas finas laminadas y con rizaduras de corriente (facies **F4**). La asociación de facies FA2 se identifica en los intervalos 4 y 5 del núcleo, pozo DR-11, intervalo 2 del núcleo, pozo PA-3 e intervalo 4 del núcleo, pozo PAS-1 (fig. 34, fig. 35 y fig. 36, respectivamente).

Asociación de facies **FA3**: esta asociación de facies agrupa los depósitos de frente deltaico inferior (ver intervalos 5 del núcleo pozo DR-7 (fig. 33)). Corresponden las facies heterolíticas predominantemente arenosas con rizaduras de corriente y estructuras de tipo *wavy bedding*, estructuras de deformación y microfallas sinsedimentarias. (facies **F5**) y las facies heterolíticas predominantemente lutíticas con laminaciones planas y rizaduras de corriente (facies **F6**).

La asociación de facies FA2 que consiste de potentes capas de areniscas masivas y la asociación de facies FA3 conformada por paquetes de marcada naturaleza heterolítica, se interpreta haberse acumulado en borde de plataforma, sugerido por la presencia de niveles de deslizamiento gravitacional tipo slump y microfallas sinsedimentarias, en el cual se habrían desarrollado un complejo de canales, lóbulos y levees.

Los procesos dominantes para la formación de estos depósitos han sido la decantación del material fino y las corrientes de turbidez diluidas, es decir una combinación de estos dos procesos, de acuerdo a las modas texturales involucradas.

La presencia de láminas de material carbonoso, la casi-ausencia de bioturbación y siendo la bioturbación existente de talla reducida y poco diversificada, sugieren control de los procesos fluviales, sin embargo, la influencia del oleaje también puede ser observada.

6.3.3. Prodelta (FA4)

La asociación de facies **FA14**, consiste de limolitas masiva y laminadas con areniscas muy finas, con restos de conchas de moluscos, restos carbonosos y niveles sideritizados (facies **F7**) y lutita limosa intensamente bioturbada (facies **F8**). La bioturbación que se reconoce es *Planolites* y *Phycosiphon*.

Al igual que las asociaciones de frente deltaico, los procesos dominantes están relacionados a la sedimentación por decantación en condiciones de baja energía (principalmente) y participación de las corrientes de turbidez diluidas, que han permitido depositar algunos espesores de areniscas masivas en el prodelta.

Se observan intervalos con láminas formadas de material carbonoso particulado, que sugieren la participación de flujos fitodetríticos; y la presencia en menor cantidad observada en comparación al frente deltaico, de estructuras de deformación y microfallas que involucran una pendiente.

La asociación de facies FA4 se identifica en el intervalo 1 de núcleo, pozo PA-3 (fig. 35).

6.3.4. Plataforma externa a Planicie de cuenca (FA5)

Consiste de potentes paquetes de lutita con algunas laminas de limonitas, restos carbonosos particulados y poca bioturbación (facies **F9**), también se observa

algunas facies de turbiditas constituida por areniscas muy finas masivas (facies **F16**) y areniscas finas con laminaciones paralelas (facies **F14**) y facies heterolítica arenosa con rizaduras de corriente, estructuras de deformación y microfallas (facies **F15**). La bioturbación presente es *Zoophycos*, *Chondrites*, *Phycosiphon* y *Planolites*.

En cuanto a los procesos que pudieron haber intervenidos en el producto final de estos sedimentos finos son los siguientes: viajan en flotación en las plumas de los ríos, concentrados en última instancia en el fondo del mar, a través de mantenerse en suspensión por las olas (Kineke et al., 1996), o movidos por tormentas (Allison et al., 2000; o interpretados como el producto de introducirse directamente en el fondo del mar por los flujos hiperpícnicos (Mulder y Syvitski, 1995).

Debido a que las tasas de sedimentación mediante fluidos de lodo son tanto más altas que las tasas por decantación-suspensión en la construcción de las plataformas (Neill y Allison, 2005); es entonces, factible que los grandes espesores de sedimentos lutíticos de plataforma y cuenca presentes en el área del Alto de Patao se hayan depositado por fluidos de lodo (flujos hiperpícnicos); a los que se les suman episodios de flujos turbidíticos, que permitieron depositar los lóbulos y canales presentes en paleobatimetría nerítico externo-batial (Furrer, 1984).

La asociación de facies **FA5** se identifica en los intervalos del 1 al 9 del núcleo, pozo RC-2 (fig. 38).

6.3.5. Asociaciones de facies transgresivas (FA6 y FA7)

Las asociaciones de facies transgresivas observadas en los núcleos se ubican al tope de la secuencia progradante (fig. 18), caracterizadas por facies que implican aumentos del nivel del mar y episodios de tormentas reflejados en superficies de ravimamiento. Los niveles dominados por proceso de olas dentro de las facies transgresivas se identifican como la asociación de facies **FA7** y la que involucra superficie de ravinamiento y procesos dominados por mareas **FA6**.

Asociación de facies **FA6**: Esta asociación de facies caracteriza a los depósitos bioclásticos masivos, base erosiva (ravinamiento por marea), e interpretado como un relleno de canal de marea (facies **F10**).

Esta facies fue solo encontrada en el intervalo 6 del pozo DR-11 (fig. 34).

Asociación de facies **FA7**: agrupa los depósitos de la secuencia transgresiva generalmente reconocida en los núcleos de los pozos del campo Dragón (fig. 18).

Se inicia de base a tope con una superficie de ravinamiento por olas caracterizada por la facies heterolítica constituida principalmente por lutitas interestratificada con areniscas muy finas a limolitas, la bioturbación es moderada conformada por la icnofacies *Glossifungites* (facies **F11**). Seguido de un Lag transgresivo compuesto por arenisca de grano fino a grueso, fragmentos de moluscos, con abundantes clastos líticos y cuarzosos de tamaños conglomerados (facies **F12**) y finaliza al tope con una facies de areniscas finas a muy finas, glauconíticas, masivas (facies **F13**).

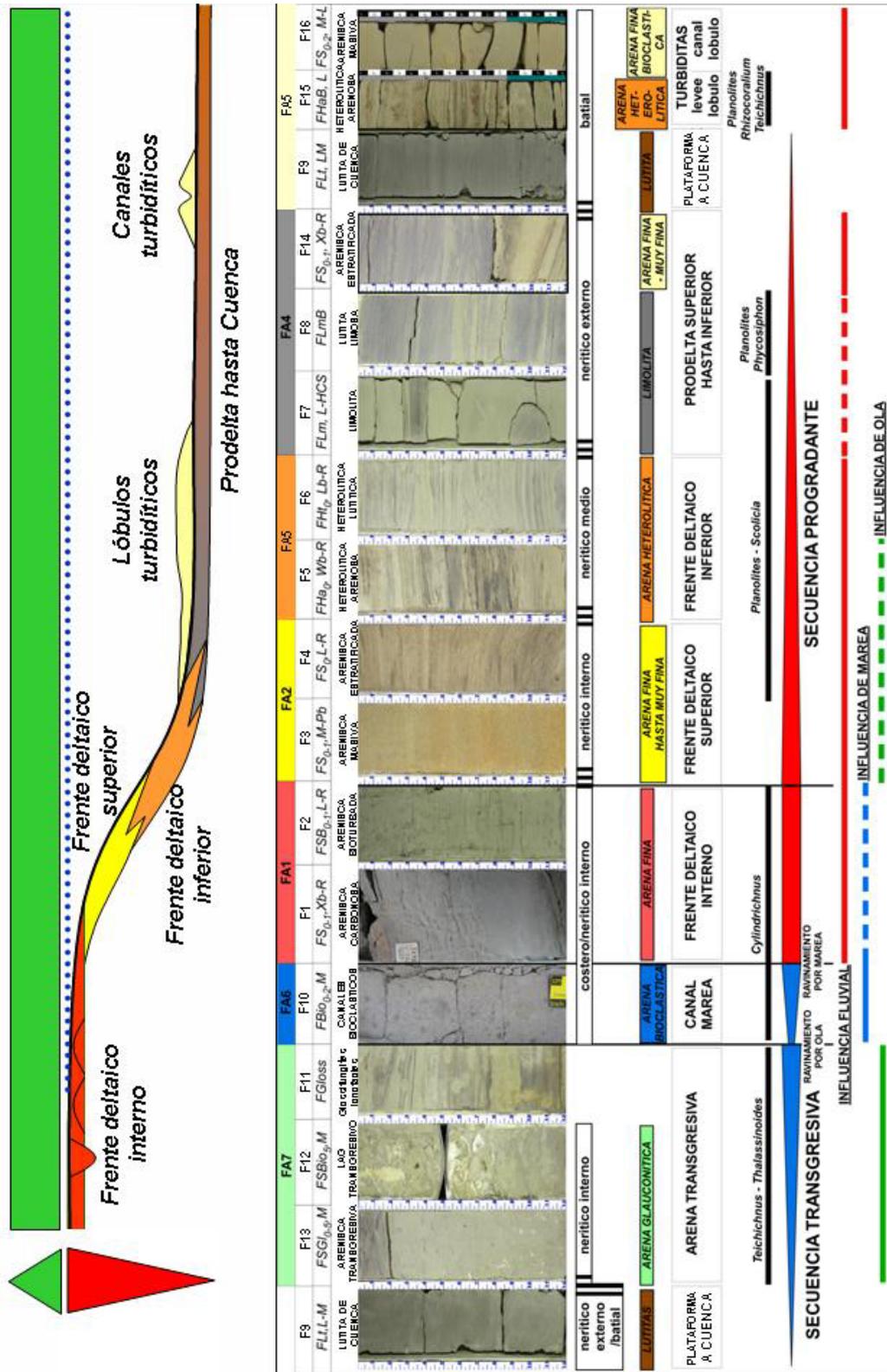


Figura 39. Esquema de las facies, asociaciones de las facies y modelo depositacional para el Alto de Patao.

6.4. Integración sísmica-sedimentológica

En cada mapa de extracción de amplitud RMS “*Root Mean Square*” (Ramírez et. al., 2013), los pozos se ubican en las áreas de anomalías de amplitudes altas, y estas áreas de amplitudes altas responden a arenas con acumulaciones de gas, por la experiencia que se ha tenido en la cuenca. Los mapas se han generados a lo largo de la superficie SU-3/CC (tope del sistema encadenado de regresión forzada-FSST) de edad 5.33 Ma (Furrer et. al., 1984, Carr-Brown et. al., 1984, Gradstein et. al. 2012 y Ramírez et. al., 2013) (fig. 40) y de la superficie MRS (tope del sistema encadenado de nivel bajo-LST) de edad 4.2 Ma (Furrer et. al., 1984, Carr-Brown et. al., 1984 y Ramírez et. al., 2013) (fig. 42)

La integración de los mapas de extracción de amplitud RMS con la interpretación de los ambientes sedimentarios mediante el análisis de los núcleos, permitió generar mapas paleo-ambientales al tope del FSST (fig. 41) y al tope del LST (fig. 43). Los pozos se encuentran ubicados dentro de los mapas en su posición actual.

6.4.1. Mapa paleo-ambiental al tope del FSST (5.33 Ma)

Los ambientes a lo largo del Alto de Patao se distribuyen de la siguiente manera (fig. 38): delta progradante, donde canales y lóbulos de frente deltáico hasta prodelta se encuentran presentes en los campos Dragón y Patao, variando lateralmente a un ambiente más profundo, de tipo complejo turbidítico hacia los campos Mejillones y Río Caribe.

Mediante las anomalías de amplitud se logró definir la morfología y dimensión de los cuerpos arenosos.

El material detrítico que se sedimentó en el Alto de Patao, de acuerdo a la dirección de las progradaciones interpretadas en el perfil sísmico (Ramírez et al., 2013) (fig. 18), del mapa de amplitud RMS y distribución de los ambientes indican, que provienen del SE, y la Plataforma Margarita-Los Testigos pudo haber aportado también sedimentos ya que estuvo levantada (Pereira et al. 1984) para el momento.

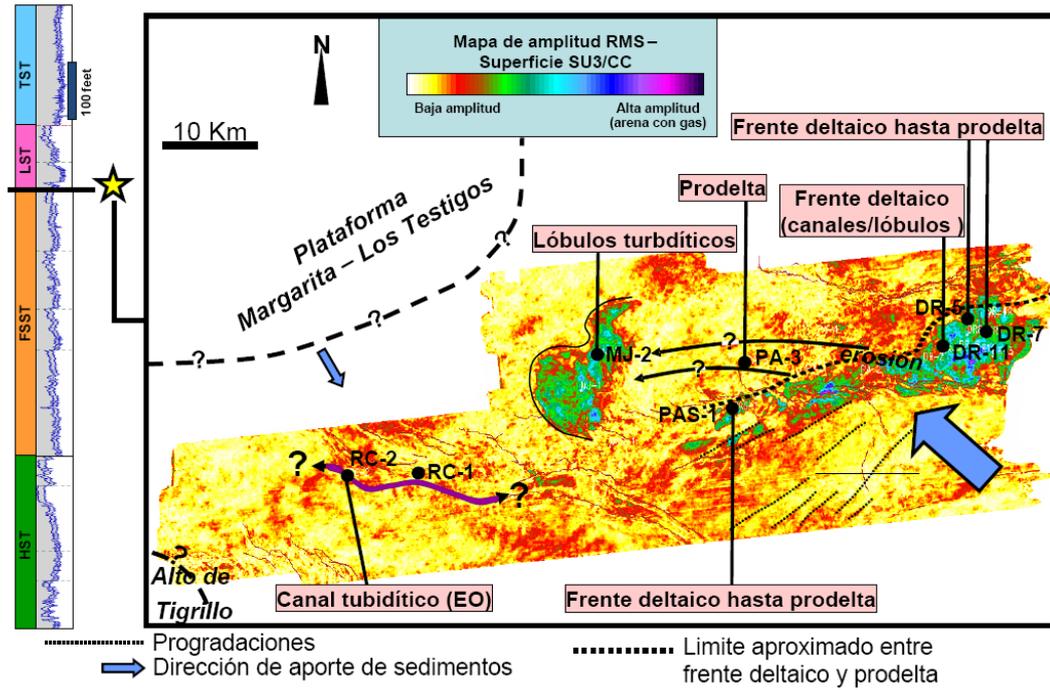


Figura 40. Mapa de extracción de amplitud RMS integrado a los paleo-ambientes interpretados mediante el análisis de los núcleos a lo largo de superficie SU-3/CC (5.33 Ma).

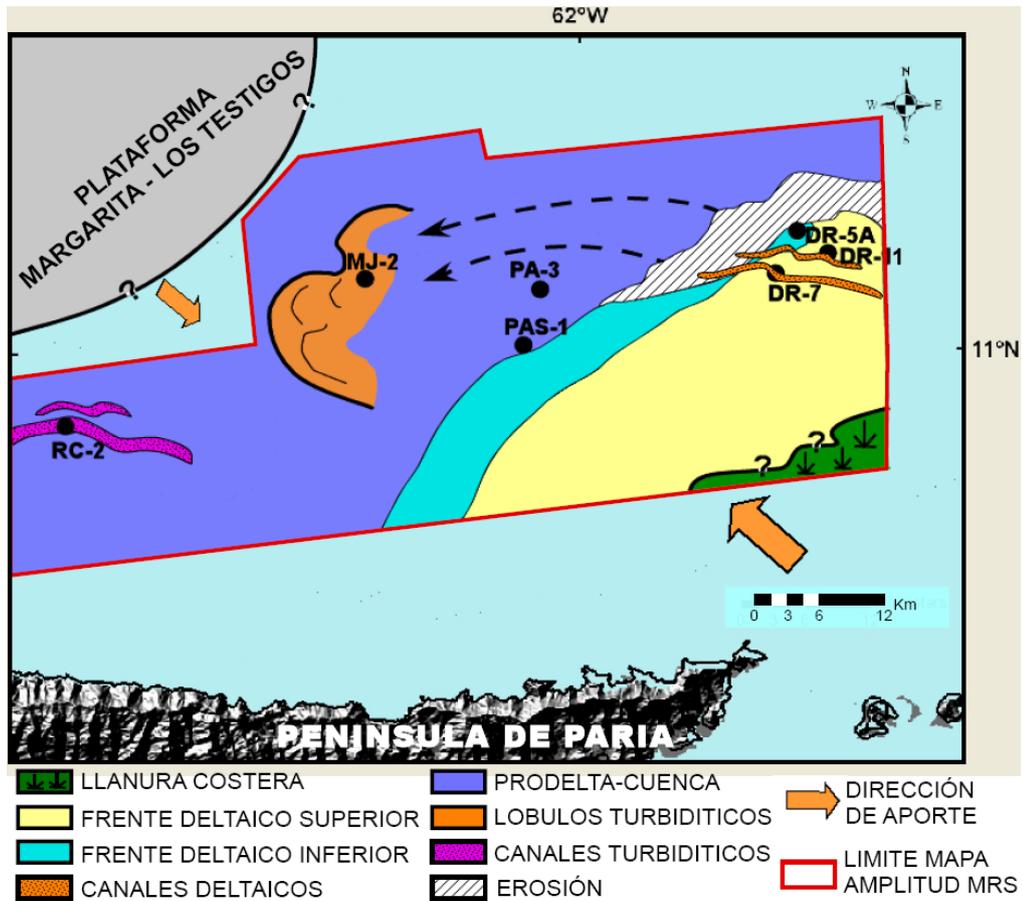


Figura 41. Mapa paleo-ambiental al tope del sistema FSST (5.33 Ma).

6.4.2. Mapa paleo-ambiental al tope del LST (4.2 Ma)

Para la edad de 4.2 Ma, el área del campo Dragón se ha erosionado completamente, presencia de barras y canales de frente deltáico en el área de Patao y se producen lóbulos turbidíticos hacia los campos Mejillones y Río Caribe (fig. 43).

Mediante las anomalías de amplitud, se logró definir la morfología y extensión de los cuerpos progradantes deltáicos y de los depósitos turbidíticos.

La dirección de las progradaciones interpretadas en el perfil sísmico (Ramírez et al., 2013) (fig. 18), del mapa de amplitud RMS y distribución de los ambientes, indican que aún continua el aporte de los sedimentos del SE y del NO de la Plataforma Margarita-Los Testigos.

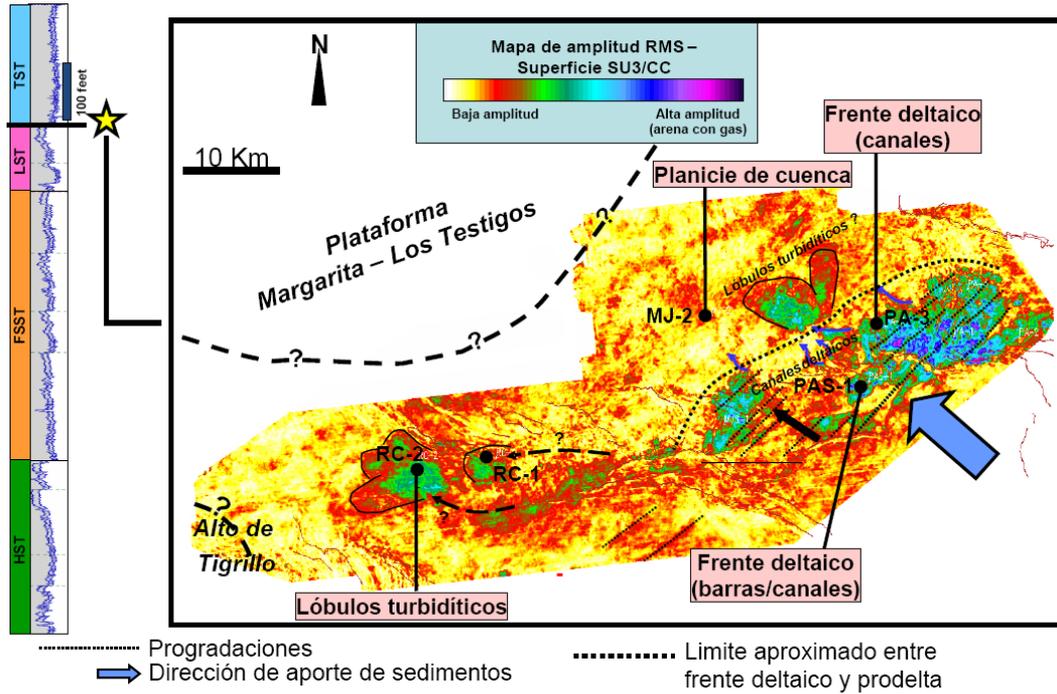


Figura 42. Mapa de extracción de amplitud RMS integrado a los paleo-ambientes interpretados mediante el análisis de los núcleos a lo largo de superficie MRS (4.2 Ma).

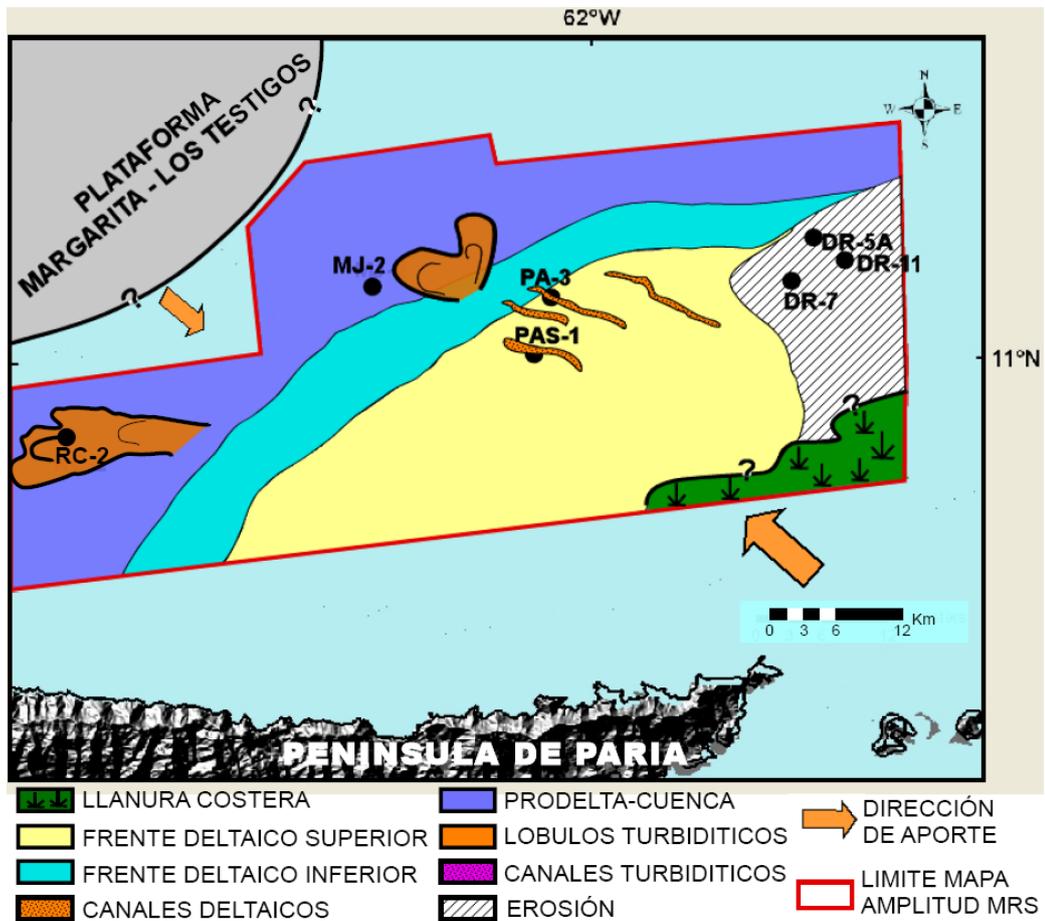


Figura 43. Mapa paleo-ambiental al tope del sistema LST (4.2 Ma).

6.5. Caracterización petrográfica

Para establecer la procedencia de las areniscas de acuerdo al método de Dickinson y Suczek (1979), se realizó la petrografía a las facies arenosas limpias con porcentaje de matriz más cemento inferior al 25%. Las areniscas correspondientes a la formación Cubagua en el Alto de Patao, son poco consolidadas y los núcleos mayormente están constituidos por limos, lo cual redujo el número de muestras analizadas a la siguiente, tabla 4.

Tabla 4. Muestras analizadas por petrografía.

POZO	PROFUNDIDAD	TIPO DE MUESTRA
DR-11	7435'	NÚCLEO
DR-11	7436'	
DR-11	7451'	
PA-3	7177'	
PA-3	7182'	
PA-3	7206'	
PA-3	7213'	
PA-3	7325'	
PA-3	7405'	
MJ-2	7415'	
MJ-2	7428'	
MJ-2	7439'	
MJ-2	7446'	
MJ-2	7479' 2''	
RC-2	7845'	
RC-2	7872' 6''	
RC-2	7895' 8''	

Las hojas petrográficas con información de las características texturales, composición porcentual y efectos diagenéticos para cada muestra analizada se incluyeron en el Apéndice A. Un total de seis (6) microfacies arenosas fueron identificadas tomando en cuenta la clasificación de Pettijohn et al. (1972) para rocas siliciclásticas (fig. 29, 44 y 45) y la de Mount (1985) para las rocas con mezcla de componentes siliciclásticos y carbonáticos (fig. 30 y 46).

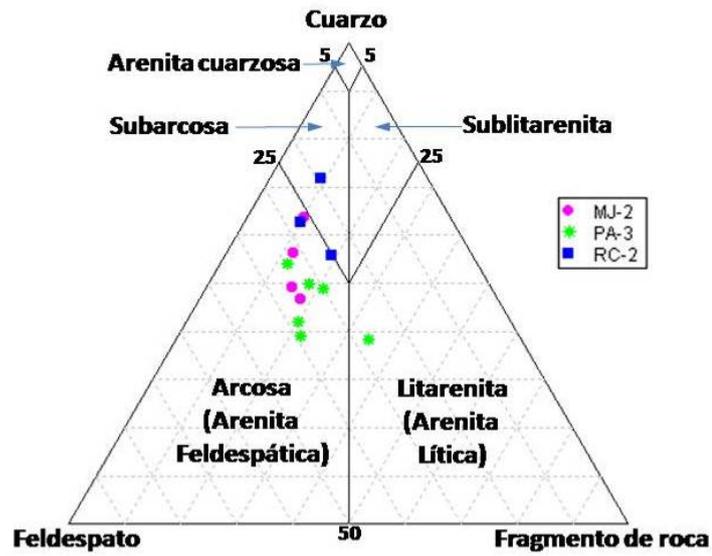


Figura 44. Clasificación de las muestras siliciclásticas con matriz menor que 15% sobre los sistemas de deposición LST y FSST en el Alto de Patao.

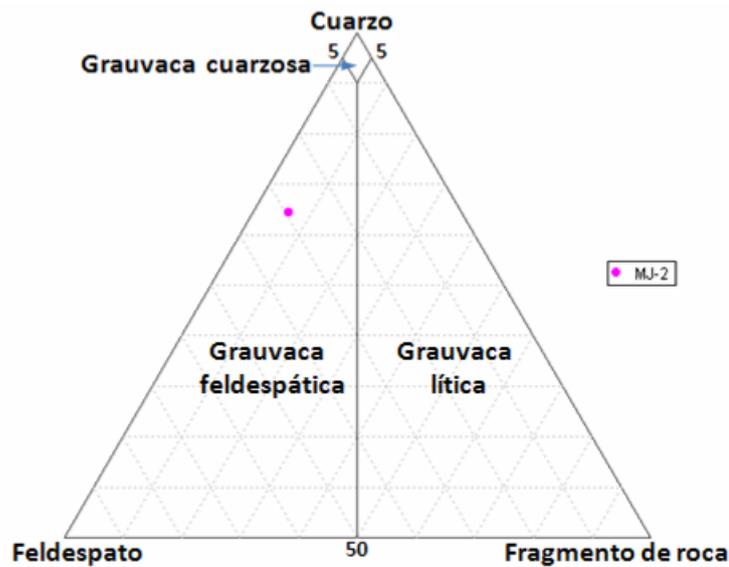


Figura 45. Clasificación de la muestra siliciclásticas con contenido de matriz 28,5% sobre los sistemas de deposición LST y FSST en el Alto de Patao.



Figura 46. Clasificación de rocas con mezcla de componentes siliciclásticos y carbonáticos sobre los sistemas de depositación LST y FSST en el Alto de Patao.

A continuación se presenta la descripción de cada microfacies identificada:

6.5.1. Microfacies Siliciclásticas

6.5.1.1. Microfacies Arcosa

De acuerdo a las características texturales (fig. 47-fotomicrografía 1), los granos tienen un tamaño promedio de fino a muy fino, subangulosos a subredondeados con mayor tendencia a subredondeados, buen escogimiento y contactos del tipo tangencial, grano-matriz y grano-cemento.

Composicionalmente se caracteriza por la presencia de cuarzo: monocristalino (entre 34 y 24%) con extinción ondulante y recta, sin embargo, la extinción recta es por encima de los 5°, y policristalino ($\leq 7\%$); feldespato (entre 27 y 15%) muchos alterándose a minerales de arcilla. El porcentaje de feldespatos incluye: feldespatos potásico tipo ortosa y plagioclasa, donde el contenido de microclino es hasta 2% máximo. Los fragmentos de rocas (entre 18 y 7%) consiste de: chert y fragmentos de arcilla, muy pocos fragmentos metamórficos y fragmentos carbonáticos esqueléticos.

Como componentes minoritarios se presentan la mica muscovita, inalterada y localmente alterándose a illita-esmectita, deformada, formando pseudomatriz; biotita, alterada parcialmente a clorita; glauconita parcialmente alterada a chamosita; leucoxeno y circón. Se observó además, restos de hidrocarburo parcialmente piritizado.

En cuanto a la porosidad, se observa porosidad primaria del tipo interpartícula y secundaria por disolución de granos, de matriz o cemento. Se observa conectividad entre los poros.

La matriz es arcillosa y el cemento compuesto de calcita y siderita microcristalina, equigranular y diseminada.

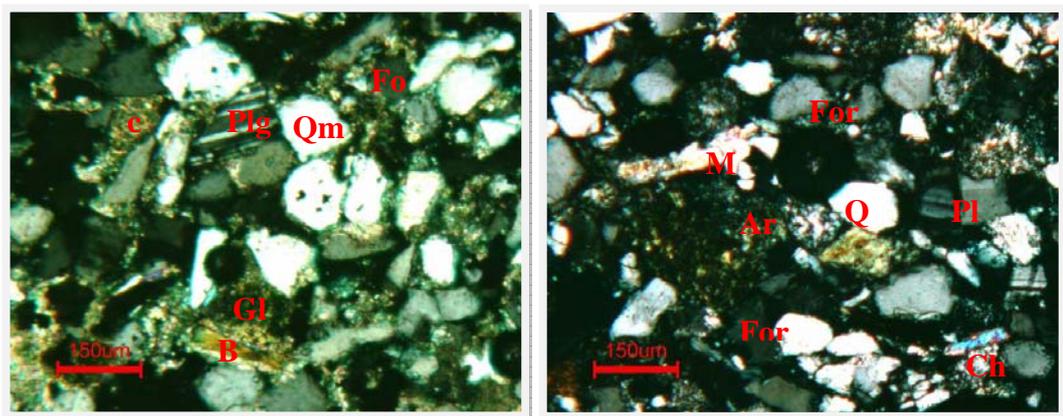


Figura 47. Fotomicrografía 1. Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Arcosa. A- Pozo PA-3, prof. 7213', B- Pozo MJ-2, prof. 7325'. Aspecto general, cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo ortosa (For) y plagioclasa (Plg), fragmento de roca: arcilla (Ar) y chert (Ch), micas: muscovita (M), biotita (B), glauconita (Gl) y cemento (c).

6.5.1.2. Microfacies Litarenita

De acuerdo a las características texturales, los granos tienen tamaño de arena fina, subangular a subredondeado, con mayor tendencia a subredondeado, moderado escogimiento; los contactos son tangenciales y poco longitudinales.

Caracterizada composicionalmente por 25% de fragmentos de roca sedimentaria: chert, fragmentos de arcillas y trazas de fragmentos metamórficos; 19% de cuarzo

monocristalino con extinción ondulante y recta (por encima de los 5°) y 9% de cuarzo policristalino. Los feldespatos presentes son 20% entre ortosa, microclino y plagioclasa (fig. 48-fotomicrografía 2).

Los componentes minoritarios presentes: mica muscovita, glauconita, trazas de circón, fragmentos esqueléticos y residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado.

El porcentaje visual de la porosidad es de 6%; de matriz arcillosa 3% y el cemento compuesto por siderita 1%.

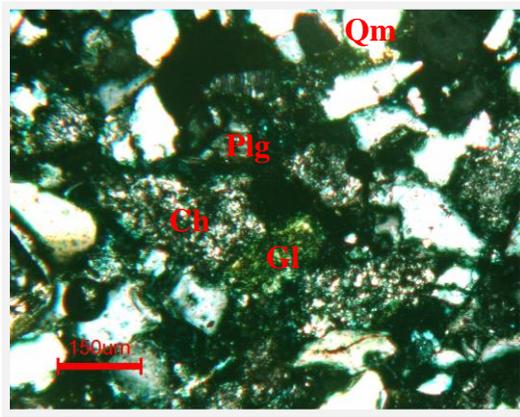


Figura 48. Fotomicrografía 2. Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Litarenita. Pozo PA-3, prof. 7405'. Aspecto general, cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo plagioclasa (Plg), fragmento de roca: chert (Ch) y glauconita (Gl).

6.5.1.3. Microfacies Subarcosa

Referente a las características texturales, el tamaño de los granos es de arena fina a muy fina, subangular a subredondeado con moderado a buen escogimiento y los contactos entre granos son tangenciales principalmente.

Composicionalmente exhibe 28% de cuarzo monocristalino predominantemente de extinción ondulante y 10% de cuarzo policristalino; 10% de feldespato tipo ortosa y plagioclasa; 5% fragmentos de roca sedimentarias: chert y fragmentos de arcillas; un alto contenido de micas entre muscovita y biotita (15%); 7% de fragmentos esqueléticos y 6% de glauconita.

Entre los componentes trazas están leucoxeno y residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado.

La porosidad primaria es interpartícula y secundaria por disolución de granos. Las condiciones de la muestra por ser poco consolidada no permiten decir más al respecto (fig.49-fotomicrografía 3).

Un porcentaje de 7% corresponde a la matriz arcillosa y al cemento de tipo siderítico microcristalino y equigranular.

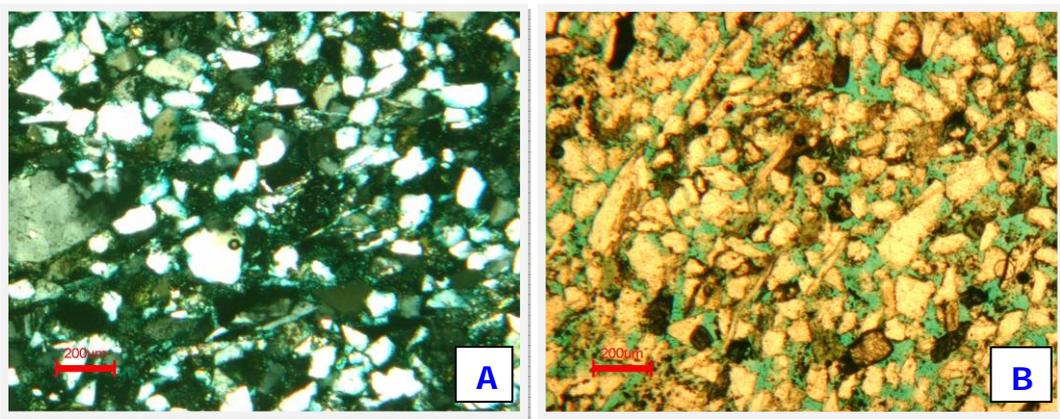


Figura 49. Fotomicrografía 3. Objetivo 2.5X. Subarcosa. Pozo RC-2, prof. 7872'6''. A- Nícoles cruzados. B- Nícoles paralelos. Aspecto general de la muestra.

6.5.1.4. Microfacies Grauvaca feldespática

En esta microfacies (fig. 50-fotomicrografía 4) el tamaño de los granos es de limo a arena fina, subangular a subredondeado, con muy buen escogimiento y los contactos presentes son grano-matriz y tangenciales.

Composicionalmente exhibe 30,6% de cuarzo monocristalino de extinción ondulante principalmente; 11,3% aproximadamente de feldespato potásico (ortosa), trazas de microclino y 3% plagioclasas; 3% fragmentos de roca sedimentarias: chert, fragmentos de arcilla y trazas de fragmentos metamórficos.

Entre los minerales accesorios están mica muscovita, glauconita, circón y resto de hidrocarburo parcialmente piritizado.

Esta microfacies consiste de 28,3% de matriz arcillosa, 4,6% cemento siderítico y 13,3% de porosidad.

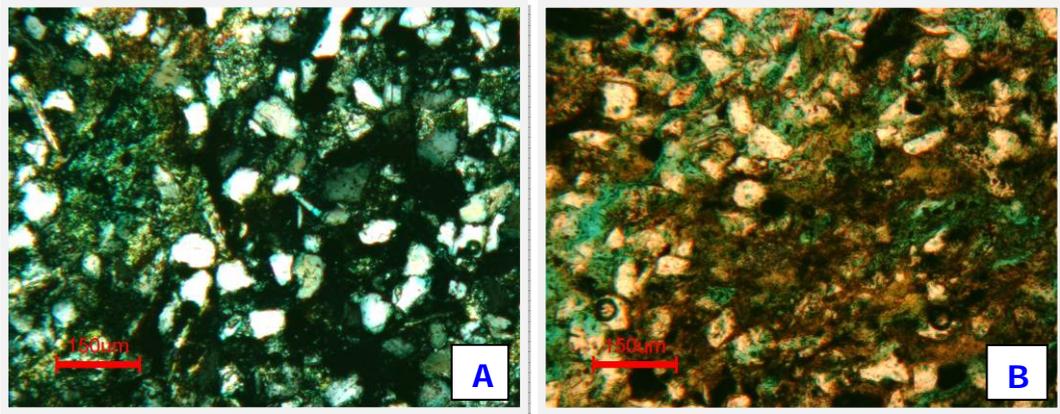


Figura 50. Fotomicrografía 4. Objetivo 5X. Grauvaca feldespática. Pozo MJ-2, prof. 7479'. A- Nícoles cruzados. B- Nícoles paralelos. Aspecto general.

6.5.2. Microfacies Carbonatos de mezclas

6.5.2.1. Microfacies Arenisca micrítica

En esta microfacies (fig.51-fotomicrografía 5) el tamaño de los granos es de arena fina a media, subangular a redondeado, mal escogimiento y contacto grano matriz. El principal ortoquímico es la micrita con 15-25%, la fracción siliciclastica esta constituida por cuarzo: 16-22% monocristalino, presentan extinción ondulante y 10-13% policristalino; <15% feldespatos tipo: ortosa, microclino y plagioclasas; 15-25% fragmentos de roca: fragmentos metamórficos, tamaño grava, redondeado, textura granoblástica, lepidoblástica y combinación de ambas texturas, siendo posiblemente fragmentos de gneises graníticos y en porcentajes trazas se observan fragmentos de arcilla y chert. En el pozo DR-11 se evidencia esta microfacies con características distintivas, la cual muestra un alto contenido de glauconita (22%) y entre 10% a 5% fragmentos esqueléticos: corales, algas rojas coralinas, foraminíferos, bivalvos y equinodermos.

El porcentaje visual de la porosidad es de 7 a 3% de tipo móldica, microfracturas y por disolución de grano y matriz.

El cemento presenta evidencias cristalográficas de ser dolomítico.

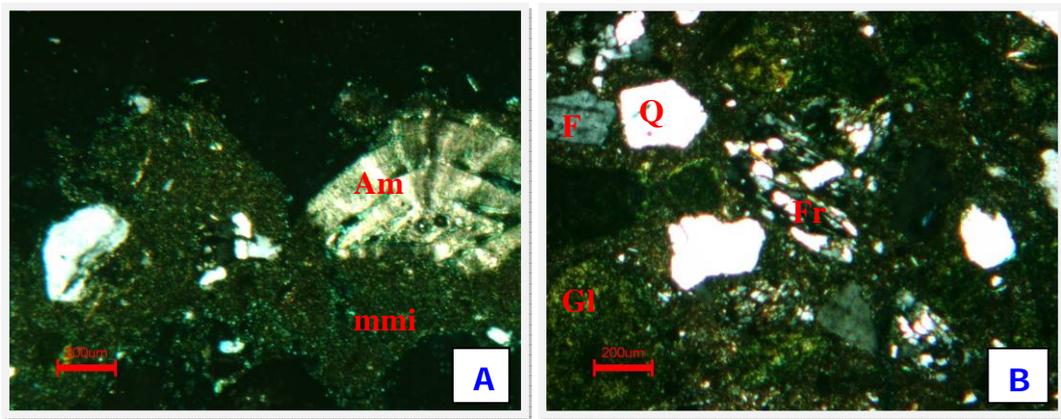


Figura 51. Fotomicrografía 5. Objetivo 2.5X, Nicoles cruzados. Arenisca micrítica. Pozo DR-11. A- prof. 7436'. Matriz micrítica (mmi) y amphistegina (Am). B- prof. 7435'. Glauconita (Gl), feldespato (F), fragmento de roca: gneis (Fr) y cuarzo monocristalino (Qm).

6.5.2.2. Microfacies Arenisca aloquímica

En esta microfacies (fig. 52-fotomicrografía 6) el tamaño de los granos es arena media, subredondeado, muy mal escogidos y los contactos son grano cemento.

El componente aloquímico consiste de 20% algas rojas coralinas, restos de coral y equinodermo. La fracción siliciclastica esta constituida por cuarzo: 12% monocristalino con extinción ondulante principalmente, 16% policristalino; 6% de feldespato tipo ortosa y trazas de plagioclasa, 12% de fragmentos metamórficos: gneises granítico. Los componentes trazas consisten de mica muscovita, glauconita e hidrocarburo residual.

La porosidad se estimó en 10% de tipo moldica, atribuida principalmente a los procesos de disolución de granos y cemento. El cemento presenta evidencias cristalográficas de ser dolomítico.

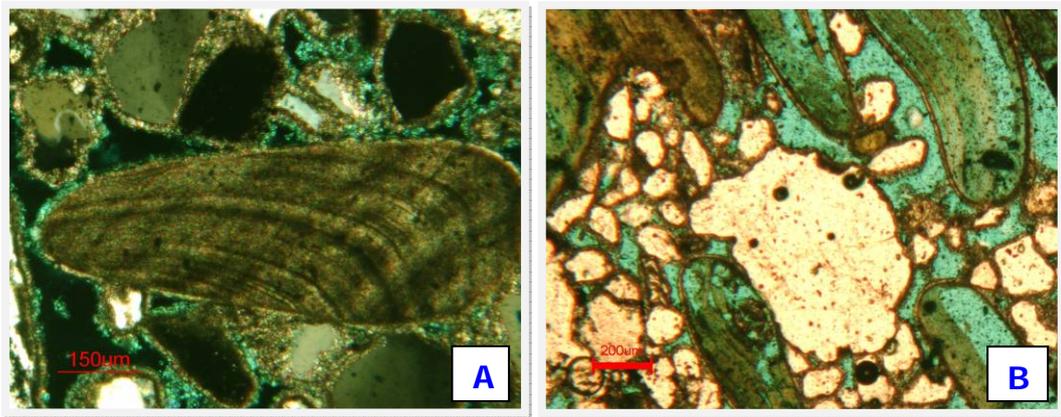


Figura 52. Fotomicrografía 6. Objetivo 5X. Arenisca aloquímica de algas rojas coralinas. Pozo DR-11, prof. 7451'. A- Objetivo 5X, Nícoles cruzados. B- Objetivo 2.5X, Nícoles paralelos. Aspecto general.

6.5.3. Diagenesis

Durante la diagénesis actúan una serie de procesos y reacciones (físico-químicos y/u orgánicos) que afectan los sedimentos. Estos procesos provocan cambios texturales y composicionales que actúan directamente sobre la calidad física de la roca y dependen básicamente de la temperatura y el grado de soterramiento de los sedimentos (Sandoval, 2000).

El análisis de las microfacies arenosas en los pozos del Alto de Patao, de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano, muestra que son poco afectadas por la diagénesis, y actúan casi los mismos procesos a todo lo largo del Alto de Patao. A continuación, se mencionan los procesos diagenéticos presentes en estas rocas (fig.53):

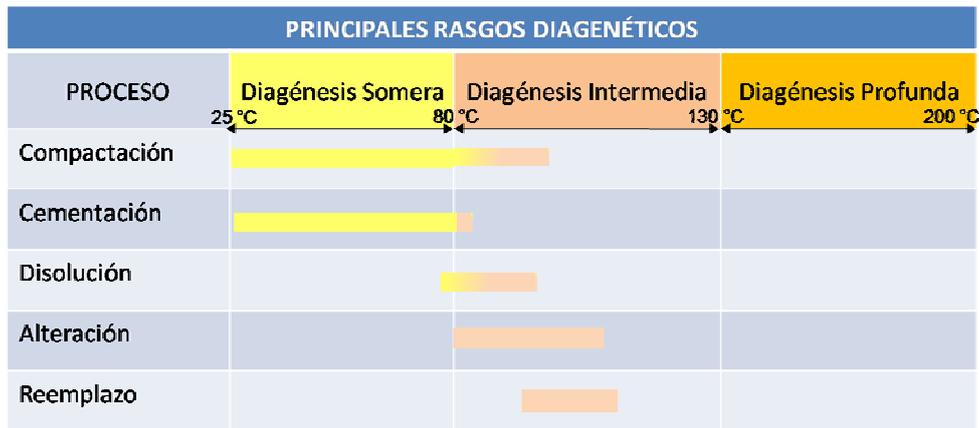


Figura 53. Muestras el modelo diagenético propuesto para el intervalo Mioceno tardío Plioceno temprano del área de Norte de Paria.

6.5.3.1. Compactación

El efecto del aumento de la profundidad sobre el grado de compactación ha sido determinado por varios autores, entre ellos Taylor 1950 (citada en Sandoval, 2000), determinó que a medida que aumentaba la profundidad de soterramiento en sedimentos poco o nada cementados, se incrementaban los efectos de compactación, ya que dichos sedimentos tendían a reorganizarse y adquirir un empaquetamiento mucho más apretado, evidenciado esto por un aumento en el número y tipos de contactos entre ellos.

En las muestras observadas de los campos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe, los tipos de contactos que predominan son granos flotantes, tangenciales y grano-matriz y en proporción menor longitudinales; es evidente que la compactación ha hecho poco efecto, permitiendo que las facies arenosas se conserven poco consolidadas y los tipos de contactos aún permiten preservar parte de la porosidad primaria (fig. 54-fotomicrografía 7).

En el campo Dragón se exhiben contactos grano-cemento en muestras consolidadas, esto posiblemente sea por una cementación calcárea temprana (Álvarez et al., 2011).

Por otro lado, se observan deformaciones dúctiles de las micas muscovita y biotita que pueden ser a causa del aumento del gradiente geotérmico, considerando que el Alto de Patao se sitúa en una cuenca de tipo margen convergente.

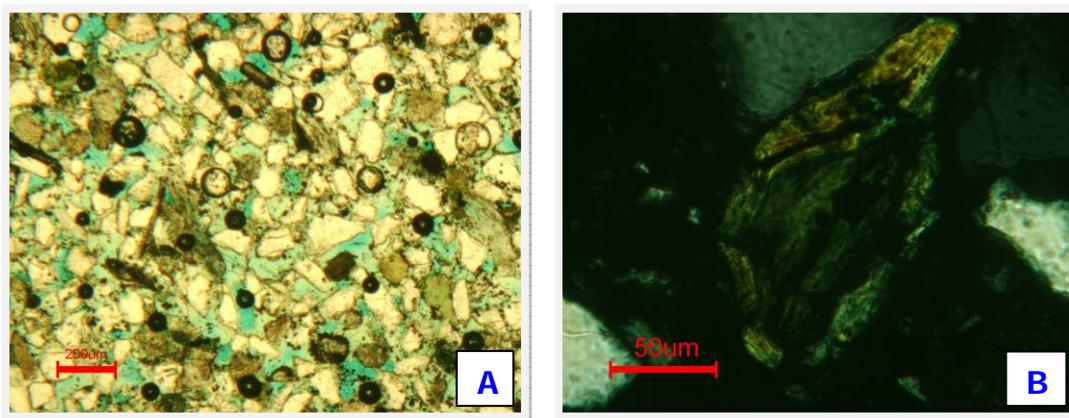


Figura 54. Fotomicrografía 7. Pozo PA-3. A- Prof. 7325', Objetivo 2.5X, Nícoles paralelos. Nótese los contactos entre los granos. B- Prof. 7182', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Mica deformada.

6.5.3.2. Cementación

Es la formación de una serie de minerales autigénicos por precipitación directa de las soluciones intersticiales. Esta precipitación ocurre debido a una sobresaturación del fluido de poro en ciertas sustancias, dando lugar a la formación de minerales de diversas composiciones químicas. Puede ocurrir inmediatamente o un tiempo después de la depositación (Sandoval, 2000).

Las areniscas analizadas presentan poca cementación, los cementos que mayormente se presentan son: siderita (fig. 55-fotomicrografía 8), se exhibe en forma microcristalina equigranular, diseminada o distribuidas en parche; calcita (fig. 56-fotomicrografía 9), en parte está sideritizada; sílice (fig. 57-fotomicrografía 10) en forma de sobrecrecimientos en continuidad óptica con granos de cuarzo detríticos y dolomita (fig. 58-fotomicrografía 11) se observó solamente en muestra del pozo DR-11.

Otros minerales autigénicos presentes son glauconita verde-amarillo, granudas e intersticial, el otro arreglo que se presenta es nodular; y el mineral leucoxeno existe de manera esporádica y en cantidades pequeñas.

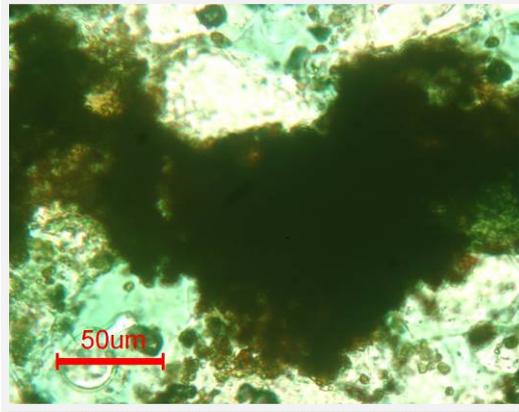


Figura 55. Fotomicrografía 8. Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 20X, Nícoles paralelos. Cemento de siderita, microcristalina equigranular.

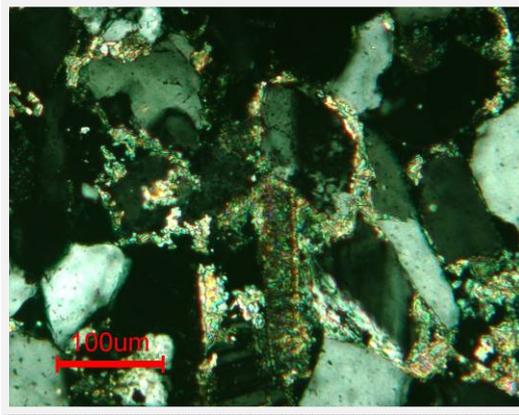


Figura 56. Fotomicrografía 9. Pozo PA-3. Prof. 7213', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Cemento de calcita.

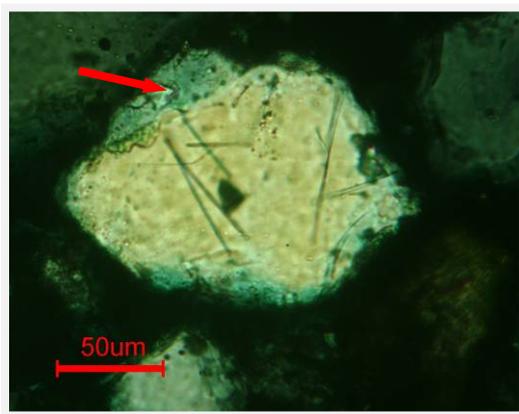


Figura 57. Fotomicrografía 10. Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Sobrecrecimiento de cuarzo (flecha).

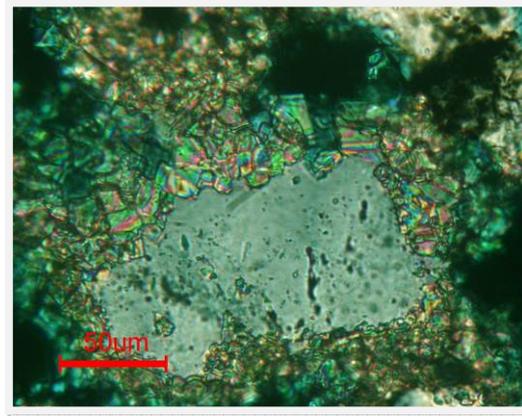


Figura 58. Fotomicrografía 11. Pozo DR-11. Prof. 7451', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Cemento de dolomita.

6.5.3.3. Disolución

El proceso de disolución ha sido el principal responsable de la porosidad secundaria que presentan estas areniscas. Ha afectado en diferentes grados las diversas muestras analizadas.

Las areniscas con mejores porosidades obedecen principalmente a la disolución de la matriz y a la disolución de granos inestables (feldespatos, micas y fragmentos de roca) (fig. 59-fotomicrografía 12).

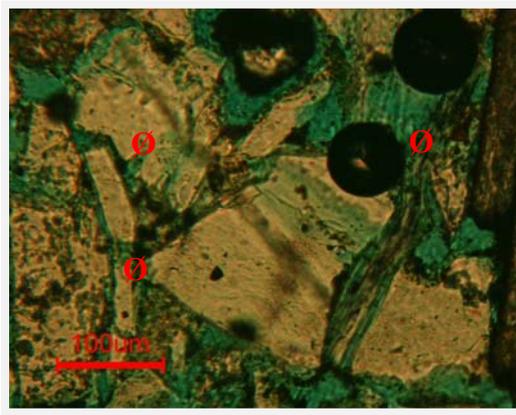


Figura 59. Fotomicrografía 12. Pozo DR-11. Prof. 7405', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Se observa porosidad (Ø).

6.5.3.4. Alteración

Son reacciones en las que ocurre una disolución selectiva del material o fase sólida, mediante la cual el sólido o mineral no disuelto cambia su composición

bien sea porque sólo se han disuelto parte de sus componentes o porque la relación de sus componentes en la fracción del sólido original varió por el proceso de alteración. En el proceso de alteración de un mineral se usan partes principales de éste para la formación de uno nuevo y sólo parte de los componentes de dicho mineral es disuelto (Sandoval, 2000).

En las areniscas estudiadas, las alteraciones comunes son la transformación parcial de feldespatos a minerales de arcillas, la mica muscovita a illita-esmectita, la biotita a clorita o glauconita y la glauconita a chamosita (fig. 60-fotomicrografía 13).

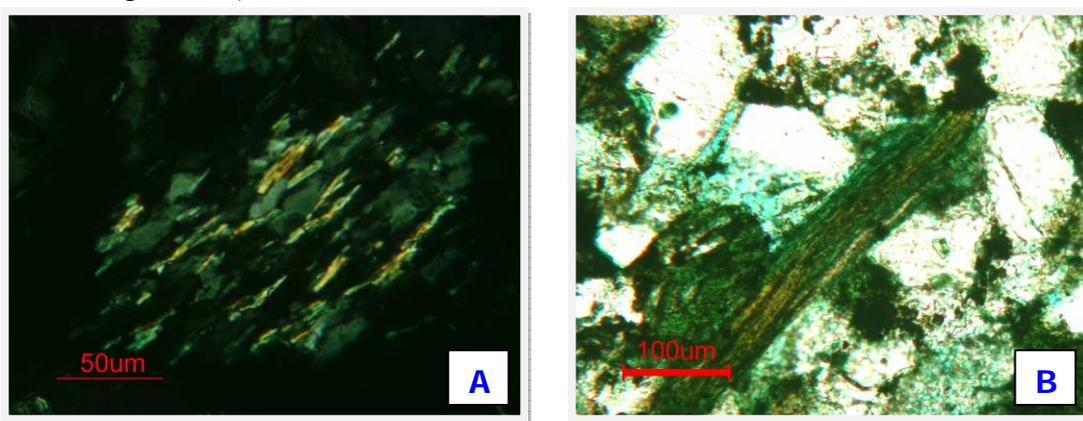


Figura 60. Fotomicrografía 13. Pozo MJ-2. A- Prof. 7439', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Se observa alteración de mica muscovita a illita-esmectita. B- Prof. 7446', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Se observa alteración de mica biotita a glauconita.

6.5.3.5. Reemplazo

Son reacciones en las cuales un cristal crece a expensas de y en lugar de otro, ocurriendo así la disolución total de la fase sólida (Sandoval, 2000).

El cemento de calcita en muchos casos se encuentra reemplazando plagioclasas, feldespatos y cuarzos. Es con certeza lo antes mencionado, porque el reemplazo no es total, quedando vestigios del grano original que está siendo reemplazado por la calcita. En algunos casos este reemplazo es incipiente, mientras que en otros se encuentra en un estado muy avanzado (figura. 61-fotomicrografía 14).

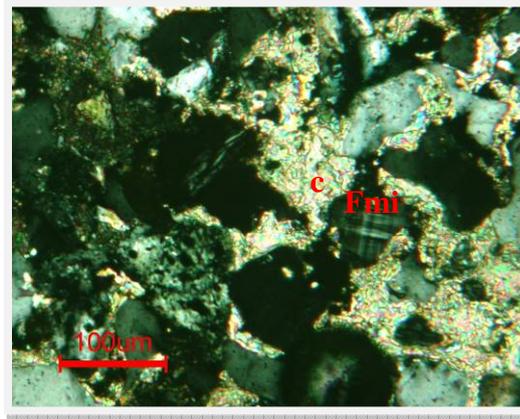


Figura 61. Fotomicrografía 14. Pozo MJ-2. Prof. 7428', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Reemplazo parcial de fragmentos de microclino (Fmi) por calcita (c).

A continuación se integran al esquema de las facies, asociaciones de las facies y modelo depositacional propuesto para el Alto de Patao (fig. 39), las microfacies arcosa y arenisca micrítica, donde la primera corresponde a las facies arenosas del frente deltaico y turbiditas, mientras que la segunda corresponde a las facies arenosa de la asociación de facies transgresivas (fig.62).

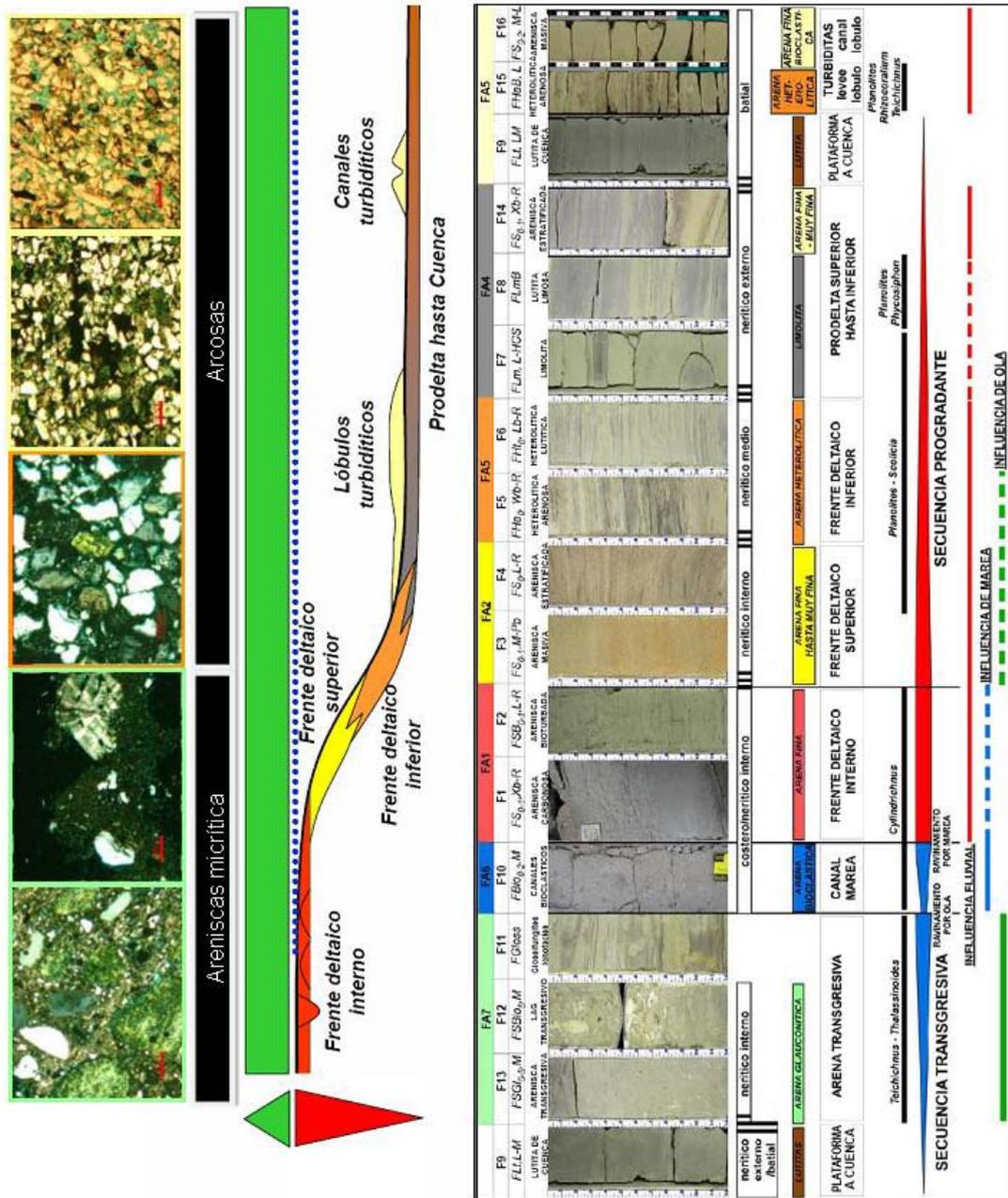


Figura 62. Microfacies arcosa y arenisca micrítica integradas en el esquema depositacional propuesto para el Alto de Patao.

6.6. Distribución de las modas detríticas, método Dickinson et al., 1983

A partir del análisis composicional y la distribución de las modas detríticas obtenidas del recálculo al 100% de los componentes cuarzo-Qt, feldespato-F y fragmentos líticos totales inestables-Li (tabla 5) se identifica una tendencia en todas las muestras del Alto de Patao a poseer un mayor porcentaje de Qt (72-38) %, seguido de F (39-19) % y por último de Li (34-6) %.

El tipo de cuarzo más abundante es el monocristalino; la proporción de feldespato potásico (tipo ortosa) es relativamente mayor al de plagioclasa; entre los fragmentos líticos, los más comunes son los fragmentos sedimentarios de chert y arcillas, fragmentos metamórficos entre los que se reconocen fragmentos de gneis granítico; y fragmentos esqueléticos tales como foraminíferos, bivalvos, equinodermos, corales y algas rojas coralinas, este último grupo de fragmento implica retrabado de depósitos marinos someros (ver detalles en la caracterización petrográfica en el anexo 1).

Tabla 5. Tabla de porcentajes modales recalculados para cada muestra del Alto de Patao.

POZO	MUESTRA (pies)	Qt	F	Li	Qm	F	Lt	Qm	P	K
DR-11	7435	71	7	22	49	7	44	88	0	12
DR-11	7436	49	25	25	27	25	48	52	10	39
DR-11	7451	61	13	26	26	13	61	67	0	33
PA-3	7177	42	38	20	39	38	23	51	20	29
PA-3	7182	39	39	22	36	39	25	48	19	33
PA-3	7206	49	30	21	39	30	31	57	14	29
PA-3	7213	54	34	12	45	34	21	57	17	26
PA-3	7325	50	32	18	42	32	26	57	16	27
PA-3	7405	38	27	34	26	27	47	49	18	33
MJ-2	7415	57	32	12	56	31	13	64	15	21
MJ-2	7428	49	35	15	49	35	15	58	15	27
MJ-2	7439	47	35	18	42	35	22	55	15	30
MJ-2	7446	64	26	10	57	26	17	69	12	19
MJ-2	7479	64	29	6	63	29	7	68	7	25
RC-2	7895,8	56	25	19	45	25	30	64	11	24
RC-2	7872,6	72	19	9	53	19	28	74	5	21
RC-2	7845	63	27	10	58	27	15	68	10	22

El tamaño de los granos siendo fino a muy fino, subangular hasta redondeado, en general con buen escogimiento, detallado en la petrografía de las areniscas,

sugiere una madurez textural, y la disposición de las muestras en el diagrama QmPK (fig. 63) hacia la porción de Qm (cuarzo monocristalino) indica una tendencia a la madurez mineralógica, y establece proveniencia de bloque continental.

Lo antes señalado se relaciona con un largo transporte desde áreas elevadas hasta los cuerpos progradantes deltáicos, canales y lóbulos turbidíticos que conforman los depósitos arenosos de la formación Cubagua sobre el Alto de Patao.

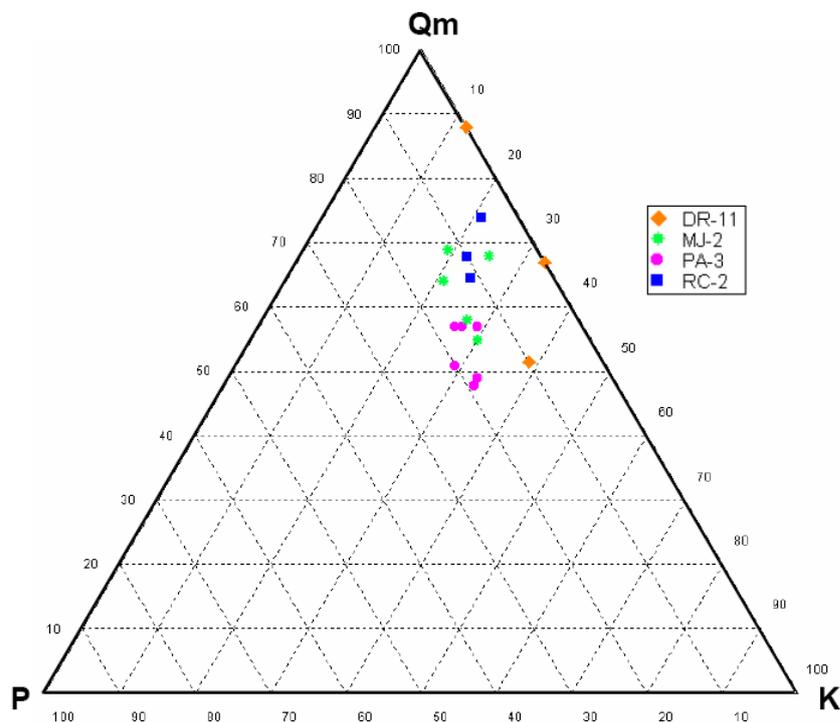


Figura 63. Diagrama triangular QmPK de Dickinson et al. (1983), muestra la disposición de las muestra hacia la proporción de cuarzo monocristalino. Qm= cuarzo monocristalino, P= Plagioclasa, F= Feldespatos.

Cuando se representan los valores de los componentes modales en los diagramas ternarios discriminantes de ambientes tectónicos de las zonas de procedencia detrítica de Dickinson et al., 1983, se observa que en el diagrama QtFLi (fig. 64a) la gran mayoría de los valores se ubican dentro del campo orógeno reciclado, con una pequeña inserción en el campo de arco disectado y continental transicional. Al representarlos en el diagrama QmFLt (fig. 64b), se observa que las areniscas

proceden de mezclas entre bloque continental transicional, arco disectado y orógeno reciclado transicional, indicando áreas de aporte múltiple.

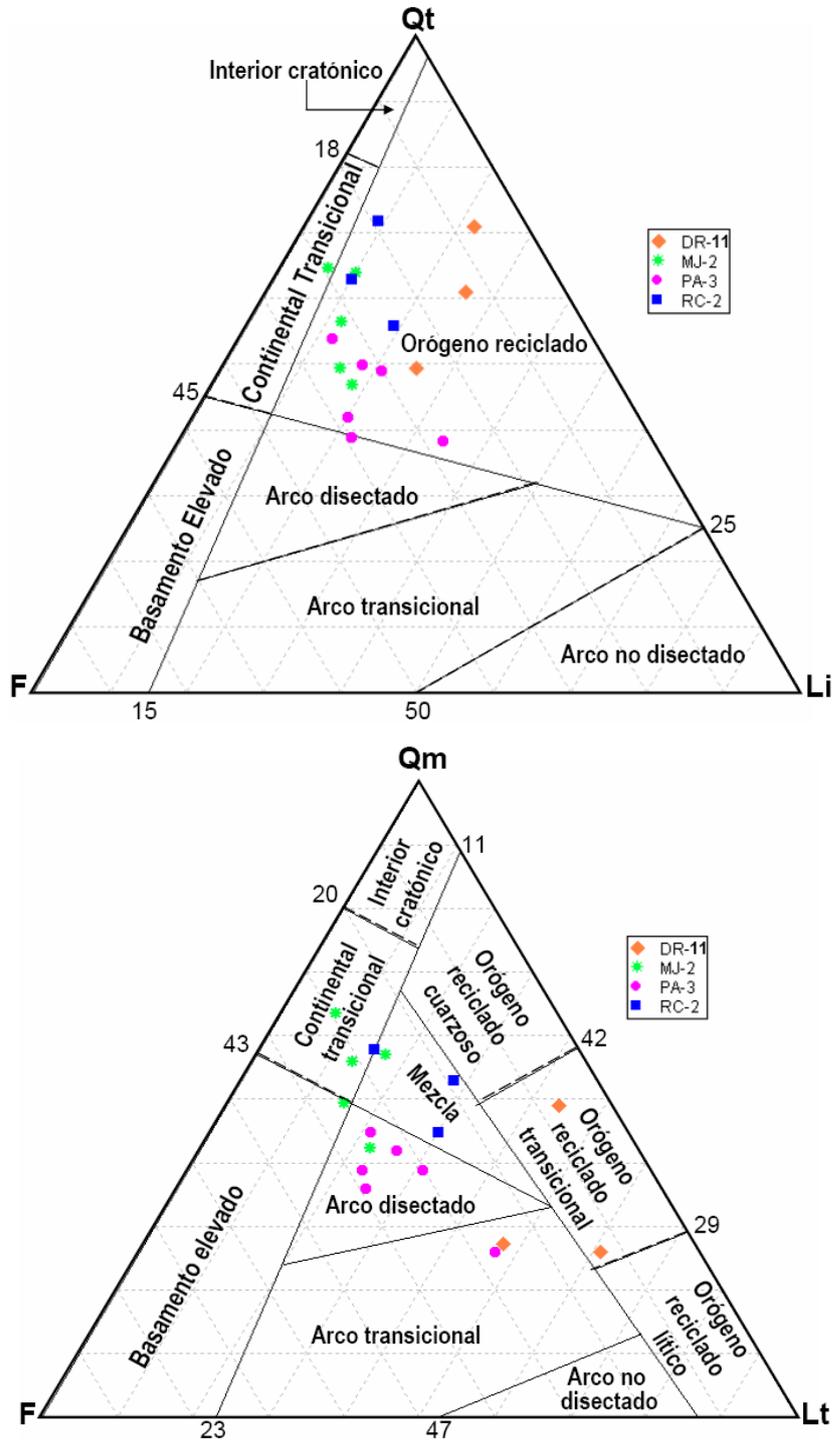


Figura 64. Modas detríticas de las areniscas del Alto de Patao ploteadas en los diagramas de procedencia de Dickinson et al. (1983) (a) QtFLi y (b) QmFLt. Qt= cuarzo total, F= Feldespatos, Li= fragmentos líticos inestables totales, Qm= Cuarzo monocristalino, F= Feldespatos, Lt= Fragmentos líticos totales.

Los resultados de procedencia obtenidos por el método Dickinson et al. (1983) son congruentes con el marco geológico de la región estudiada durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (fig. 65). Se proponen las fuentes cercanas de los sedimentos del Alto de Patao, ubicado en la cuenca de Carúpano, siendo una cuenca forearc, los sedimentos provenientes de arco volcánico serían los suministrados por el arco volcánico de Aves, extinto en el Eoceno y el nuevo arco que se comienza a desarrollarse a partir del Eoceno, el arco de las Antillas Menores.

Estos detritos provenientes de arcos volcánicos, corresponderían a ser un aporte de fuentes ubicadas al NO del Alto de Patao (fig. 65).

Los detritos provenientes del orógeno reciclado son suministrados por la Cordillera de la Costa (fig. 65), mientras los que proceden de bloque continental transicional corresponderían a los detritos de la cuenca Oriental de Venezuela (cuenca foreland) e implícitamente los del Cratón de Guayana (fig. 65). Los detritos que provienen de la Cordillera de la Costa, cuenca Oriental de Venezuela y Cratón, convergen en el paleo Río Orinoco y los transporta hasta el Alto de Patao. Estas fuentes se encuentran ubicadas al sur del área.

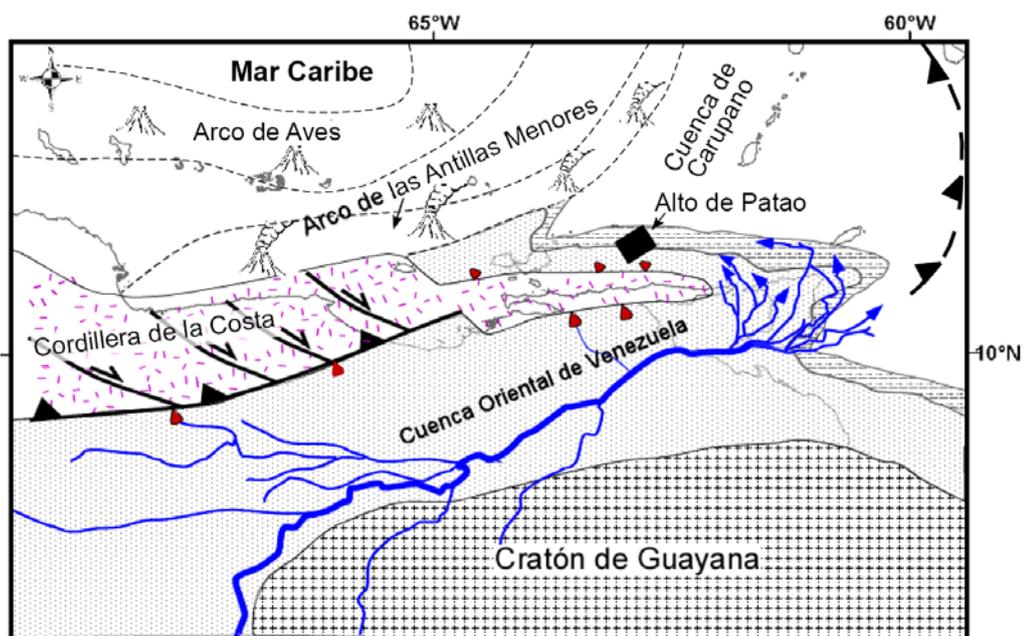


Figura 65. Áreas tectónicas cercanas al Alto de Patao, fuentes de los detritos depositados en el área de estudio durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (modificado de Xie y Mann, 2014).

CAPÍTULO VII

GEOCRONOLOGÍA EN CIRCÓN DETRÍTICO, MÉTODO U-Pb

7.1. Resultados

De cada una de las seis muestras (tabla 5) se analizaron 100 circones individuales por ablación láser con ICP-MS, algunos análisis muy discordantes (dependiendo de su edad) y análisis con errores muy grandes no están representados, por lo que las observaciones se basan en un total de 551 circones.

Las imágenes de Catodoluminiscencia (CL) sugieren diferentes tipos de poblaciones (fig. 66). Todas las muestras tienen una mezcla similar de cristales de circón totalmente redondeado con un diámetro entre 50 y 100- μm , elíptico y granos de circón prismáticos con extremos piramidales desgastado o rotos. Algunos de estos últimos con más de 200 μm de largo con una relación de aspecto 3: 1 a 5: 1.

Se detectaron algunos granos de circón prismáticos muy particulares en casi todas las muestras. Estos prismas con extremos bi-piramidales, no se observa efectos visibles de la abrasión, una típica luminiscencia de color gris claro homogénea en CL. Donde se observa, granos de circón con estas características son los más jóvenes en una muestra dada. Estos circones posiblemente no son detrítico sino de origen volcánico (caída de ceniza).

Tabla 6. Muestras de núcleos tomadas de pozos del Alto de Patao (ubicación ver figura 14 y 15).

Campo	POZO	Profundidad (pies)	Material	Secuencia	Formación
DRAGÓN	DR-5	7682,6	núcleo	FSST	CUBAGUA
DRAGÓN	DR-7	7613,9	núcleo	FSST	
PATAO	PA-3	7181	núcleo	LST	
PATAO	PAS-1	7522	núcleo	LST	
MEJILLONES	MJ-2	7440,8	núcleo	FSST	
RÍO CARIBE	RC-2	7964,2	núcleo	FSST	

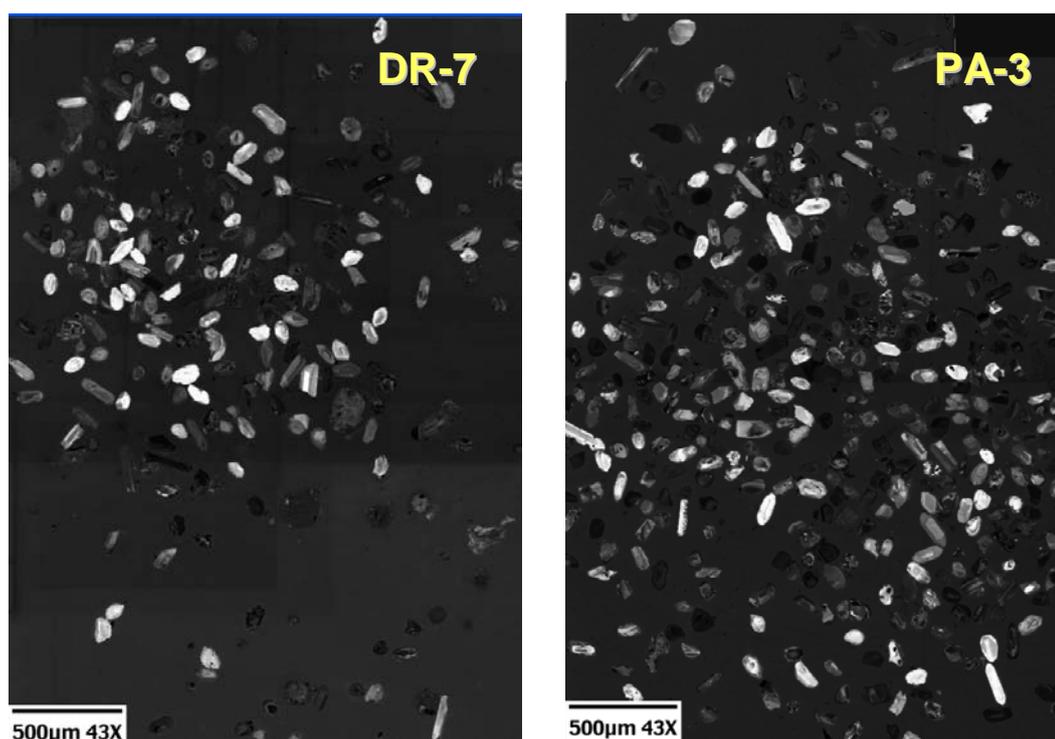


Figura 66. Imágenes de Catodoluminescencia (CL) de circones detríticos, muestra DR-7(izq.) y PA-3 (der.). Se observa un gran variedad de cristales de circón tanto con luminescencia alta (blanco) y baja (gris oscuro), zoneamiento magmático, núcleos, formas variadas entre muy redondeadas, indicando transporte largo, y prismáticos alargados, estos últimos indicando poco transporte.

En las Figuras 68 a la 73 se presentan 4 diagramas de la (a) a la (d) con el siguiente contenido: (a) Histograma con el número de análisis dentro de cierto rango de edades (barras con líneas azules corresponden a 50 Ma) y una curva de probabilidad relativa de las edades que toma en cuenta tanto el número de análisis similares como los errores de cada análisis. Así mismo el diagrama (b) presenta las probabilidades cumulativas de 0 a 100% (en forma logarítmica) sumando los resultados desde edades más jóvenes hasta edades más viejas. En los diagramas de concordia tipo Wetherhill (c y d) se grafican las razones isotópicas entre ^{206}Pb radiogénico/ ^{238}U versus ^{207}Pb radiogénico/ ^{235}U . La curva azul es la “Concordia”, que significa que los dos sistemas de decaimiento corresponden a la misma edad, es decir si el punto (o el elipse de error) cae sobre la concordia la edad de este análisis es concordante y así más confiable. (d) es un acercamiento para que se aprecien edades de circones más jóvenes, mientras que (c) muestra todo el conjunto de edades.

7.1.1. Campo Dragón

Dos muestras de núcleos correspondientes al sistema encadenado de regresión forzada (FSST) fueron analizadas, una del pozo DR-5 y otra del pozo DR-7, la ubicación de las muestras se puede ver en la figura 18.

7.1.1.1. Muestra DR-5

Noventa y un (91) circones analizados fueron seleccionados para la interpretación final de la muestra DR-5 (7682,6 pies). Un grupo de 5 granos de circon arrojaron edades muy jóvenes de solo $5,8 \pm 0,6$ Ma, que corresponde al Mioceno tardío o Mesiniano, es decir que son contemporáneos a la depositación del FSST, el cual fue ubicado por debajo de 5,33 Ma (Gradstein et al., 2012) (fig. 67) en la integración biostratigráfica y sísmica de Ramírez et al., 2013. No se incluyen en el histograma, ya que muy probablemente son de origen volcánico contemporáneo a la sedimentación y quizás representan cenizas de erupciones volcánicas cercanas y no son circones detríticos sensu stricto.

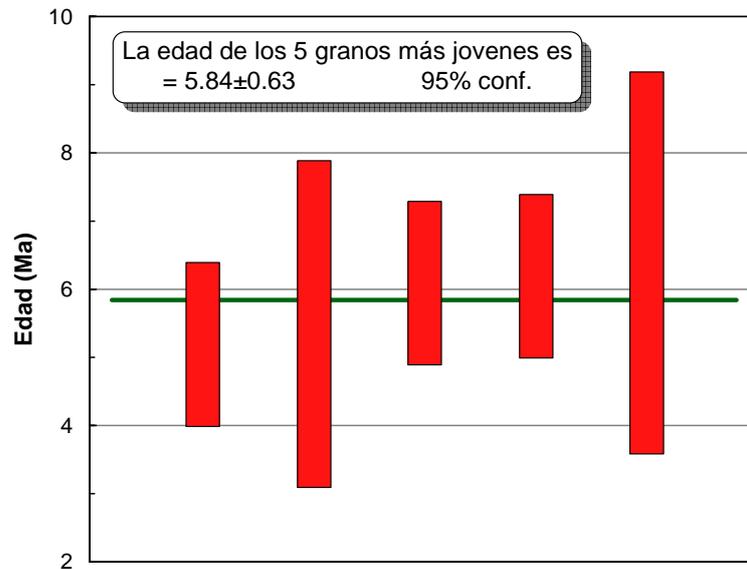


Figura 67. Diagrama de media ponderada, presenta la edad de los granos de circón más jóvenes presentes en la muestra DR-5.

Un grupo de 12 circones tienen edades más jóvenes que 50 Ma, los cuales muestran picos de probabilidad alta en 15 y en 39 Ma (fig 68). Un grupo de seis granos de circón tiene edades del Cretácico Inferior (promedio 123 Ma) y otra población más importante con 9 granos arroja edades del Jurásico Medio a Inferior (promedio 168 Ma).

Once circones triásicos (248-209 Ma) tienen un pico de probabilidad en 236 Ma (fig 68). Otro grupo considerable de siete circones tienen edades del Carbonífero (340-300 Ma) con un pico de probabilidad en 308 Ma (fig 68). Dos granos con edades entre el Silúrico y Devónico complementan el detritus del Fanerozoico registrado en esta muestra. Es decir 57% de los circones analizados tienen edades fanerozoicas y el resto corresponde a detritus que proviene de basamentos precámbricos.

Diez granos con edades entre 693 y 567 Ma vienen de fuentes corticales que corresponden a la orogénesis Pan Africana-Brasiliana (fig 68). Diecisiete (17) la

población más grande de circón de la muestra del núcleo DR-5 tiene edades del Grenvilliano e incluye zircones desde 1108 a 949 Ma.

Diez circones arrojaron edades entre 1800 y 1400 Ma, cuyas fuentes pueden relacionarse a las provincias de Rondônia (1,5 a 1,3 Ga) y Río Negro-Juruena (1,8 a 1,55 Ga) (según Tassinari et al., 2000). Solamente dos circones, ambos con edades de 1935 Ma, pueden asociarse al evento Trans-Amazônia (fig. 68).

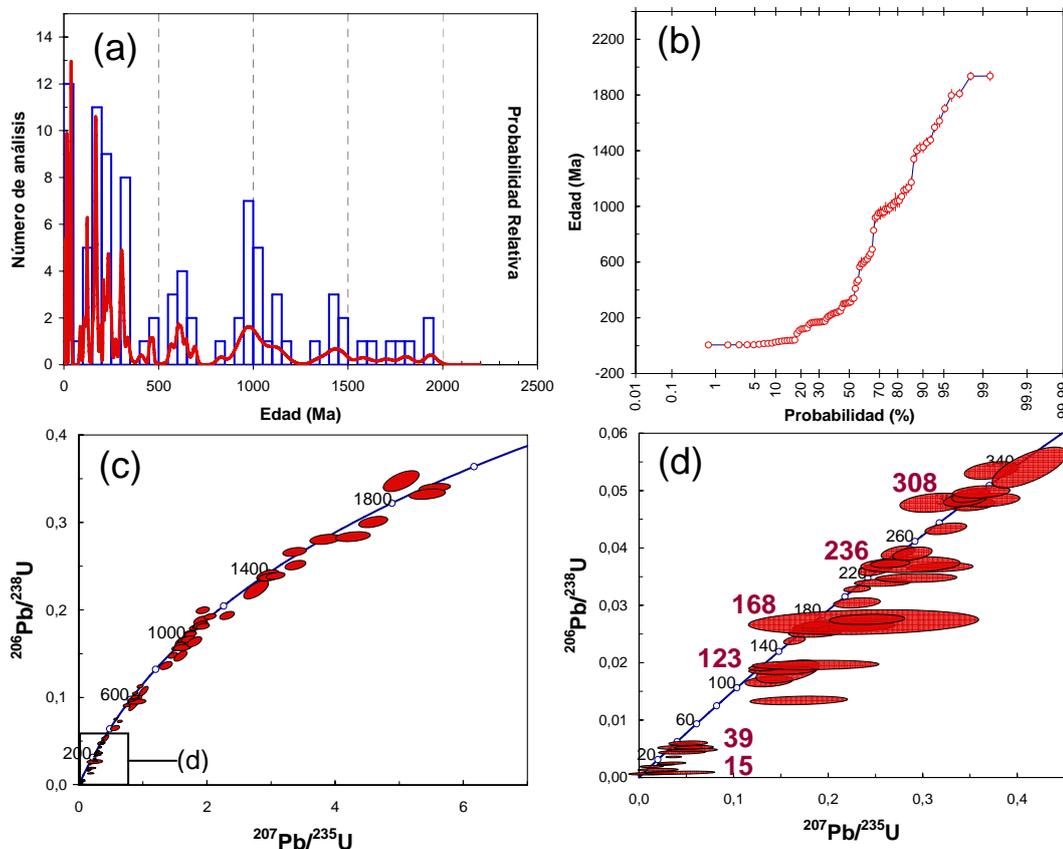


Figura 68. Resultados de los análisis de U-Pb en circón de la muestra DR-5 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos. (Edad (Ma): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherhill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

7.1.1.2. Muestra DR-7

Noventa (90) circones analizados fueron seleccionados para la interpretación final de la muestra DR-7 (7613,9 pies). Los tres circones más jóvenes tienen edades de 9,0-8,0 Ma dando un máximo edad de deposición, es decir que son contemporáneos a la depositación del FSST que corresponde al Mioceno tardío.

Otros ocho granos de circón detríticos producen edades Cenozoico y Cretácico sin clúster definido. Un total de 13 granos de circón son Jurásico con un pico de probabilidad a 176 Ma (fig.69d). Diez granos de circón producen edades Pérmico-Triásico a Carbonífero con solamente un pico de probabilidad menor de edad en 306 Ma (fig.69d). Edades Ordovícico y Cámbrico están representadas por tres granos de circón cada uno. Esta muestra contiene un 44% de circón Fanerozoico.

Nueve circones con rango de edades entre 664 y 565 Ma se relacionan con la orogénesis Pan Africana-Brasiliana (fig.69a y c).

De los circones precámbricos, resalta una vez más una población importante de 17 granos de circón Grenvilliano con edades entre 1225 y 960 Ma (fig.69a y c) y probablemente también otros cuatro granos ligeramente más viejos (1378-1307 correspondan a la Orogénesis Grenvilliana.

Siete Neoproterozoico temprano (1,57-1,43 Ga), diez Paleoproterozoico tardío (1,87-1,64 Ga), dos Paleoproterozoico medio (2,19-2,15 Ga) y uno Arqueano (2,93 Ga), indicando un aporte cratónico en esta muestra,

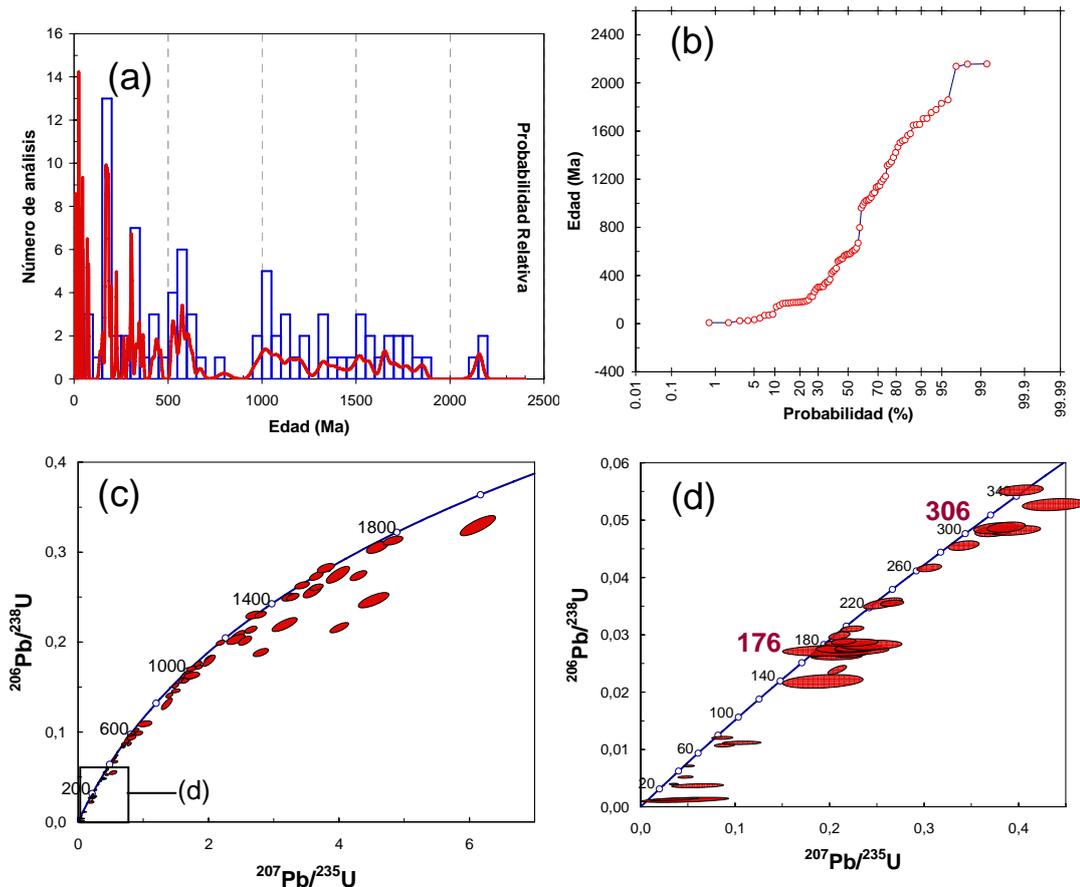


Figura 69. Resultados de los análisis de U-Pb en circón de la muestra DR-7 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos (Edad (Ma): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherhill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

7.1.2. Campo Patao

Dos muestras de núcleos correspondientes al sistema encadenado de nivel bajo (LST) fueron analizadas, una del pozo PA-3 y otra del pozo PAS-1, la ubicación de las muestras se puede ver en la figura 18.

7.1.2.1. Muestra PA-3

La muestra del pozo PA-3 (7181 pies) contiene cuatro circones jóvenes que definen una edad media ponderada de $5,3 \pm 0,9$ Ma; confirma dentro de los errores el momento de la sedimentación del sistema LST de edad Plioceno

temprano, obtenida en la integración bioestratigráfica y sísmica de Ramírez et al., 2013.

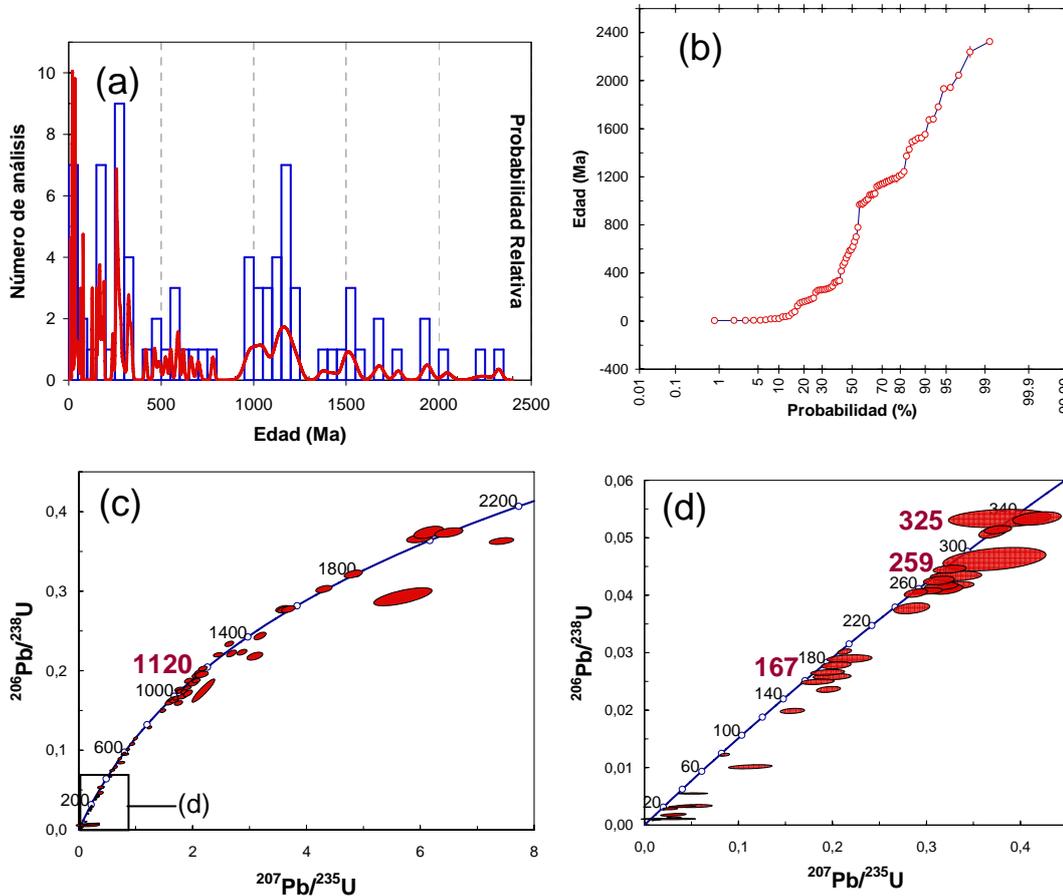


Figura 70. Resultados de los análisis de U-Pb en circon de la muestra PA-3 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos (Edad (Ma)): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

Seis de 93 granos de circon de muestra de PA-3 tienen edad Eoceno a Mioceno (38-8 Ma). Un ligero aporte de detritus cretácico está documentado por tres granos de circones. Una evidencia clara de un aporte de material sedimentario con edad jurásica está dada por el análisis de 11 circones con edades aparentes entre 192 y 151 Ma y un pico de probabilidad en 167 Ma (fig.70d). Aporte de sedimentos permo-triásicos están representados por 11 circones cuyas edades varían entre 292 y 239 Ma, con pico de probabilidad en 259 Ma (fig.70d). Seis

circones dieron edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ del Carbonífero y pico de probabilidad 325 Ma (más bajo) (fig.70a y d). Solo tres granos analizados tienen edades silúricas y ordovícicas completando 47% de puntos analizados con edades fanerozoicas.

Nueve granos de circón Neoproterozoico tardío (orogénesis Pan Africana-Brasiliana) tienen edades 700-524 Ma. Un grupo de 24 granos de circón tienen edades que van desde 1244 hasta 969 Ma, con un pico de probabilidad menor de edad en 1120 Ma (fig.70a y c), lo que indica que las fuentes más importantes de detritus son del orógeno de tipo Grenvilliano. Siete granos de circón del Mesoproterozoico temprano (1,55 a 1,36 Ga, pico a 1,50 Ga), ocho tienen edad Paleoproterozoico (2,32 a 1,67 Ga), y uno tiene una edad Arcaico tardío (2,64 Ga) (fig.70a).

7.1.2.2. Muestra PAS-1

La muestra del pozo PAS-1 (7522 pies) contiene cuatro circones jóvenes que definen una edad media ponderada de $5,5 \pm 0,6$ Ma; confirma dentro de los errores el momento de la depositación del sistema LST en el Plioceno temprano (Ramírez et al., 2013).

De un total de 90 circones analizados de muestra del pozo PAS-1, nueve son de edad cenozoica (56-11 Ma), marcando un pico de probabilidad en 36 Ma (fig. 71a y d). Solo un circón de edad Cretácico Tardío y dos de Cretácico Temprano fueron determinados, mientras que de edad Jurásica son más comunes con una población de 10 individuos (177-159 Ma) con un pico de probabilidad en 176 Ma. El Pérmico-Triásico y Carbonífero cuenta con cinco granos (263-227 Ma) y ocho granos (337-303 Ma), formando grupos con picos de probabilidad en 254 y 334 Ma (fig.71a y d), respectivamente. Cinco circones tienen edad ordovícica entre 482 y 458 Ma y uno de edad cambriano; es decir el 50% de los circones analizados corresponden a edades fanerozoicas.

De la orogénesis Pan Africana-Brasiliana corresponden ocho grano de circón Criogénico-Ediacárico (755-549 Ma). Quince granos de circones con edades desde 1254 hasta 921 Ma correspondientes a la orogénesis Grenvilliana (fig.71a y c).

Una población de ocho granos correspondiente a edades típicas de la provincia Rondônia con un rango de edades entre 1,54 y 1,47 Ga (Mesoproterozoico) y doce granos con edades entre 1,86 y 1,62 Ga (fig.71) (Paleoproterozoico) e indican edades típicas de la provincia Río Negro-Juruena, mientras que dos circones tienen edades alrededor de los 2,0 Ga, representando fuentes cratónicas más antiguas.

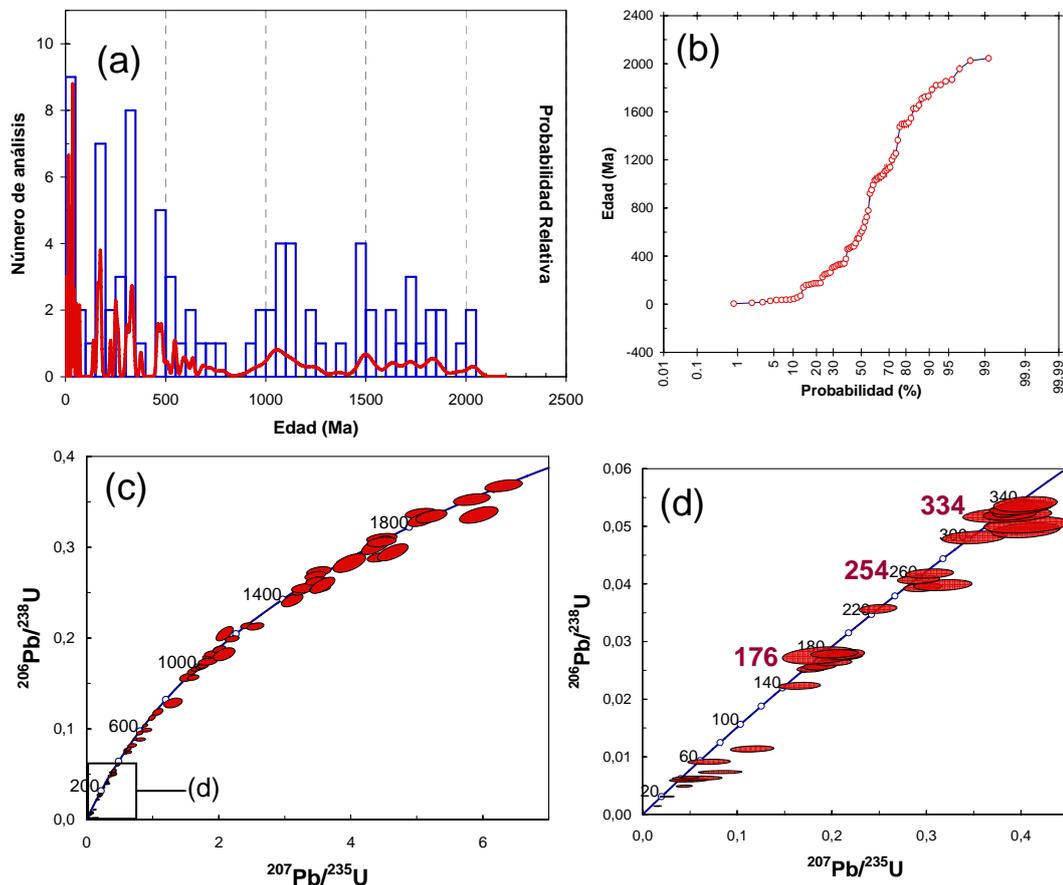


Figura 71. Resultados de los análisis de U-Pb en circón de la muestra PAS-1 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos (Edad (Ma): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

7.1.3. Campo Mejillones

Una muestra de núcleo correspondiente al sistema encadenado de regresión forzada (FSST) fue analizada del pozo MJ-2, la ubicación de la muestra se puede ver en la figura 18.

7.1.3.1. Muestra MJ-2

La muestra del pozo MJ-2 (7440,8 pies) contiene nueve circones jóvenes que definen una edad media ponderada de $5,8 \pm 0,5$ Ma; son contemporáneos a la depositación del FSST de edad Mioceno tardío (Ramírez et al., 2013).

De los 94 granos de circones usados para la interpretación, cinco corresponden a edades cenozoicas y seis cretácica, con un pico de probabilidad en 63 Ma (fig.72d). La primera población importante más joven representada por 14 granos en su mayoría concordantes, tienen edades jurásicas (197-152 Ma) con un pico de probabilidad en 165 Ma (fig.72d). Siete circones con edades del Pensilvaniense Tardío a Triásico Temprano (305-226 Ma) con un pico de probabilidad en 302 Ma (fig.72d). Devónico (407-386 Ma), Ordovícico (488-473 Ma) y Cámbrico (519-508 Ma) están representados por tres granos de circón cada uno. Esta muestra contiene un 46% de circón Fanerozoico.

Once granos de circón Criogénico-Ediacárico (830-559 Ma) incluyendo los tres del Cámbrico se asocian en un total de 14 circones que pueden considerarse como parte del ciclo orogénico Pan Africano-Brasiliano.

De los circones precámbricos resalta una vez más una población importante del Grenvilliano, 11 granos con edades entre 1266 y 983 Ma (fig.72a). Dos ligeramente más viejos (1347-1330 Ma) probablemente de fuentes similares. Los granos de circón más viejos corresponden seis al Mesoproterozoico temprano (1,56 a 1,43 Ga) edades típicas de la provincia Rondônia, trece Paleoproterozoico (2,20 a 1,61 Ga) (fig.72a) se relacionan a la provincia Río Negro-Juruena y un grano tiene una edad Arcaico representando fuente cratónica.

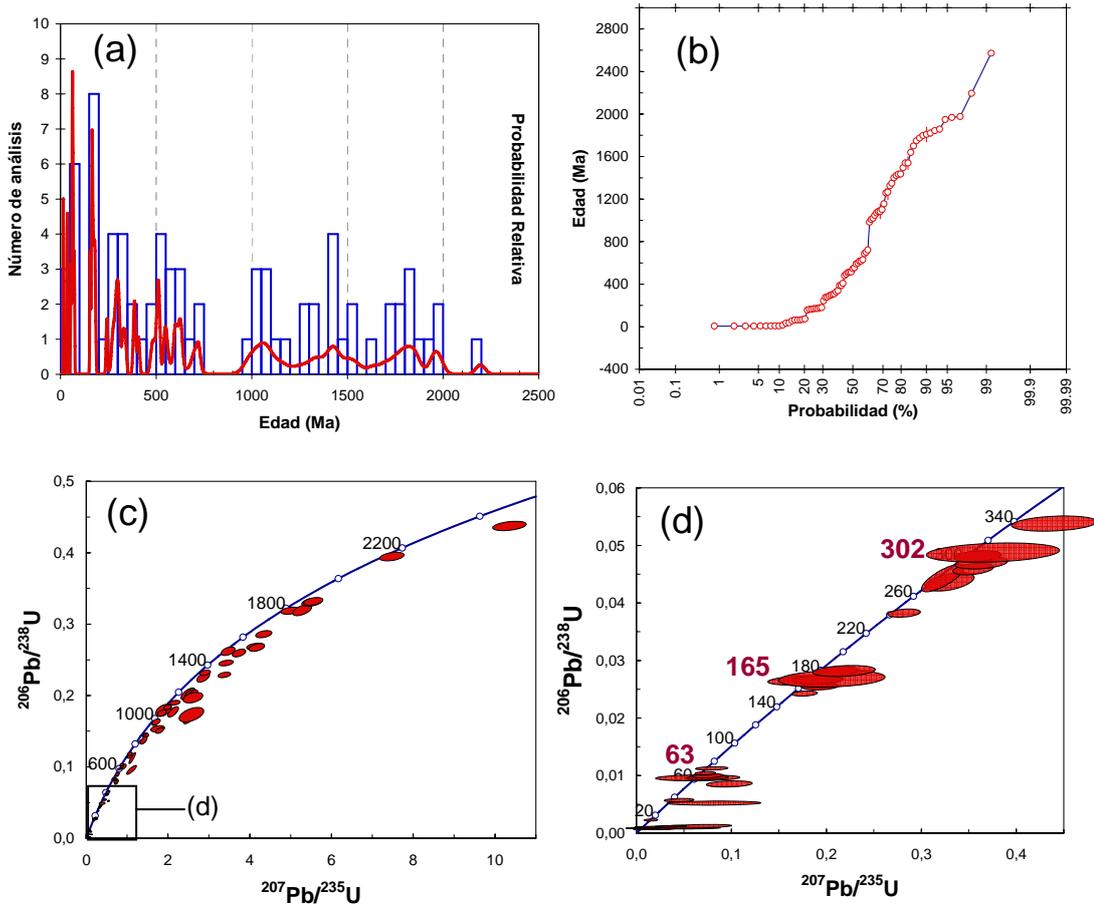


Figura 72. Resultados de los análisis de U-Pb en circón de la muestra MJ-2 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos (Edad (Ma): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

7.1.4. Campo Río Caribe

Una muestra de núcleo correspondiente al sistema FSST fue analizada, del pozo RC-2, la ubicación de la muestra se puede ver en la figura 18.

7.1.4.1. Muestra RC-2

En la muestra del pozo RC-2 (7964,2 pies) comprendida de 93 circones no se encontró ningún circón contemporáneo a la depositación del Mioceno tardío. El circón más joven tiene 23 Ma (Mioceno temprano). Sólo dos granos Paleoceno

(59-58 Ma), dos del Campaniense, y tres circones del Cretácico Temprano (141-137 Ma) arrojar fuentes más jóvenes que 150 Ma. Doce granos de circones jurásicos definen una población con edades entre 197 y 153 Ma marcando un pico de probabilidad en 164 Ma (fig. 73a, d).

Diez granos de circones Pensilvánico a Permo-Triásico (315-223 Ma) con un pico menor de probabilidad a 309 Ma (fig. 73a, d). Tres granos de circones devónicos (403-382 Ma), tres ordovícicos (492-474 Ma) y tres cámbricos (536-514 Ma), representan granos de circones de fuente paleozoica.

De la muestra RC-2, 41% de los circones detríticos provienen de fuente fanerozoica.

Siete grano de circón Criogénico-Ediacárico (712-557 Ma) incluyendo los tres del Cámbrico se asocian en un total de 10 circones que pueden considerarse como parte del ciclo orogénico Pan Africano-Brasiliano.

Un total de 25 granos de circones analizados corresponden a fuentes Grenvillianas con edades desde 1300 hasta 964 Ma y un pico de probabilidad marcado en 1030 Ma (fig 73a). Dos ligeramente más viejos (1,39-1,36 Ma) probablemente de fuentes similares.

Los granos de circón más viejos corresponden doce al Mesoproterozoico temprano (1,57 a 1,42 Ga) con un pico de probabilidad en 1,47 Ga (fig 73a), edades típicas de la provincia Rondônia, ocho Paleoproterozoico (2,04 a 1,69 Ga) se relacionan a la provincia Río Negro-Juruena, representando fuentes cratónica.

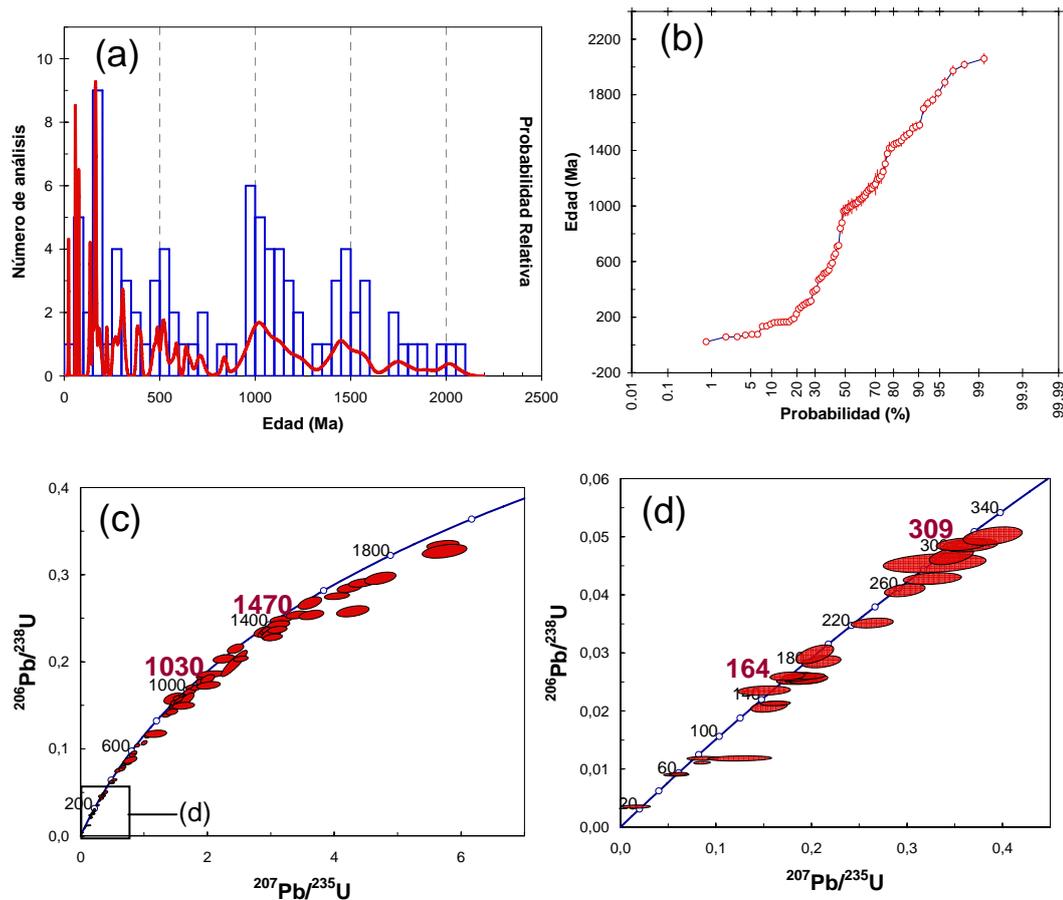


Figura 73. Resultados de los análisis de U-Pb en circón de la muestra RC-2 por ICP-MS. (a) Histograma y curva de probabilidad relativa de todos los datos (Edad (Ma): es la edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ hasta 900 Ma y la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir de 900 Ma; basado en el promedio de ambos); (b) probabilidad acumulativa en %; (c) diagrama de concordia tipo Wetherill y (d) acercamiento del rango más joven que 350 Ma (los números rojos corresponden a las edades de los picos de la curva de probabilidad relativa en (a)).

7.2. Discusión de las fuentes potenciales de circón detrítico

Las pruebas estadísticas aplicada a la distribución por edades para las seis muestras del Alto de Patao, señalan significativa superposición (76-92%) y semejanza (68-86%) lo que indica que la participación de las potenciales fuentes se distribuye de manera similar para toda el área del Alto de Patao. Además, los granos de circón detrítico muestran una gran variedad de edades que van desde Arcaico a Mioceno tardío, lo que sugiere una mezcla de detritus de largo recorrido y local en lugar de pocas fuentes locales.

Para el análisis de la procedencia de los circones detríticos, es preciso conocer la ubicación de las provincias geológicas en donde se encuentran las rocas cristalinas que contienen circones con edades identificadas en ese estudio, ya que los mismos no cambian sus composiciones isotópicas por efectos de intemperismo, transporte, depositación y diagénesis.

La figura 74 muestra un mapa generalizado de norte y centro de América el Sur modificado de Cordani et al. (2000) contiene: las provincias geocronológicas del Cratón Amazónico en Venezuela y Brasil con rocas tan antiguas como 3,41 Ga (Mendoza, 2005); el cinturón Andino, expone múltiples afloramientos de basamento cristalino de edades Mesoproterozoica relacionadas con la orogénesis Grenvilliana (1,4-0,95 Ga; Cordani et. al., 2009); y los cinturones móviles Brasileño de la orogénesis Brasileña (en el continente Suramericano) o Pan Africano (en el resto de Gondwana (870-550 Ma; Kröner et. al., 2004)), corresponde a uno de los cinturones móviles que rodearon cratones mayores que formaron parte de Gondwana . - El sistema de drenaje sudamericano hoy en día adoptado de Potter (1997); tenga en cuenta que el sistema de drenaje paleo-Río Amazonas fue similar desde finales del Mioceno (Figueiredo et al., 2009). P= Posible ampliación del cinturón orogénico Meso-Neoproterozoico, autóctono orógeno Putumayo, soterradas (modificado de Ibáñez-Mejía et al., 2011), SFC= Cratón San Francisco.

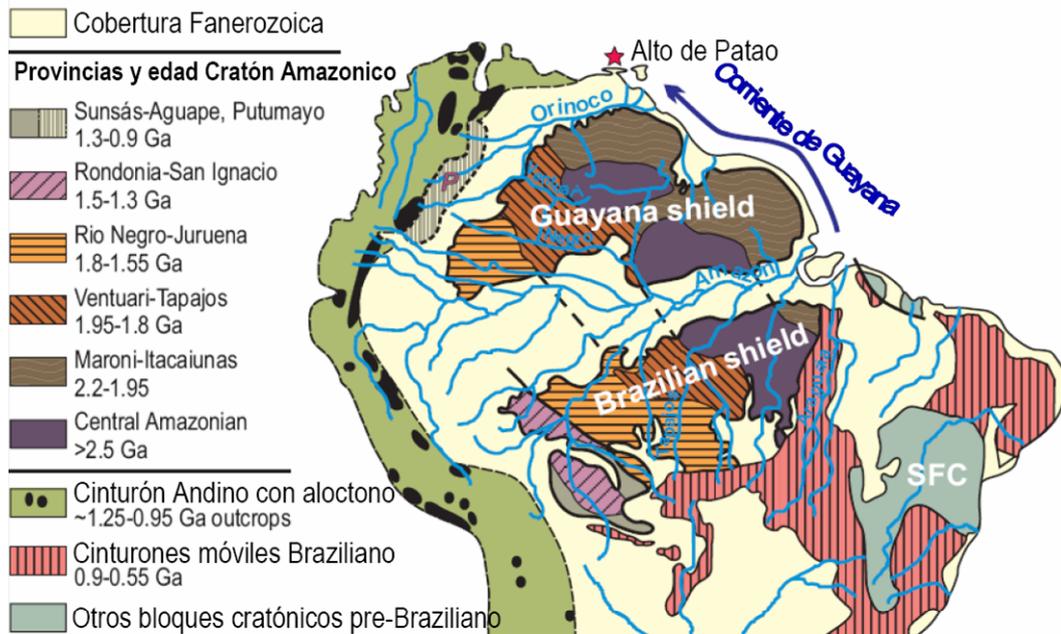


Figura 74. Mapa generalizado de norte y centro de América el Sur con las provincias geocronológicas del Cratón Amazónico en Venezuela y Brasil, cinturones Andino y Brasileño, modificado de Cordani et al. (2000). - El sistema de drenaje sudamericano hoy en día adoptado de Potter (1997).

7.2.1. Zonas de origen cratónico: Escudo de Guayana

El Cratón Amazónico es el núcleo mayor continental Arcaico-Mesoproterozoico en América del Sur (fig. 74) (Cordani et al., 2000); lo separa el graben de Amazonas en el Escudo Guayanés al norte y el Escudo Brasileño, al sur. El cratón se subdivide en provincias geocronológicas que continúan a cada lado del graben de Amazonas. La corteza cratónica más vieja es de edad Arcaica y Paleoproterozoico Temprano (Amazónico Central) se expone en la parte centro-oriental del cratón, rodeado de la provincia Maroni Itacaiunas (2,2-1,95 Ga) hacia el este y la provincia Ventuari-Tapajós (1,95 a 1,80 Ga) al oeste.

Dentro de Maroni Itacaiunas, se encuentran las conocidas provincias geológicas de Imataca y Pastora, caracterizadas por eventos tectonotermales y de formación de corteza continental de edades > 1,95Ga (Mendoza, 2005). Sin embargo, solo 2,1% de los granos de circón analizados del Alto de Patao tienen edades > 1,95 Ga (fig. 76), indicando solamente pequeña cantidad de detritus procedente del NE del Escudo de Guayana (fig. 74).

Hacia el oeste del núcleo Amazónico (fig. 74) se acrecionó la provincia de Ventuari-Tapajós (1,95 a 1,80 Ga) seguida de la provincia Río Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga). La primera está siendo intrusionada por el granito Rapakivi (fig. 75) ($1,54 \pm 0,02$ Ga; U-Pb, zircón, Gaudette et al., 1978) durante una fase importante de rift continental (Mendoza, 2005).

La provincia Rondônia-San Ignacio (1,5-1,3 Ga) está expuesta solo al oeste del Escudo Brasileño (fig. 74) y no hay indicios en el Escudo de Guayana. Sin embargo, Ibáñez-Mejía et al., 2011 fecharon gneis obtenidos de pozos en el levantamiento Macarena, ubicado en la Cuenca de los Llanos occidental de Colombia en 1461 ± 10 Ma, lo cual indica que el basamento presenta edades comparables a la provincia de Rondônia-San Ignacio, sin embargo, está enterrado bajo sedimentos antepaís andino. A diferencia del granito Rapakivi, que si se encuentra expuesto a la erosión hoy en día (fig. 75).

Casi el 15% de los granos de circón detrítico del Alto de Patao tienen edades entre 1,95 y 1,35 Ga, lo cual sugiere que una importante cantidad de detritus es de fuentes relacionadas con la parte occidental del Escudo de Guayana.

7.2.2. Mesoproterozoico tardío-Neoproterozoico temprano; Rocas "tipo Grevilleana"

La orogénesis Grenvilliana se asocia con la formación del supercontinente Rodinia. Tales "terrenos con afinidad Grenvilliana" son comunes en el cinturón Andino (fig.74) (1,4-0,95 Ga; Cordani et. al., 2009) y son el producto de la acreción del Cratón Amazónico hacia su lado norte y occidente, probablemente durante la interacción colisional con Laurentia (Kroonenberg, 1982; Restrepo-Pace et al., 1997).

Los principales afloramientos de este tipo de rocas se encuentran en las sierras de Santa Marta, Santander y el Macizo de Garzón en Colombia, pero también en los Andes de Venezuela y península de la Guajira (fig. 75), que están expuestos a la erosión y drena en el sistema del río Orinoco.

Una parte de la población de los cristales de circón detrítico del Alto de Patao (> 19%) son de edades entre 1,3-0,9 Ga (fig. 76) (principalmente 1,15 a 0,95 Ga), es factible que los detritos con esta edad hayan llegado al Alto de Patao durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano mediante el paleo-Río Orinoco (fig. 75).

7.2.3. Cinturones móviles Brasiliano-Neoproterozoico (principalmente Criogénico-Ediacárico)

Se presenta un 11% de los granos de circón detrítico con edades de 900 a 540 Ma típicas de la orogénesis Brasiliana (fig. 76), relacionada con la interacción de los cratónes Amazonas, São Francisco y Paraná al sur y al este del Escudo Brasileño (fig.74) (Pimentel et. al., 1992; Cordani et. al., 2007); drenan con el río Araguaia hacia el norte en el delta del Amazonas (fig. 74).

Puesto que no hay roca ígnea que se conozca con estas edades en el norte de Suramérica, una idea de la llegada de estos detritos al área del Alto de Patao durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano puede ser apoyada por el hecho de que la actual corriente de Guayana (fig. 75) hoy en día lleva grandes cantidades de sedimentos de grano fino del delta Amazonas hacia el NO a lo largo de la costa (Méndez-Baamonde, 2005a, b). De acuerdo a Nittrouer et al. (1995), el sedimento transportado por la corriente de Guayana desde el Amazonas a profundidades de más de 10m, se encuentra en el orden de 50×10^6 toneladas/año, lo cual es una cifra muy significativa.

El paleo-río Amazonas probablemente alcanzó su dimensión transcontinental durante el Mioceno tardío debido al incremento de la elevación y la erosión de los Andes, lo que conlleva a un aumento de las tasas de sedimentación y la formación de sistemas de abanicos aluviales que drenan en el Amazonas (Figueiredo et al., 2009), es plausible para explicar los granos de circón Criogénico-Ediacárico, como también haber aportado parte de los granos pertenecientes a las rocas “tipo Grenvilliana” en el Alto de Patao.

7.2.4. Rocas plutónicas y metamórficas de terrenos Paleozoico

Se presenta aproximadamente 5% de los granos de circón detrítico del Alto de Patao con edades Ordovícico-Silúrico y aproximadamente 8% Permo-Triásica. Rocas ígneas Ordovícica-Silúrica y Permo-Triásica están expuestas en la parte norte de los Andes Colombianos (fig. 75) (Vinasco et al., 2006; Villagómez et al., 2011, Weber et al., 2010) y los Andes de Mérida en Venezuela (fig. 75) (Burkley, 1976; Van der Lelij et al., 2015).

Además, cerca de 5% de los granos de circón detríticos tiene edades carboníferas con un pico de probabilidad marcado a 307 Ma. Speed et al., 1997 reporto mediante fechamiento U-Pb en circón, edades de 321 +13/-29 Ma, en los orto-gneises félsicos de composición alcalina, denominado gneis Dragón, los cuales afloran en la península de Paria al NE de Venezuela (fig. 75); por lo tanto, una procedencia local desde la península de Paria se puede considerar como parte de los detritos.

7.2.5. Fuente Arco ígneo Jurásico

Se destaca un 14% de los granos de circón detríticos con edades jurásicas y pico prominente de probabilidad en 168 Ma. Los circones Jurásico están presentes con abundancias similares en todas las muestras analizadas, lo que indica una importante cantidad de detritus procedente de rocas ígneas jurásicas (fig. 76).

Magmatismo de arco tipo I inició en el NO de Suramérica en el ~209 Ma y arco magmático continental a lo largo del margen activo colombiano y ecuatoriano durante 189-144 Ma (Spikings et al., 2015). Un arco continental (Arco Nazas) estuvo activo, probablemente a lo largo de todo el margen occidental de Pangea desde México hasta el oeste de América del Sur contemporáneo con la ruptura incipiente o Pangea (Bartolini et al., 2003; Godinez-Urban et al., 2011).

Rocas de arco Jurásica volcánicas-plutónicas están ampliamente expuestas en los Andes de Colombia (Spikings et al., 2015), en particular en el Macizo de Santander de la Cordillera Oriental, la Cordillera Central desde el batolito de

Segovia en el norte de Colombia hasta el Macizo de Garzón en el sur de Colombia (fig. 75). Por otro lado, en Venezuela se han reportado rocas Jurásica en los Andes de Mérida y Perijá (fig. 75) (Schubert et. al., 1979 y Maze, 1984), más sin embargo, no hay rocas ígneas Jurásica aflorantes que se reporten en la parte NE Venezuela. Por lo tanto, la abundancia de circones detríticos Jurásico en los sedimentos del Alto de Patao indican claramente las fuentes andinas (Andes de Mérida y Cordillera Colombiana) viajaron por el paleo-Río Orinoco hasta el Alto de Patao.

7.2.6. Dominio Caribe

Diecisiete por ciento de los granos de circón analizados son del Cretácico o Cenozoico (fig. 76), indicando zonas de origen que están relacionados con la geología de la placa del Caribe. Las edades de los cristales de circón observados pueden ser separados en cuatro grupos con diferentes zonas de origen:

1.- Desarrolladas en corteza para-continental, son constituida por rocas ígneas y metamórficas de bajo grado, pertenecientes a un complejo de subducción de alta relación P/T durante el Cretácico Temprano (Talukdar, 1983) correlacionables con las rocas metamórficas de bajo grado que forman parte de la “Faja tectónica de la cordillera de la Costa” (Pereira et. al., 1984) las cuales están ligadas a la evolución geológica y estratigrafía de la Cuenca de Carúpano; se yuxtaponen a las más jóvenes rocas ígneas (grupo 2, abajo) que comparten la misma historia tectónica y exhumación.

En cercanías del Alto de Patao, rocas de alta relación P/T del Cretácico Temprano se conocen en la Isla de Margarita (Maresch et al., 2009), esquisto de la costa norte de Tobago (Neill et al., 2012), posiblemente algunos protolitos metasedimentarios de la Formación Manicuare en la Península de Araya (Schubert, 1972b) (fig. 12), y como basamento en el pozo Bocas-1 (Castro y Mederos, 1985), ubicado también en la Cuenca de Carúpano.

El 3% de los granos de circón analizados del Alto de Patao tienen edades Cretácico Temprano.

2.- La plataforma Margarita-Los Testigos (fig.12) está constituida esencialmente por rocas volcánicas y metamórficas que afloran en las islas de Los Frailes, Los Testigos y Margarita (Pereira et. al., 1984); la primera, está formada principalmente de basaltos tholeíticos y sus equivalentes intrusivos (diabasas); dataciones realizadas por Santamaría y Schubert (1974) mediante K/Ar, reportan una edad de 66 ± 5 Ma en roca total en muestra de diabasa. En pozos del Alto de Patao reportan edades isotópicas del basamento en rocas basálticas, determinadas por el método K/Ar que varían entre 87 ± 9 Ma, $90,8 \pm 8$ Ma y $102,2 \pm 10$ Ma (Talukdar, 1983).

Cerca de 2,6% de los granos de circón analizados tienen edades que pueden estar relacionados con este tipo de magmatismo del Cretácico Tardío.

3.- Rocas del Eoceno-Oligoceno que forman parte del magmatismo del arco de las Antillas Menores (fig. 65) están expuestas en los archipiélagos de Los Testigos (Santamaría y Schubert, 1974). Por el método K/Ar en feldespatos y anfíboles de rocas graníticas Santamaría y Schubert (1974) determinaron edades variables entre 44 ± 5 Ma y 47,6 Ma. En el pozo exploratorio Testigos-2, perforado a unos 25 Km al este del archipiélagos de Los Testigos, las rocas volcánicas analizadas por el método K/Ar, han dado una edad variable entre $38,6 \pm 2$ Ma y $33,5 \pm 1,8$ Ma (Talukdar, 1983).

El 4,6% de los granos de circón detríticos son de edades Eoceno-Oligoceno.

Por lo tanto un 10,2 % de granos de circón detríticos proviene de diversas áreas elevadas de la plataforma Margarita-Los Testigos-Tobago.

4.- Zonas de origen volcánicas contemporáneas (Mioceno tardío) están expuestas en la península de Paria (fig. 12). Rocas volcánicas riolíticas y sus homólogos

subvolcánicos presentan edades K-Ar de $\sim 6,7-5,0$ Ma y se interpretan en términos de la expresión magmática situada más al sur del arco de las Antillas Menores (Mendoza, 2005, y las referencias en él, Santamaría y Schubert, 1974). Los granos de circón Messiniense no muestran ningún signo de transporte. Se detectaron tales cristales de circón en todas las muestras a excepción de la muestra del campo Río Caribe y sus edades corresponden dentro de los errores a la hora de sedimentación ($5,6 +0,3/-0,1$ Ma), grupo coherente de 14 granos de todo el conjunto de datos.

Por lo tanto, esta población de circón refleja la actividad volcánica probablemente contemporánea y la entrada sin-sedimentaria de ceniza volcánica o la erosión de las fuentes volcánicas cercas activas como las riolitas Mioceno tardío de la Península de Paria.

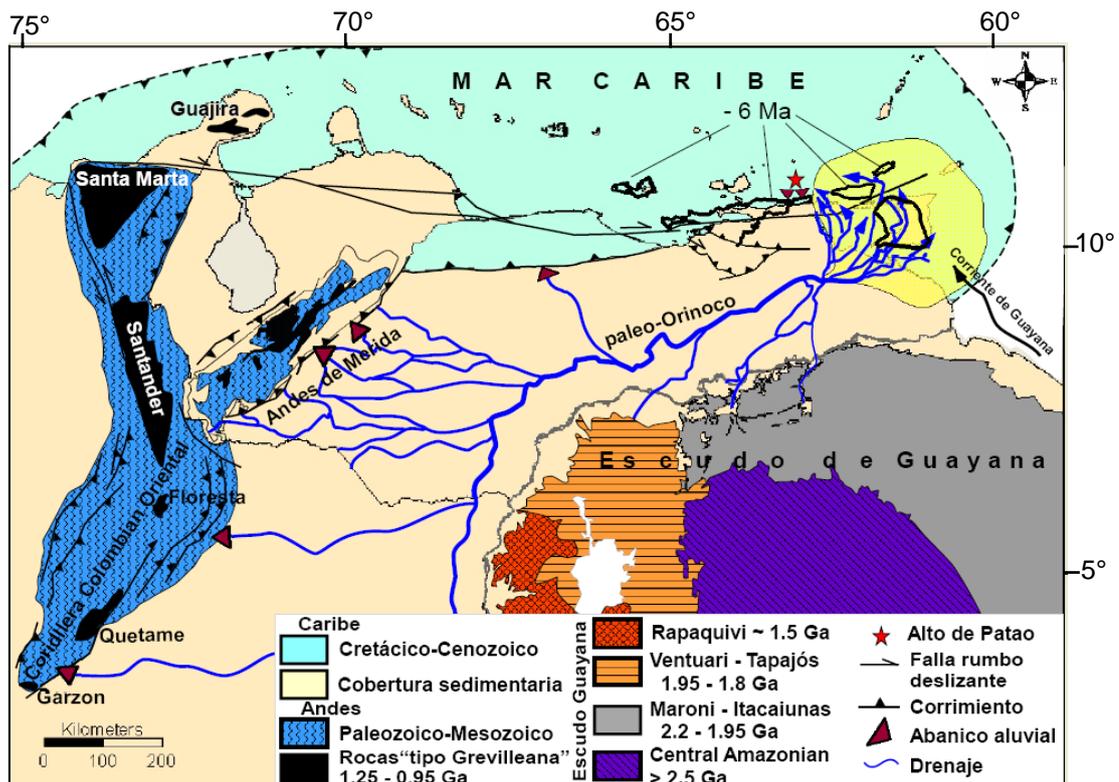


Figura 75. Mapa geológico simplificado de Venezuela (modificado de Bellizia, 1984) mostrando potenciales zonas de origen ígneas y metamórficas de circón detrítico que drena en el sistema del río paleo-Orinoco (modificado de Escalona y Mann, 2011). Reconstrucción de paleo-posición para Mioceno superior de la Isla de Margarita, Araya-Paria península, Trinidad y Tobago estima a partir Pindell y Kennan (2009).

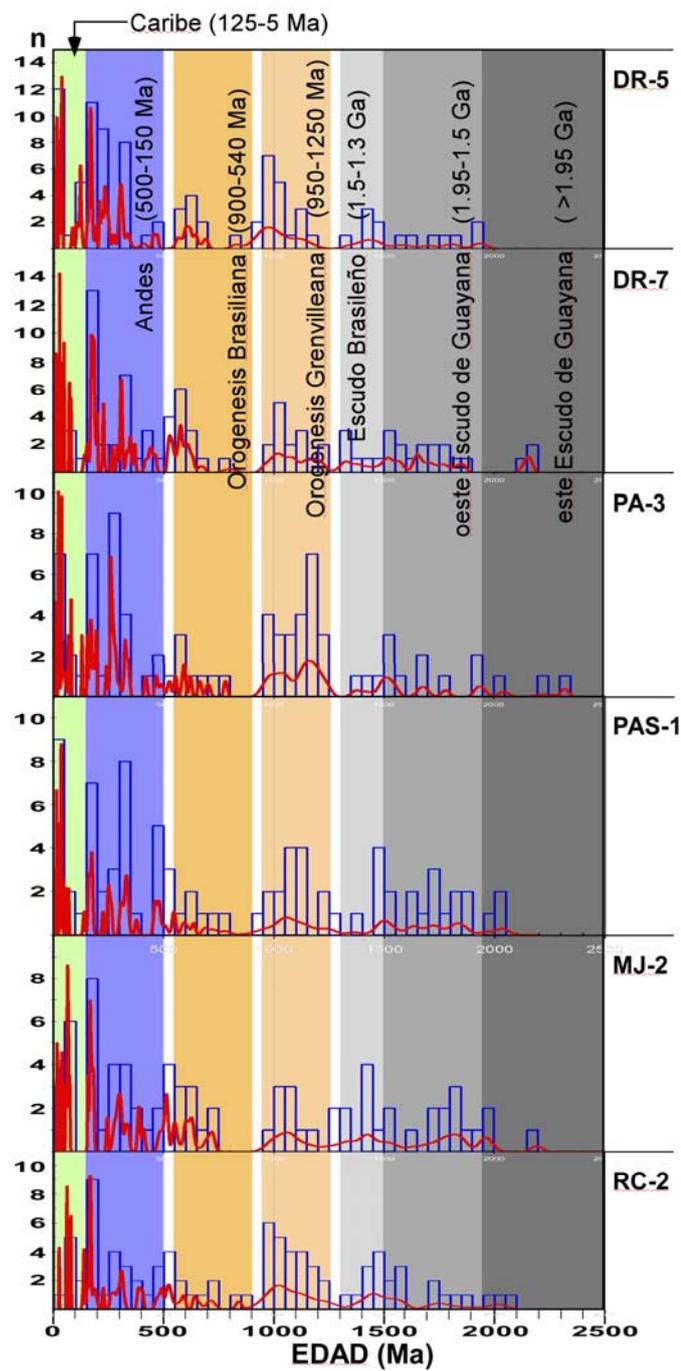


Figura 76. Diagrama de distribución de la edad de los circones detríticos U-Pb; muestra para cada pozo el histograma combinado con la probabilidad relativa que contiene n= número de edades utilizado para la interpretación. Los bloques de colores representan regiones de origen principales (edades típicas).

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

- Sintetizando la caracterización sedimentológica de los núcleos ubicados sobre el Alto de Patao en los sistemas encadenados de regresión forzada (FSST) y de nivel bajo (LST) correspondientes a la Formación Cubagua, de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano, tenemos:

1) Los ambientes a lo largo del Alto de Patao se distribuyen de la siguiente manera: delta progradante, donde canales y lóbulos de frente deltaico hasta prodelta se encuentran presentes en los campos Dragón y Patao, variando lateralmente a un ambiente más profundo, de tipo complejo turbidítico hacia los campos Mejillones y Río Caribe.

2) Las facies deltaicas se desarrollaron por un proceso fluvial predominantemente. Se observaron las siguientes características:

a) Restos carbonosos sumamente abundante, incluso en las facies turbidíticas, interpretadas como el producto de introducirse directamente en el fondo del mar por flujos hiperpícnicos.

b) Escasas estructuras sedimentarias de oleaje o de marea. Los depósitos son generalmente masivos, o con estructuras unidireccionales y bioturbados escasamente.

c) Bioturbación → poco diversificada y de pequeño tamaño, lo cual implica la existencia de un ambiente estresado (variaciones de turbidez, de oxigenación, de intensidad de sedimentación, de salinidad etc...).

3) Las asociaciones de facies transgresivas del sistema TST observadas en los núcleos, ubicadas al tope de los sistemas LST y FSST, presentan facies que implican aumentos del nivel del mar y episodios de tormentas, reflejados en una

superficie de ravimamiento, y una facies heterolítica bioturbada por la icnofacies *Glossifungites*. Se identifican claramente en pozos del campo Dragón y marcan una discontinuidad estratigráfica.

4) En cuanto a la caracterización petrográficas de las areniscas:

a) De acuerdo a los sistemas de clasificación de las rocas siliciclásticas de Pettijohn (1972), las areniscas identificadas son arcosas, subarcosas, litarenitas y grauvacas.

b) Las rocas con mezcla de componentes siliciclásticos y carbonáticos, según la clasificación de Mount (1985) son areniscas micríticas y areniscas aloquímicas.

c) Estas areniscas han sido poco afectada por la diagénesis. El poco efecto diagenético permitió conservar gran parte de la porosidad primaria, y en conjunto con disoluciones parciales que se pudieron identificar en algunos granos, hacen que la porosidad observada alcance hasta un 20%; haciéndola una excelente roca reservorio, como es conocido.

5) El tamaño de los granos, de fino a muy fino, subangular hasta redondeado, en general con buen escogimiento, sugiere una madurez textural, y la disposición de las muestras en el diagrama QmPK hacia la porción de Qm (cuarzo monocristalino) indica una tendencia a la madurez mineralógica, lo cual supone considerar un largo transporte

6) De acuerdo a los diagramas ternarios QtFLi y QmFLt discriminantes de ambientes tectónicos de Dickinson et al., 1983, las areniscas proceden de mezclas entre bloque continental transicional, arco disectado y orógeno reciclado transicional, indicando múltiples áreas de aporte.

- Si bien el aporte mediante los diagramas ternarios de Dickinson op.cit., es limitado, los resultados se complementan con lo obtenido de la geocronología de circones detríticos, mediante la medición de relaciones isotópicas U-Pb, lo cual permite determinar la ubicación de las fuentes corticales:

1) Los granos de circones detríticos muestran una gran variedad de edades que van desde Arcaico (>2500 Ma) a Mioceno tardío (5,6 Ma, edad de sedimentación). Puesto que hasta los momentos no se han reportado datos isotópicos de todas estas edades en zonas cercanas, se sugiere que las fuentes de los sedimentos del Alto de Patao provienen de una mezcla de detritus de largo recorrido y de fuentes locales:

a) Los granos de circón de tipo Grenvilliano, del Paleozoico y Jurásico provienen de los Andes Colombianos y de los Andes de Mérida (Venezuela). Esto implica que más de un 50% de los detritos félsico del Alto de Patao viajaron de oeste a este, en el extremo norte de Suramérica. El paleo-Río Orinoco, tomando en cuenta su ubicación paleogeográfica en el Mioceno, la cual fue más al norte de lo que se sitúa actualmente (Díaz de Gamero, 1996), es el sistema de drenaje adecuado para explicar detritos transportados lejos desde los Andes.

b) El levantamiento y exhumación del norte de los Andes Colombianos fueron reportados por Van der Lelij (2013) mediante huellas de fisión en apatito del Macizo Santander. Obtuvo tasas de exhumación de 500 a 1000 m / Ma entre ~ 12 y ~ 3,5 Ma, mientras que Bermúdez et al. (2011) indican que los Andes de Mérida fueron levantados de manera similar desde ~ 12 Ma. Por tanto, es razonable esperar que el mayor aporte de detritos que llegó del paleo-Río Orinoco fue de los Andes, erosionados por la rápida elevación y no del Escudo de Guayana que se erosiona muy lentamente a una velocidad de ~ 10 m / Ma (Edmond et al. , 1995).

c) La presencia de circones detríticos que provienen de fuentes correspondientes a la orogénesis Brasiliana, se explica mediante el transporte a lo

largo de la plataforma continental del NE de Suramérica, desde el delta del Amazonas con un mecanismo de transporte similar a la actual corriente de Guayana (Méndez Baamonde, 2005). Si esta hipótesis es cierta, entonces es obvio suponer que no sólo el tipo de detrito Braziliiano fue transportado desde el delta del Amazonas, dado que la mayoría de las regiones fuentes que desembocan en el río Orinoco son idénticas a las que drena en el río Amazonas.

d) La Península de Araya-Paria junto con la Cordillera del norte de Trinidad y la plataforma Margarita-Los Testigos son las zonas fuentes más cercana desde donde drenan los detritos en la Cuenca de Carúpano, principalmente los correspondientes a la edad Cretácico o Cenozoico.

e) Una población de circones de edad $5,6 \pm 0,3/-0,1$ Ma, reflejan la actividad volcánica producto del avance de la placa Caribe y, por tanto, contemporánea a sedimentación.

RECOMENDACIONES

1) Se propone realizar análisis de U-Pb en circón a sedimentos pertenecientes al Mioceno temprano-medio y del Paleógeno en la Cuenca de Carúpano, esto con el fin completar el conocimiento sobre la proveniencia de los sedimentos en el área geocronológicamente.

2) Se propone realizar estudios de geocronología a áreas cercanas tales como península de Araya-Paria y archipiélagos, con el fin de descartar o proponer otras soluciones que impliquen un completo aporte de áreas cercanas al Alto de Patao.

BIBLIOGRAFIA

- Aitken, T., Mann, P., Escalona, A., Christeson, G.** 2010. Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology* 28 (1), p. 237–260.
- Allison, M.A., Kineke, G.C., Gordon, E.S., Goñi, M.A.** 2000. Development and reworking of a seasonal flood deposit on the inner continental shelf off the Atchafalaya River: *Continental Shelf Research*, v. 20, p. 2267–2294.
- Audemard, F., et al.** 1999. Trench investigation along the Merida section of the Bocono fault (Central Venezuelan Andes), Venezuela. *Tectonophysics* 308, p. 1–21.
- Audemard, F.** 1995. Evolution geodynamique de la facade nord Sud-Americaine: nouveaux apports de l’histoire geologique du bassin de Falcon, Venezuela: XIV Caribbean Geological Conference.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T.** 2003. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Arc in north-central Mexico, and its continuation to northern South America. In: Bartolini, C., Buffler, R. T., Blickwede, J. F. (eds) *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean; Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 79, 427–461.
- Bartsch, E., Etherington, R., Love, F., Kattah, S., Roberts, N., Sanchez, F., Skelton, W., Skogly, O.-P., Sorgard, E.** 2003. The technical evaluation of the Mariscal Sucre area of the North Paria Basin, Venezuela. Assessment for gas potential in relation to the MSLNG project, North Paria Basin, Venezuela. Informe interno. Venezuela Evaluation Team. SIRM and Shell Oil Company. 66 p.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P., Bernet, M.** 2011. Asynchronous Miocene-Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology* 39, 139–142.
- Burke, K., 1988.** Tectonic evolution of the Caribbean: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 201–230, doi: 10.1146/annurev.earth.16.050188.001221.
- Burkley, L.A.** 1976. Geochronology of the central Venezuelan Andes. PhD Thesis, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, 150 p.

- Calderón, M., Malave, E.** 2011. Análisis de procedencia a partir de la caracterización sedimentológica y quimioestratigráfica de los sedimentos Mioceno superior a Plioceno inferior, área norte de Paria, Costa afuera oriental. Tesis de pre-grado. Universidad de Oriente, Bolívar. 226 p.
- Carnevali, J., Lugo, J., Audemard, F., Porras, L., Parraga, F., Pereira, J., Blanco B., Giraldo, C., Cohen, M., Di Croce, J., Loureiro, D., Gallango, O., Bernardo, L., Hernandez, O., Goncalves, A., Tarache, C., Lilliu, A., Bally, A.** 2000. Proyecto de Exploración por Hidrocarburos Costa Afuera de Venezuela-PECA. Informe técnico confidencial, PDVSA CVP/Exploración.
- Carr-Brown, B., Gallagher M., de Ramos, I., Taheri, M.** 1984. Biostratigraphy and Paleogeology of the Neogene gas sands, North of Paria. Informe Técnico INT-01029,84. INTEVEP, 516 p.
- Castro, M., Mederos, A.** 1985. Litoestratigrafía de la Cuenca de Carupano. VI Congreso Geológico Venezolano, Memoria I: 201-225.
- Catuneanu, O.** 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, First edition. 369 p.
- Cruz, L., Fayon, A., Teyssier, C., Weber, J.** 2007. Exhumation and deformation processes in transpressional orogens: The Venezuelan Paria Peninsula, SE Caribbean–South American plate boundary. In: Till, A.B., Roeske, S.M., Sample, J.C., Foster, D.A. (Eds.), Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Systems. Geological Society of America Special Paper 434, p. 149–165. doi:10.1130/2007.2343(08).
- Cordani U.G., Fraga L.M., Reis, N., Tassinari, C.C.G.** 2009. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.jsames.2009.07.002
- Cordani, U.G., Teixeira, W.** 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. Geol. Soc. Am. Memoir 200, p. 297–320.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S.** 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, pp. 19–40.
- Díaz de Gamero, M.** 1996. The changing course of Orinoco River during the Neogene: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 123, p. 385–402.

- Dickinson, W.R., Beard, S., Kentpp, R., Lindberg, P.A., Ryberf, P.T.**, 1983. Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting. *GSA Bulletin*, 94, p. 222-235.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A.** 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, p. 2164-2182.
- Di Croce, J., Bally, A., Vail, P.** 1999. Sequence stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, v. 4. Elsevier Science B.V, Amsterdam, The Netherlands, p. 419–476.
- Duque-Caro, H.** 1978. Major Structural Elements and Evolution of Northwestern Colombia. In: Watkins, J., Montadert, L., Dickerson, P. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. Tulsa, OK, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 29, p. 329–351.
- Duerto, L., Escalona, A., Mann, P.** 2006. Deep structure of the Merida Andes and Sierra de Perija mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, p. 505–528.
- Edmond, J.M., Palmer, M.R., Measures, C.I., Grant, B., Stalland, R.F.** 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3301-3325.
- Erlich, R., Macsotay, O., Nederbragt, A., Lorente, M.A.** 1999. Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153, p. 203–238.
- Erlich, R., Barrett, S.** 1992. Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Basin. In: Macqueen, R., Leckie, D. (Eds.), *Foreland Basins and Fold Belts*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol. 55, p. 341–362. Tulsa.
- Escalona, A., Mann, P.** 2011. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology* (2011), doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.01.016.
- Faure, G., Mensing, T.M.** 2005. *Isotopes. Principles and Applications*. Third Edition. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.

- Feo-Codecido, G., Smith, F.D., Aboud, N., de Di Giacomo, E.** 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos basins, in Bonini, W.E., Hargraves, R.B., and Shagam, R., eds., *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162*, p. 175-188.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., Soares, E.,** 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37, p. 619-622.
- Figuroa de Sánchez, L., Hernández, L.** 1990. Exploración geofísica-geológica del área de Guarumen: Transactions 5th Venezuelan Geophysical Congress, p. 219-227.
- Furrer, M.** 1984. Paleontology and biostratigraphy of the Carúpano basin North of Paria. Reporte Interno. Lagoven, S.A. Caracas, p.70.
- Gaudette, H., Mendoza V., Hurley, P.M., Fairbarin, N.W.** 1978. Geology and Age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. *Geol. Soc. America, Bull* 89, p. 1335-1340.
- Girty, G.H., Armitage, A.,** 1989. Composition of Holocene Colorado River sand: An example of mixed-provenance sand derived from multiple tectonic elements of the Cordilleran continental margin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 597-604.
- Gehrels, G.** 2009. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New opportunities. Department of Geosciences. University of Arizona. Tucson, AZ 85721. 33 p.
- Glasstone, S.** 1976. *Tratado de Química Física. Colección Ciencia y técnica - Aguilar, Madrid, 1180p.*
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M.** 2011. Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere* 7, 121-144.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Cardozo, N.** 2005. Development of the Colombian foreland basin systems as consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, p. 1272-1292.
- González de Juana, C., Iturralde, J.M., Picard, X.** 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: Caracas, Ediciones Foninves, 1031 p.*

- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., the Bolivar Group.** 2007. Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91, p. 653–684.
- Gradstein F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G.** 2012. *The Geologic Timescale*. Geologic Timescale Foundation, Elsevier.
- Guzman, J., Fisher, W.** 2006. Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90, p. 625–656.
- Hunt, D., Tucker, M.E.** 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, Vol. 81, p. 1–9.
- Hunter, V.F.** 1972. A middle Eocene flysch from east Falcon, Venezuela. In: Petzall, ed., *Transactions of the Sixth Caribbean Geological Conference: Margarita, Venezuela, 6th–14th July, 1971*, p. 126–130.
- Ibanez-Mejiaa, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., Mora, A.R.,** 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions. New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research* 191, 58–77.
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H., Geyser, W.R.** 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf: *Continental Shelf Research*, v. 16, p. 667–696.
- Kellogg, J.N., Toto, E., Ceron, L.** 2005. Structure and tectonics of the Sinu-San Jacinto accretionary prism in northern Colombia: *Memoria X Congreso Colombiano de Geología*.
- Kellogg, J.N.** 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America, vol. *Memoir* 162, p. 239–261.
- Kerr, A.C., White, R.V., Thompson, P.M.E., Tarney, J., Saunders, A.D.,** 2003. No oceanic plateau—No Caribbean Plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean Plate evolution, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J.F., eds., *The circum-Gulf of Mexico and Caribbean region; Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: *Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir* 79, p. 126–168.

- Krogh, T.E., Davis, G.L.** 1975. The production and preparation of ^{205}Pb for use as a ^{730}Pb tracer for isotope dilution analyses: Carnegie Institute of Washington Yearbook, v. 731 74, p. 416-417.
- Kröner, A., Stern R.J.** 2004. Pan-African Orogeny North African Phanerozoic Rift Valley. Encyclopedia of Geology (2004), vol. 1, Elsevier, Amsterdam. 12 p.
- Kroonemberg, G.S.** 1982. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relations to the Guyana Shield. Geologie en Mijnbouw, Special Issue 69, p. 325–333.
- Laya, A., Patiño, E., Valencia, Y., Catuneanu, O.,** 2013. Predicción de Reservorios Turbidíticos en el Alto Estructural de Patao, Cuenca de Carúpano, Costa Afuera, Venezuela. Society of Petroleum Engineers, SPE-WVS-176.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela,** 2011. <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>, editada y mantenida por PDVSA-Intevep. (consultado en el 2015).
- Ludwig, K.R.** 2003. ISOPLOT 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkely, CA Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4: 1-70.
- Lugo, J., Mann, P.** 1995. Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: Tankard, A., Suarez, S., Welsink, H. (Eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, p. 699–725.
- MacDonald, W.** 1964. Geology of the Serrania de Macuira area Guajira Peninsula, Colombia: Ph.D. dissertation, Princeton University, 167 p.
- Mack, G. H.** 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. Journal of Sedimentary Petrology, 54, p. 212-220.
- Méndez Baamonde, J. 2005a.** El Delta del Orinoco. In: Gómez, MG., Capaldo, M., Yanes, C., Martín, M. (Eds). Frente Atlántico Venezolano, Investigaciones Geoambientales: Ciencias de la Tierra, Tomo II, Petróleos de Venezuela, S.A., Fondo Editorial Fundambiente, Caracas, Venezuela, p. 12 - 24.
- Méndez Baamonde, J. 2005b.** Sedimentación en la Plataforma Continental y Frente Atlántico del Delta del Orinoco. Gómez, MG., Capaldo, M., Yanes, C., Martín, M. (Eds). Frente Atlántico Venezolano, Investigaciones Geoambientales: Ciencias de la Tierra, Tomo II, Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA). Fondo Editorial Fundambiente. Caracas, Venezuela, p. 25 - 37.

- Mendoza V., 2005.** Geología de Venezuela, Tomo I: Guayana, Los Andes y Sistema Montañoso del Caribe, Caracas, Venezuela, 418 pp.
- Mann, P., Escalona, A., Castillo, M., 2006.** Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 90, p. 445–478.
- Mann, P. 1999.** Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to present. In: Mann, P. (Ed.), Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, vol. 4. Elsevier Science B.V, Amsterdam, p. 3–31.
- Maresch, W.V., Kluge, R., Baumann, A., Pindell, J., Krückhans-Lueder, G., Stanek, K.P. 2009.** The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita Island, Venezuela: a constraint on Caribbean – South America interaction. In: James, K.H., Lorente M.A., Pindell, J.L. (eds.) The Origin and Evolution of the Caribbean Plate, Geol. Soc. London Special Publication, 328, p. 705-741.
- Margotta, J.A., Quintero, F.R. 2008.** Estudio sedimentario de la Cuenca de Carúpano. Informe técnico, INT-11788, 2008. Intevep, S.A. PDVSA Exploración. División Costa Afuera. 65 p.
- Martínez, A. 1972.** Recursos de hidrocarburos en el área venezolana del Caribe y problemática de su exploración. VI Conferencia del Caribe, Porlamar, 1971, Mem.
- Maze, W.B. 1984.** Jurassic La Quinta formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks: Geol. Soc. Am. Mem. 162, p. 263-282.
- Mitchum R.M., Vail. P.R. 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration.,pp 205-212. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
- Moreno-Sánchez, M., Pardo-Trujillo, A. 2003.** Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean plate. In: Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, p. 161–164.

- Mount, J.** 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *The Journal of the International Association of Sedimentologists*. Volume 32, Issue 3, p. 435-442.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M.** 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285–298.
- Muñoz, N.** 1972. Guía de la excursión L-3 Flysch Eoceno de la Isla de Margarita. VI Conferencia Geológica del Caribe, Isla de Margarita, p. 25–27.
- Muñoz, N.G.** 1982. Pozos Patao 2. Descripción visual detallada de núcleos e interpretación sedimentológica. Exploración Costa Afuera de Lagoven S.A., Proyecto NGM-LGV-E1. Informe interno n° NGM-823.
- Muñoz, N.G.** 1982. Pozos Patao 3D y Patao 3. Descripción visual detallada de núcleos e interpretación sedimentológica. Exploración Costa Afuera de Lagoven S.A. Proyecto NGM-LGV-E1. Informe interno n° NGM-824.
- Muñoz, N.G.** 1982. Pozos Patao Sur 1. Descripción visual detallada de núcleos e interpretación sedimentológica. Exploración Costa Afuera de Lagoven S.A., Proyecto NGM-LGV-E1. Informe n° NGM-822.
- Neill, C.F., and Allison, M.A.** 2005. Subaqueous deltaic formation on the Atchafalaya Shelf, Louisiana: *Marine Geology*, v. 214, p. 411–430.
- Neill, I., Kerr, A.C., Hastie, A.R., Millar, I.L., Atkinson, N.** 2012. Age and petrogenesis of the Lower Cretaceous North Coast Schist of Tobago, a fragment of the Proto-Greater Antilles Inter- American Arc System. *Journal of Geology* 120, 367-384.
- Nittrouer C.A, Kuehl S.A, Sternberg R.W, Figueiredo A.G., Faria L.E.C.** 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*. 125 p. 177-192.
- Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C., Tarney, J.** 2006. The Quebrada Grande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, p. 423–436.
- Ostos, R.M.** 1990. Tectonic Evolution of the South-central Caribbean Based on Geochemical Data, Ph.D. dissertation, Rice University, 459 p.

- Parnaud, Y., Gou, Y., Pascual, J., Capello, M.A., Truskowski, I., Passalacqua, H.** 1995. Stratigraphic synthesis of Western Venezuela. In: Tankard, A., Suarez, S., Welsink, H. (Eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, p. 681–698.
- Pereira, J.G.** 1985. Evolución tectónica de la Cuenca de Carúpano durante el Terciario: VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Memoria I, p. 2618-2648.
- Pereira, J.G., Furrer, M., Bellizzia, A., Perdomo, J.L., Gutierrez, R., Lilliu, A., Carnevali, J., Padrón, A. y Prieto, R.** 1984. Plataforma continental venezolana. Síntesis geológico-económica, cuenca de Carúpano. Lagoven, S.A. Petróleos de Venezuela, S.A.. Coordinación de Exploración, Grupo Interfilial, volumen IV. 302 p.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J., Hernandez, C., Hoyer, M., Kozuch, M.** 2001. Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean-South American plate motion using GPS geodesy 1994–2000. *Geophysical Research Letters* 28, p. 2987–2990.
- Pérez, O., Ortega, C., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A.** 2010. Aplicaciones del sistema LA-ICPMS del Centro de Geociencias de la UNAM. Simposio de Metrología, SM2010-Car-7. 7 p.
- Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R.** 1972. *Classification of Sandstones*. Buenos Aires, Argentina. Ediciones-Eudeba. 731 p.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G., Higgs, R.** 2005. Platekinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, H., Sisson, V. (Eds.), *Caribbean-South America Plate Interactions*. Geological Society of America, Venezuela, p. 7–52.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A.** 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20, p. 375–379.
- Pindell, J., Higgs, R., Dewey, J.** 1998. Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic reconstruction, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Pindell, J., Drake, C. (Eds.), *Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustacy, Northern South America*. Society for Sedimentary Geology, vol. 58, p. 45–85.
- Pindell, J., Barrett, S.** 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: Dengo, G., Case, J. (Eds.), *The Caribbean Region*. The Geology of North America, p. 405–432.

- Pinto, J.** 2008. Estratigrafía Sísmica del Cenozoico de la Cuenca de Carúpano, noreste de Venezuela. Reporte Interno n° INT- 12598,2008. PDVSA-INTEVEP.Caracas, p 21.
- Potter, P.E.** 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 331-344.
- Ramírez, R., Valencia, Y., Laya, A., Patiño, E., Mota, A., Musial, G., Castillo, J.F., Roccabruna, D., Valsardieu, B., Peraza, A., Romero, F., Caraballo, R., Rengifo, R.** 2013. Geología y Potencial Hidrocarburífero del Norte de Paria. Venezuela. Informe técnico n° 017628. PGP Norte de Paria. Gerencia de Proyectos Exploratorios Costa Afuera. Petróleos de Venezuela, S.A. 290 p.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G.** 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150, p. 427-441.
- Sánchez del Río, C.** 2003. Estructura de los núcleos atómicos. En Carlos Sánchez del Río. Física cuántica. Ediciones Pirámide. p. 882–899.
- Sandoval, M.E.** 2000. Diagénesis de areniscas. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. Universidad Central de Venezuela. Colección Estudios ISBN: 980-00-1587-6.
- Sandwell, D., Smith, W.** 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research B* 102, 10039–10054.
- Santamaria, F., Schubert, C.,** 1974. Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean – Northern Venezuela Plate Boundary. *Geological Society of America Bulletin* 85, p. 1085-1098.
- Saunders, J.B., Bernoulli, D., Martin-Kaye, P.H.A.** 1985. Late Eocene deep-water clastics in Grenada, West Indies. *Eclogae Geologicae Helveticae* 78, p. 469–485.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C.** 1949. Integrated facies analysis. In *Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwell, Ed.), p. 91–124. Geological Society of America Memoir 39.
- 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, p. 42-55.

- Schubert, C.** 1972a. Late glacial chronology and neotectonic evidence on the northeastern Venezuelan Andes (Cronología glacial tardía y evidencias neotectónicas en los Andes venezolanos nororientales). *Acta Científica Venezolana* 23, p. 89–94.
- Schubert, C., Moticska, P.** 1972b. Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). *Acta Científica Venezolana*, 23, p. 210-223.
- Schubert, C., Moticska, P.** 1971. Geological reconnaissance of the Venezuelan Islands in the Caribbean Sea between Los Roques and Los Testigos. VI Conferencia Geológica del Caribe, Porlamar, Julio 1971, Memoria, C. PETZALL, Editora, Cromotip, Caracas, p. 81-82.
- Speed, R.C., Sharp, W.D., Foland, K.A.** 1997. Late Paleozoic Granitoid Gneisses of Northeastern Venezuela and the North America–Gondwana Collision Zone. *Journal of Geology*, 105, 457-470.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B.** 2015. The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290 – 75 Ma), *Gondwana Research* 27, 95-131. doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004.
- Stephan, J.F.** 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur La Transversal de Barquisimeto (Venezuela), Evolution géodynamique. In: Technip, S. (Ed.), *Geodynamique des Caraïbes*, Symposium: Paris, p. 505–529.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C.,** 2000. Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19, p. 787–813.
- Talukdar, S.** 1983. Petrological study of volcanic and sedimentary rocks from offshore wells the north of paria area. Informe técnico INT-00877,83 Intevep, s.a. Ciencias De La Tierra, Sección Geoquímica. Lagoven, S.A. p 282.
- Tar buck, E.J. Lutgens, F.K.** 2005. *Ciencias de la Tierra – Una Introducción a la Geología Física*. Pearson Educación S. A., Madrid, 8va Edición. 677 p.
- Tassinari, C.C.G, Macambira, J.B.,** 2000. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton: En Episode. *Jour. Int. Geosc.* V.22, N3, p. 174-182.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, J.T., Mora, H.P.,** 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASAGPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, p.157–171.

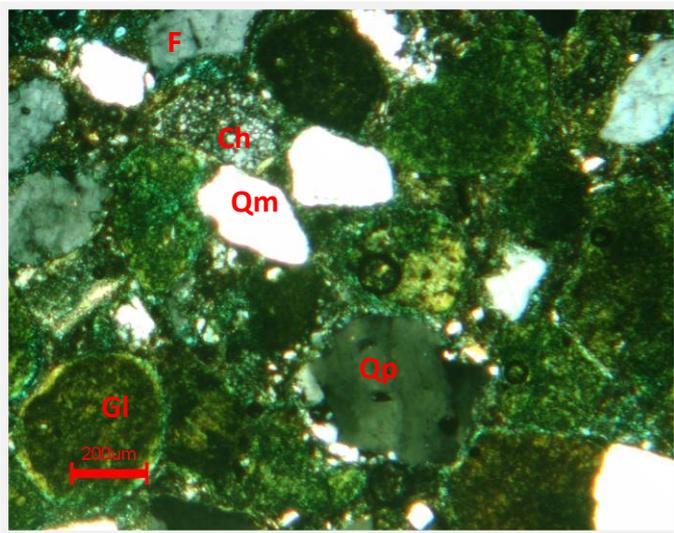
- Thompson, P.M.E., Kempton, P.D., White, R.V., Saunders, A.D., Kerr, A.C., Tarney, J., Pringle, M.S.** 2004, Elemental, Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean plateau: Bonaire, Dutch Antilles: *Lithos*, v. 74, p. 91–116, doi: 10.1016/j.lithos.2004.01.004.
- Tucker, M.E.**, 1996. *Sedimentary Rocks in the Field*, 2nd edition, Wiley. Chichester, 153p.
- Surdam, R. C., Dunn, T., Heasler, H., Macgowan, D.** 1989. Porosity evolution in sandstone/shale systems. Mineralogical Association of Canada, Diagenesis Short Course Notes, p. 61-125.
- van der Hilst, R., Mann, P., 1994.** Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22, p.451–454.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A.** 2015. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Res.* doi:10.1016/j.gr.2015.01.011.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A.** 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125, 875-896.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., Gonzales, H., Weber, M., Pelaez, C., 2006.** Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 355-371.
- Wadge, G., Shepherd, J.B., 1984.** Segmentation of the Lesser-Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 71, p. 297–304.
- Weber, J.C., Dixon, T.H., DeMets, C., Ambeh, W.B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Perez, O.** 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology* 29, p. 75–78.
- Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M., Zapata, S.** 2010. U/Pb detrital zircon provenance from late Cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: Tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *Journal of South American Earth Sciences* 29, p. 805-816.

- Wetherill, G.W.** 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37 p. 320-326.
- Wright, J.E., Wyld, S.J.** 2011. Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere*; April 2011; v. 7; no. 2; p. 1–26; doi: 10.1130/GES00577.1.
- Ysaccis, R.** 1997. Tertiary evolution of the northeastern venezuela offshore. Rice University. Thesis for the degree Doctor of Philosophy. Houston, Texas. 285 p.

Apéndices

CAMPO: **Dragón**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7435'**

POZO: **DR-11**
 NÚMERO DE MUESTRA: **1**



Pozo DR-11. Prof. 7435', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Vista de la arenisca micrítica con abundante glauconita (Gl) mostrando fragmentos subredondeados a redondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmento de roca: chert (Ch), feldespato (F) tipo ortosa.

Clasificación petrográfica:
Arenisca micrítica

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	72%
Matriz	25%
Cemento	0%
Porosidad óptica total	3%
Fabrica	Soportada por matriz.

B. MATRIZ

Abundancia	25%
Composición: 20% Micrita y 5% de minerales de arcilla.	

C. CEMENTO

Abundancia	0%
Composición:	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	269,50 µ (arena media).
Diámetro máximo	>2000 µ frag. de roca metamórficos, cuarzo policristalino, monocristalino y fragmento esquelal.
Redondez	Subredondeados a redondeados.
Escogimiento	Muy mal escogimiento.
Contactos	Grano-matriz.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

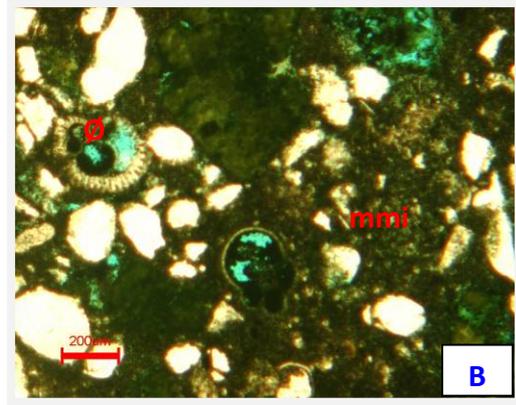
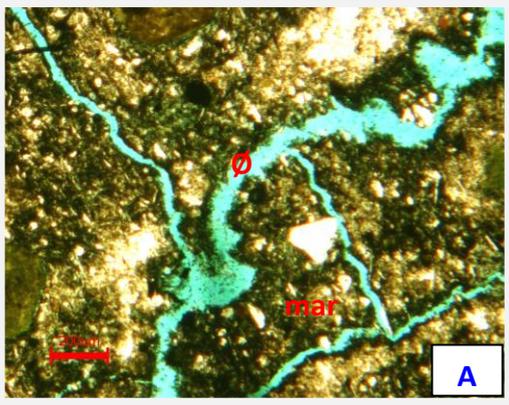
22% Cuarzo (monocristalino)	21% de los cuarzoes monocristalinos presentan extinción ondulante; 1% presentan extinción recta. Inalterados.
10% Cuarzo (policristalino)	Inalterados, la mayoría de tamaño >2000 µ (grava). 2% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 8% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
3% Feldespato	Ortosa, microclino y plagioclasas, subredondeados a redondeados, reemplazados parcialmente por la matriz.
10% Fragmentos de rocas	Fragmentos metamórficos, textura granoblástica, lepidoblástica y combinación de ambas texturas, siendo posiblemente gneises granítico. Trazas sedimentaria: chert y
TRZ% Micas	Muscovita, incluida dentro de la matriz como pequeñas fibrillas cortas y delgadas, alterándose a minerales de arcilla: illita-esmectita.
22% Glauconita	Amarillo-verde, granudas e intersticial entre la matriz.
5% fragmentos esquelatales	Fragmentos esquelatales de foraminíferos y equinodermos.

F. POROSIDAD

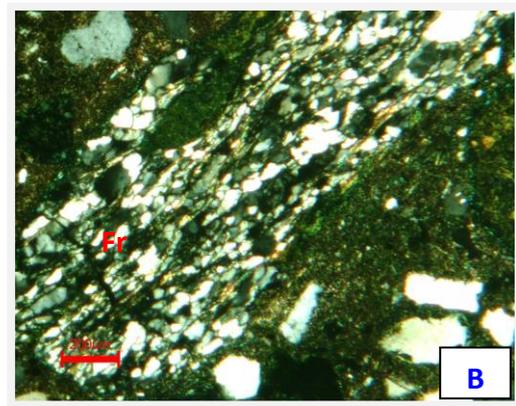
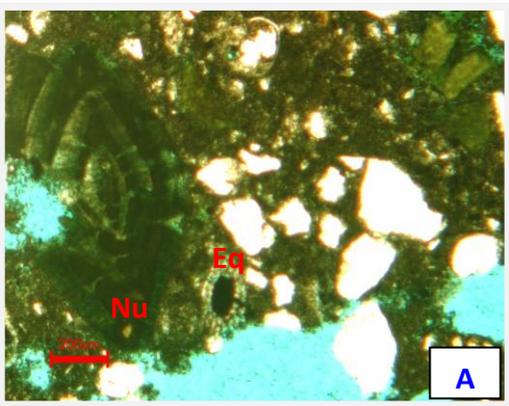
3% Porosidad visual	Primaria: intrapartícula. Secundaria: microfracturas que se conectan y porosidad móldica.
---------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-matriz.
Deformación de granos dúctiles	No se observa deformación, pero si microfracturas.
Disolución	Disolución matriz.
Alteración	La muscovita a illita-esmectita.



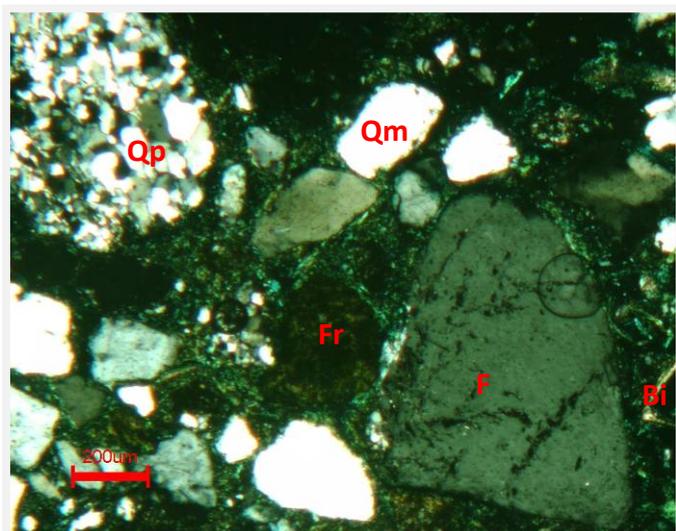
Pozo DR-11. Prof. 7435', Objetivo 2.5X, Nicles paralelos. Vista de la arenisca micrítica mostrando **A** porosidad (Ø) por microfracturas que se conectan y matriz arcillosa (mar). **B** porosidad móldica (Ø) y matriz micrítica (mmi).



Pozo DR-11. Prof. 7435', Objetivo 2.5X. Se observa muy mal escogimiento. **A Nicles paralelos:** nummulites (Nu) y equinodermo (Eq). **B Nicles cruzados:** fragmento de roca (Fr), posible gneis.

CAMPO: **Dragón**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7436'**

POZO: **DR-11**
 NÚMERO DE MUESTRA: **2**



Pozo DR-11. Prof. 7436', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Vista de la arenisca micrítica mostrando fragmentos subredondeados a redondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), feldespato (F) tipo ortosa y fragmentos de roca (Fr): arcilla, fragmento esquelético: bivalvo (Bi).

Clasificación petrográfica:
Arenisca micrítica

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	83%
Matriz	15%
Cemento	0%
Porosidad óptica total	7%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	15%
Composición:	Micrita y trazas de minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	0%
Composición:	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	192,50 µ a 231 µ (arena fina).
Diámetro máximo	>2000 µ ejemplares de cuarzo policristalino, monocristalino, fragmentos de roca metamórficos y fragmento esquelético.
Redondez	Subangular a redondeados.
Escogimiento	Muy mal escogimiento.
Contactos	Grano-matriz y tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

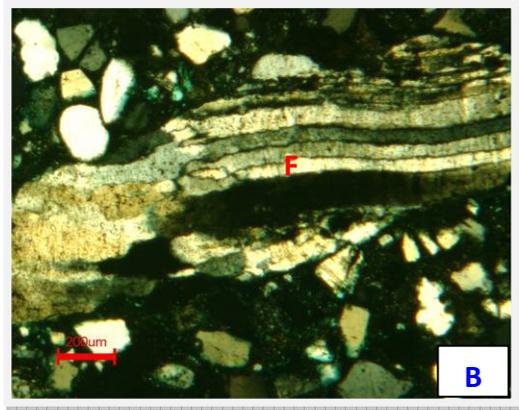
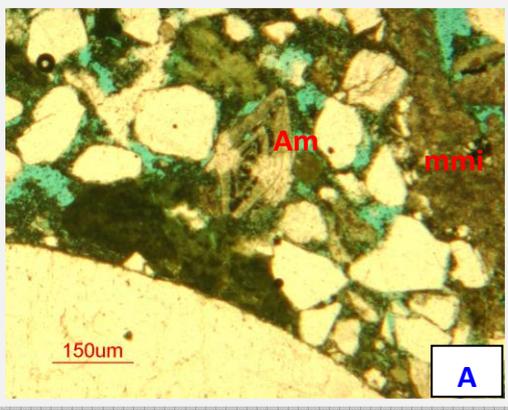
16% Cuarzo (monocristalino)	15% de los cuarzoes monocristalinos presentan extinción ondulante; 1% presentan extinción recta. Inalterados.
13% Cuarzo (policristalino)	Inalterados, la mayoría son de tamaño grava, algunos metamórficos. 2% Qzo. policristalino de 2-3 subcristales y 11% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
15% Feldespato	Algunos alterados a minerales de arcillas o deformados. 12% ortosa, trazas microclino y 3% son plagioclasas.
25% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: trazas chert y 1% fragmentos de arcilla. 14% fragmentos metamórficos, textura granoblástica, lepidoblástica y combinación de ambas texturas posiblemente: gneises granítico. 10% fragmentos esqueléticos: algas rojas coralinas, foraminíferos, bivalvos, equinodermos, corales.
3% Micas	Muscovita cortas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, alterándose a minerales de arcilla: illita-esmectita;
6% Glauconita	Amarillo-verde, granudas e intersticial entre la matriz.
10% fragmentos esqueléticos	Algas rojas coralinas, foraminíferos, bivalvos, equinodermos, corales.

F. POROSIDAD

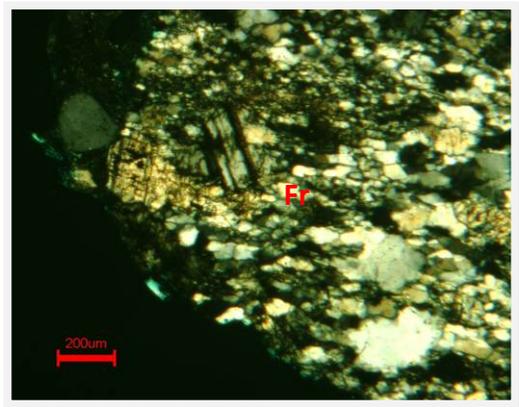
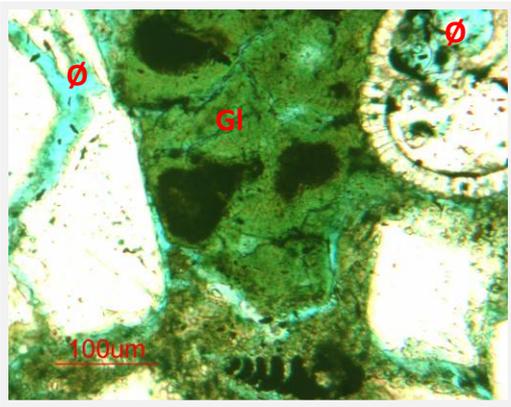
7% Porosidad visual	Primaria: interpartícula. Secundaria: disolución de matriz, de granos y porosidad móldica.
---------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-matriz y tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	Plagioclasas.
Disolución	Disolución matriz y granos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas. La muscovita a illita-esmectita.



Pozo DR-11. Prof. 7436', Objetivo 2.5X. Se observa muy mal escogimiento. **A Nícoles paralelos:** matriz micrítica (mmi) y fragmento esqueletal: amphistegina (Am). **B Nícoles cruzados:** feldespatos deformados (F).

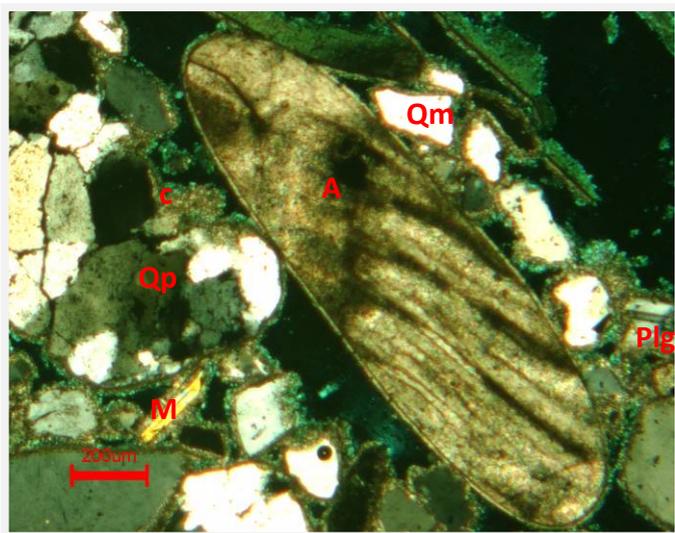


Pozo DR-11. Prof. 7436', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Glauconita (Gl) intersticial entre granos. Porosidad por disolución de grano (Ø) y porosidad móldica (Ø).

Pozo DR-11. Prof. 7436', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Un fragmento de roca (Fr), textura granolepidoblástica posible gneis.

CAMPO: **Dragón**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7451'**

POZO: **DR-11**
 NÚMERO DE MUESTRA: **3**



Pozo DR-11. Prof. 7451', Objetivo 2.5X, Nicoles cruzados. Vista de la arenisca aloquímica mostrando fragmentos subredondeados a redondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), feldespato tipo plagioclasa (Plg), fragmento de algas rojas coralinas (A), mica muscovita (M) y cemento (c).

Clasificación petrográfica:
Arenisca aloquímica

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	66%
Matriz	0%
Cemento	24%
Porosidad óptica total	10%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	0%
Composición:	

C. CEMENTO

Abundancia	24%
Composición:	Calcáreo (dolomítico posiblemente).

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	269,50 μ (arena media).
Diámetro máximo	>2000 μ ejemplares de cuarzo policristalino, monocristalino, fragmentos de roca: metamórficos y fragmentos esqueléticos.
Redondez	Subredondeado y los fragmentos tamaño grava redondeados.
Escogimiento	Muy mal escogimiento.
Contactos	Grano-cemento.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

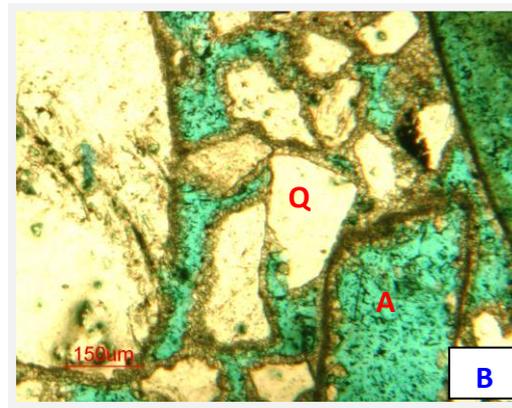
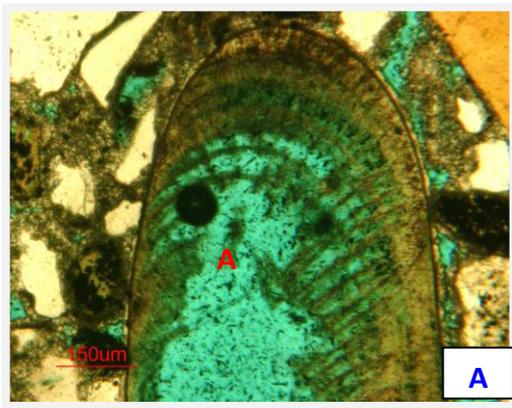
12% Cuarzo (monocristalino)	Inalterados. 9% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 3% presentan extinción recta.
16% Cuarzo (policristalino)	Inalterados, la mayoría son de tamaño >2000 μ, corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales, algunos metamórficos.
6% Feldespato	Tipos presentes: ortosa y traza de plagioclasa. Subredondeados. Algunos evidencian deformación.
12% Fragmentos de rocas	Fragmentos metamórficos, tamaños >2000 μ, redondeados, textura granoblástica, lepidoblástica y combinación de ambas texturas, siendo posiblemente gneises granítico. Sedimentaria: trazas chert.
TRZ% Minerales accesorios	Muscovita corta y delgada, fibrosa, con clivaje bien definido. Glauconita. Hidrocarburo residual piritizado.
20% Fragmentos esqueléticos	Algas rojas coralina, coral y equinodermo.

F. POROSIDAD

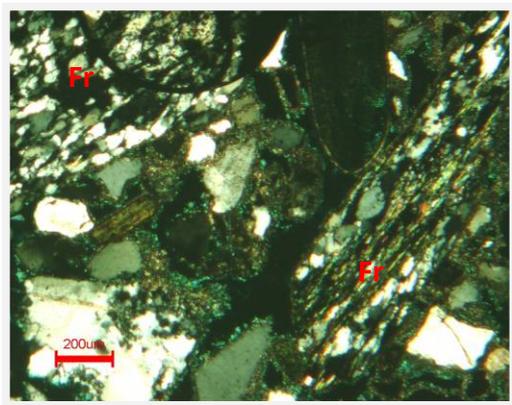
10% Porosidad visual	Secundaria: disolución de fragmentos esqueléticos, de cemento y porosidad móldica.
----------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

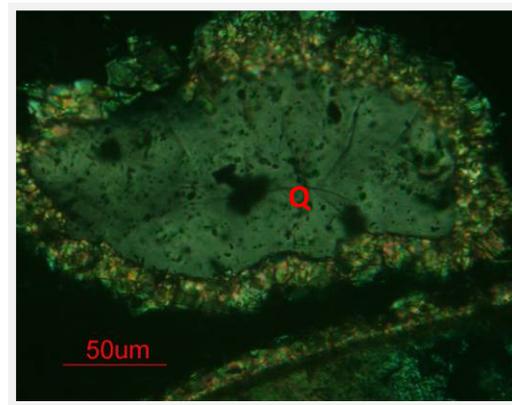
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-cemento.
Deformación de granos dúctiles	Plagioclasas.
Disolución	Disolución cemento y fragmentos esqueléticos.
Alteración	No se evidencia alteraciones.
Otros efectos	Los fragmentos esqueléticos presentan micritización de los bordes, disolución y posteriormente cementación isopaca equigranular posiblemente de dolomita. Los cuarzos y los fragmentos de rocas también presentan cementación isopaca equigranular.



Pozo DR-11. Prof. 7451', Objetivo 5X, Nícoles paralelos. **A** Fragmento de alga roja coralina (A) con borde micritico y disolución parcial. **B** Se observa disolución de fragmentos de algas rojas coralinas (A), cementación isopaca equigranular de fragmentos de algas (A) y cuarzos (Q).



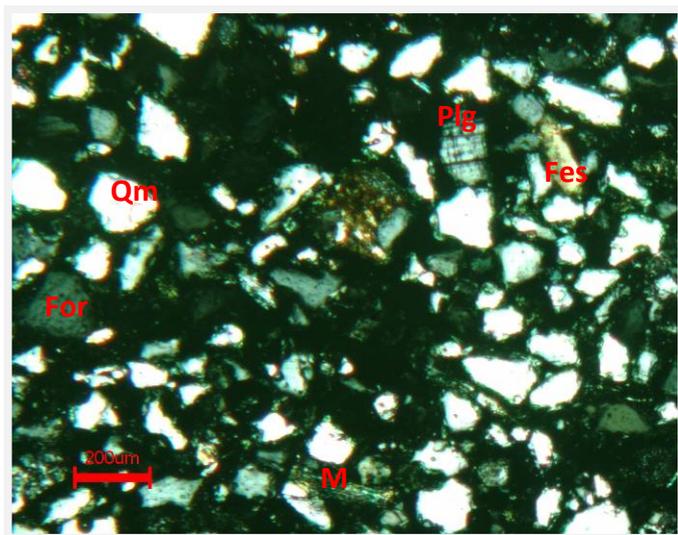
Pozo DR-11. Prof. 7451', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Fragmento de roca (Fr), textura granolepidoblástica posible gneis.



Pozo DR-11. Prof. 7451', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Cementación isopaca equigranular en grano de cuarzos (Q).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7177'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **4**
 Clasificación petrográfica:
Arcosa



Pozo PA-3. Prof. 7177', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), mica (M) muscovita y fragmento esquelético (Fes).

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	82%
Matriz	2%
Cemento	6%
Porosidad óptica total	10%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	2%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	6%
Composición:	Siderita microcristalina equigranular, se presenta en forma diseminada o distribuidas en parche. Trazas de cemento silíceo y 1% microesparita.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	154,40 μ (arena fina).
Diámetro máximo	346,50 μ (arena media) corresponden a granos de cuarzo.
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Buen escogimiento.
Contactos	Tangenciales y pocos Grano-cemento y Grano-matriz.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

28% Cuarzo (monocristalino)	8% de los cuarzoes monocristalinos presentan extinción ondulante; 20% extinción recta, la extinción recta es por encima de los 5°.
2% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. Corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales.
27% Feldespato	Muchos en proceso de alteración. Feldespatos potásicos: 15% ortosa, 1% de microclino y 11% plagioclasas; los fragmentos bien preservados exhiben maclas bien definidas.
14% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Fragmentos metamórficos.
8% Micas	Principalmente muscovita cortas y anchas, otras largas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, inalteradas y alterándose a illita-esmectita, deformadas, formando pseudomatriz. Biotita alteradas parcial a clorita.
2% Glauconita	Verde, granudas e intersticial.
1% Minerales	Circón, anhedral. Leucoxeno se presenta en forma diseminada.

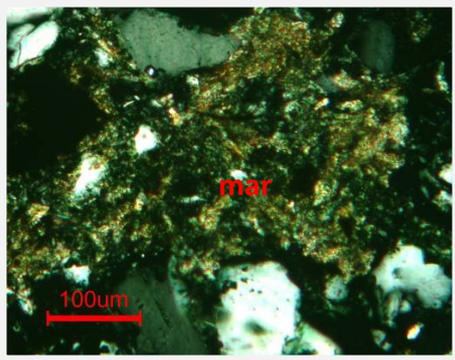
accesorios y fragmentos esqueléticos

F. POROSIDAD

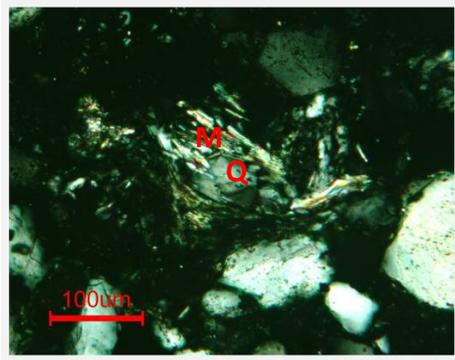
10% Porosidad visual Primaria: interpartícula. Secundaria: disolución de granos y de matriz. Se observa conectividad entre los poros.

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

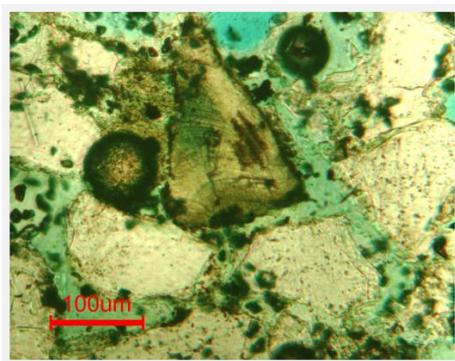
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	Biotita, muscovita y glauconita.
Disolución	Disolución de granos y matriz.
Alteración	Feldspatos alterándose a minerales de arcillas. Clorita/glauconita producto de la alteración de la biotita. Muscovita alterándose por Illita-esmectita.
Otros efectos	Sobrecrecimiento de cuarzo, poco. Reemplazo de calcita por siderita. Reemplazo de microsparita por grano, en algunos casos.



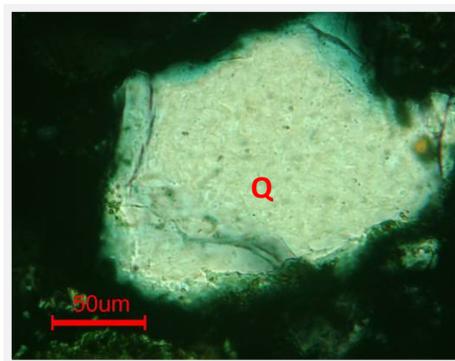
Pozo PA-3. Prof. 7177', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Matriz arcillosa (mar).



Pozo PA-3. Prof. 7177', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Mica muscovita (M) alterada y deformada formando pseudomatrix.



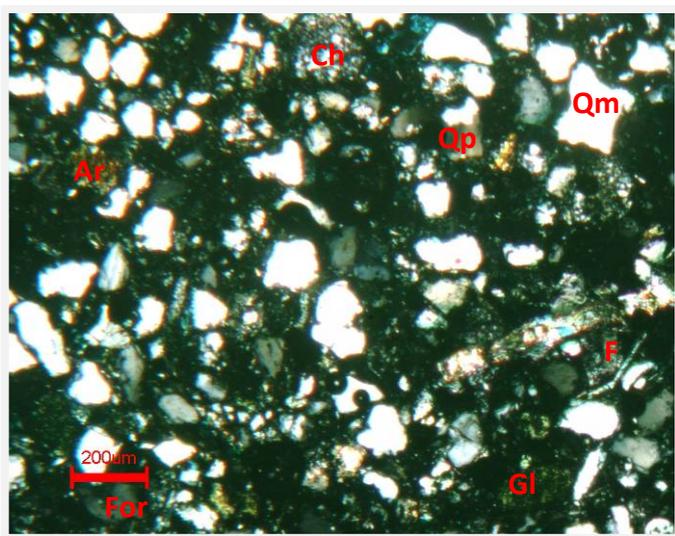
Pozo PA-3. Prof. 7177', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Reemplazo de grano por calcita.



Pozo PA-3. Prof. 7177', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Sobre crecimiento de cuarzo (Q).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7182'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **5**



Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 2.5X, Nicoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados de: cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), feldspatos (F) alterados e inalterados se señala tipo ortosa (For) y fragmento de roca: arcilla (Ar).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	81,1%
Matriz	4,3%
Cemento	2,6%
Porosidad óptica total	12%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	4,3%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	2,6%
Composición:	Siderita microcristalina equigranular, se presenta en forma diseminada o distribuidas en parche. Trazas de cemento silíceo.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	115,50 μ hasta 154,40 μ (arena muy fina a fina).
Diámetro máximo	500,50 μ (arena media) granos de cuarzo y fragmento esqueletal.
Redondez	Subangular a subredondeado, con algunos redondeados.
Escogimiento	Buen escogimiento.
Contactos	Tangenciales y pocos Grano-cemento y Grano-matriz.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

24,5% Cuarzo (monocristalino)	Del porcentaje total, 4,5% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 20% presentan extinción recta, la extinción recta es por encima de los 5°.
2% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 0,6% Corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y 1,4% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
27% Feldespato	Feldspatos : 16% ortosa, 1% de microclino. 10% Plagioclasas. Muchos se encuentran en proceso de alteración, los fragmentos bien preservados exhiben maclas bien definidas.
15,6% Fragmentos de rocas	10% chert, 5% fragmentos de arcilla, y trazas fragmentos metamórficos.
4% Micas	Muscovita inalteradas y alterándose a illita-esmectita, deformadas, formando pseudomatrix. Biotita flexadas.
8,6% Minerales accesorios	4% Leucoxeno; 2% Glauconita, 2,6% fragmentos esqueletales y Trazas% Circón, anhedral.

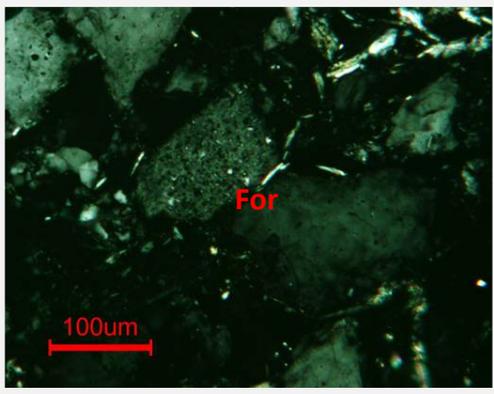
Residuos de hidrocarburo en parte piritizados.

F. POROSIDAD

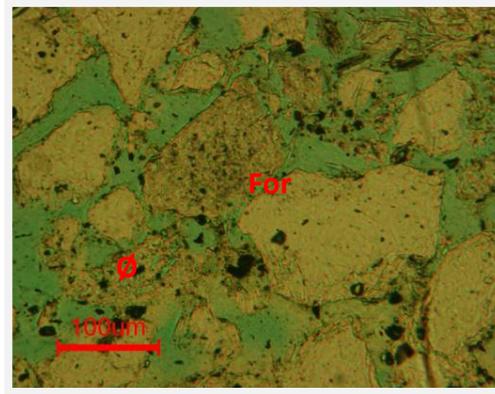
12% Porosidad visual Primaria: interpartícula. Secundaria: disolución de matriz y de granos. Se observa conectividad entre los poros.

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

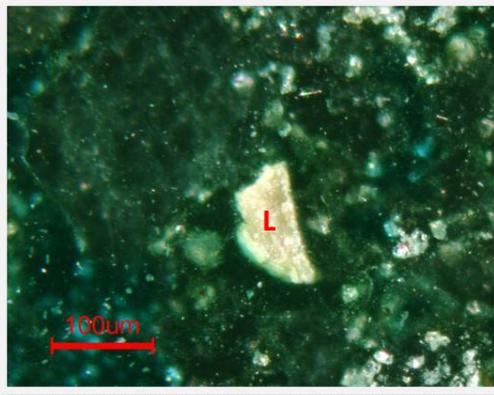
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	Biotita, muscovita y glauconita.
Disolución	Disolución de matriz y granos.
Alteración	Feldespatos alterándose a minerales de arcillas. Muscovita alterándose por Illita-esmectita. Clorita/glauconita producto de la alteración de la biotita.
Otros efectos	Sobrecrecimiento de cuarzo, poco.



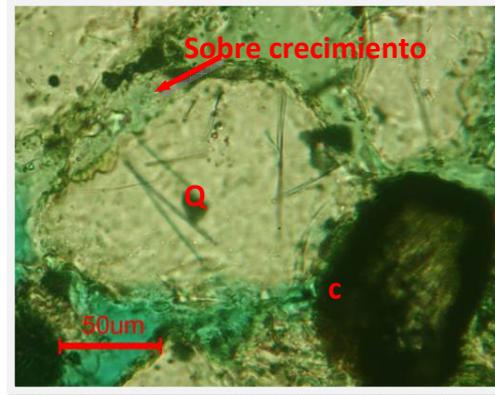
Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Fragmentos de feldespato tipo ortosa (For) alterado e inalterado.



Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Fragmentos de feldespato tipo ortosa (For) alterado e inalterado. Muestra además la evidente porosidad que se ha formado por disolución de granos.



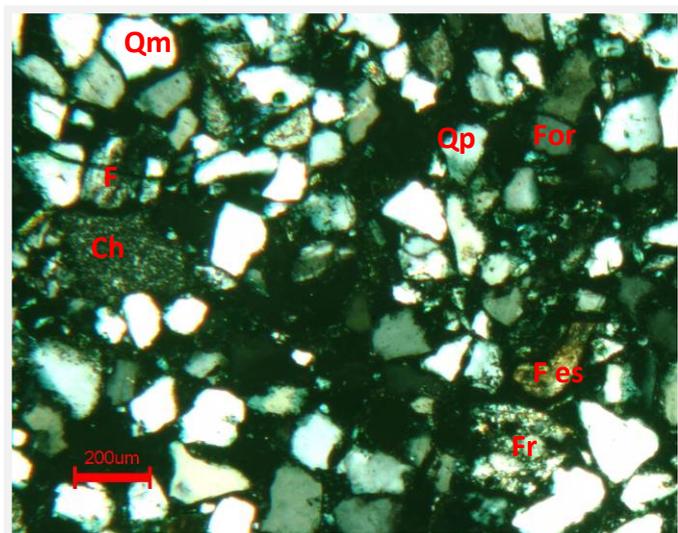
Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 10X, Luz reflejada. Fragmentos de leucoxeno (L).



Pozo PA-3. Prof. 7182', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Cementos (c): borde siderítico en fragmentos de calcita y sobre crecimiento de cuarzo (Q).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7206'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **6**



Pozo PA-3. Prof. 7206', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados: cuarzo monocrystalino (Qm) y policristalino (Qp), feldspatos (F) alterados e inalterados se señala tipo ortosa (For), fragmento de roca Fr: gneis y fragmento esqueletal (Fes).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	83%
Matriz	3%
Cemento	1%
Porosidad óptica total	13%
Fabrica	Muestra poco consolidada.

B. MATRIZ

Abundancia	3%
Composición:	Minerales de arcilla se identifica caolinita.

C. CEMENTO

Abundancia	1%
Composición	Siderita.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	154,40 µ hasta 231 µ (arena fina).
Diámetro máximo	>2000 µ (grava) corresponden a granos de cuarzo policristalinos metamórficos y fragmento esqueletal.
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Mal escogimiento.
Contactos	Tangenciales y Grano-matriz.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

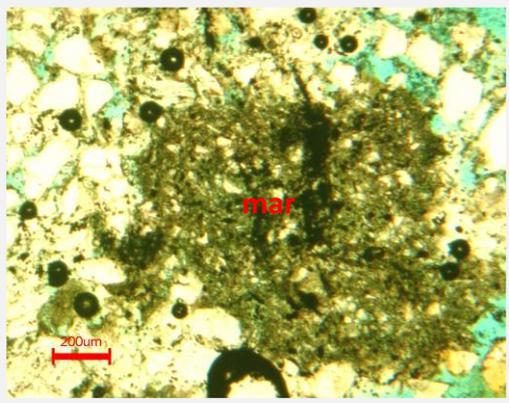
27,4% Cuarzo (monocrystalino)	Inalterados. 7,4% de los cuarzoes monocrystalinos presentan extinción ondulante; 20% presentan extinción recta, la extinción recta es por encima de los 5°.
7% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 4% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 3% a granos de cuarzo de 4 o más subcristales, metamórficos.
21% Feldespato	Los feldspatos potásicos: 12% ortosa y 2% de microclino. 7% son Plagioclasas; muchos alterándose a minerales de arcillas.
15% Fragmentos de rocas	15% Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos.
4,3% Micas	Muscovita con clivaje bien definido; también se observan alterándose a minerales de arcillas de tipo illita/esmectita convirtiéndose en una pseudomatriz.
8, 3% Minerales accesorios	4% Leucoxeno, 1,3% Glauconita, 3% Fragmentos esqueletales y Trazas Circón, anhedral. Residuos de materia orgánica parcialmente piritizada.

F. POROSIDAD

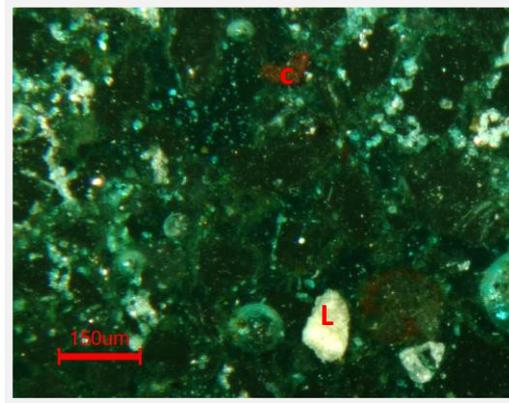
13% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de la matriz y granos. ? (Pobres condiciones de la muestra para aseverar la información).
----------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

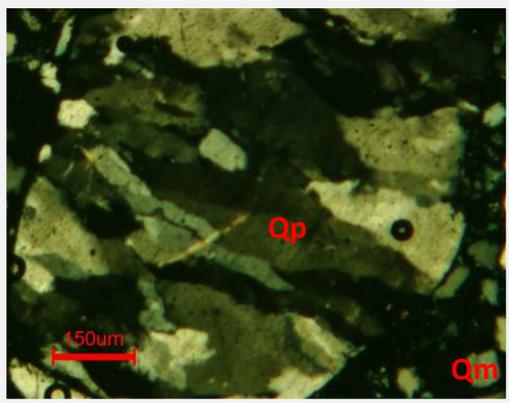
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangencia, Grano-matriz. (Pobres condiciones de la muestra para aseverar la información).
Deformación de granos dúctiles	Muscovita.
Disolución	Disolución de la matriz y grano. ? (Pobres condiciones de la muestra para aseverar la información).
Alteración	Los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas y la muscovita alterándose a minerales de arcillas de tipo illita-esmectita.



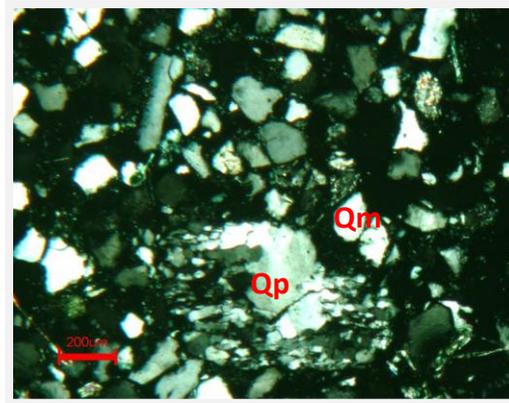
Pozo PA-3. Prof. 7206', Objetivo 2.5X, Nícoles paralelos. Matriz arcillosa (mar).



Pozo PA-3. Prof. 7206', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Fragmentos de leucoseno (L) y cemento (c) de siderita.



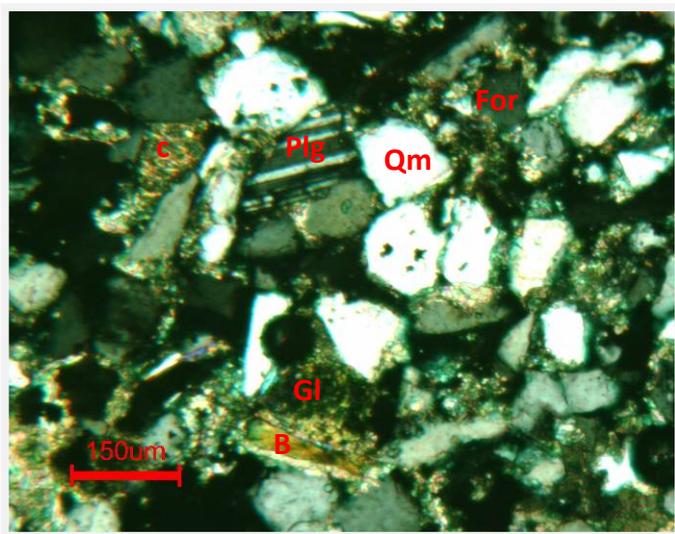
Pozo PA-3. Prof. 7206', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Cuarzo policristalino metamórfico (Qp),



Pozo PA-3. Prof. 7206', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Mal escogimiento entre los granos de cuarzo policristalinos (Qp) y monocristalinos (Qm).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7213'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **7**



Pozo PA-3. Prof. 7213', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Vista arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados: cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), mica biotita (B) en proceso de cloritización, glauconita (Gl) y cemento de calcita (c).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	78,7%
Matriz	0,3%
Cemento	15%
Porosidad óptica total	6%
Fabrica	Cementada.

B. MATRIZ

Abundancia	0,3%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	15%
Composición:	Calcita, escasamente está sideritizada.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	115,50 μ hasta 154,40 μ (arena muy fina a fina).
Diámetro máximo	>2000 μ (grava) ejemplares de cuarzo policristalino metamórfico, monocristalino y fragmento esquelético.
Redondez	Subangular a subredondeado y en parte redondeado.
Escogimiento	La tendencia general es buen escogimiento, pocos granos de tamaño grava.
Contactos	Grano-cemento, Tangenciales y Longitudinales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

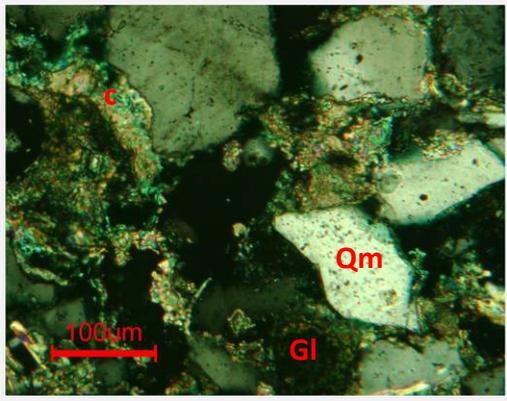
30,7 % Cuarzo (monocristalino)	Inalterados. 21,8% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 8,9% presentan extinción recta.
6% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 4% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 2% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales, metamórficos.
23% Feldespato	Feldespatos potásicos: 12% ortosa y 2% de microclino. 9% son Plagioclasas; pocos alterándose a minerales de arcillas, la mayoría con maclas bien definidas.
8% Fragmentos de rocas	8% Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla.
4% Micas	Muscovita, corta y ancha, flexadas, con clivaje bien definido.
5% Glauconita	Verde, verde-amarillo, con bordes redondeados, granudas e intersticial.
2% Minerales accesorios	2% Fragmentos esqueléticos. Circón, anhedral. Trazas de Residuos de materia orgánica parcialmente piritizada. Leucoxeno.

F. POROSIDAD

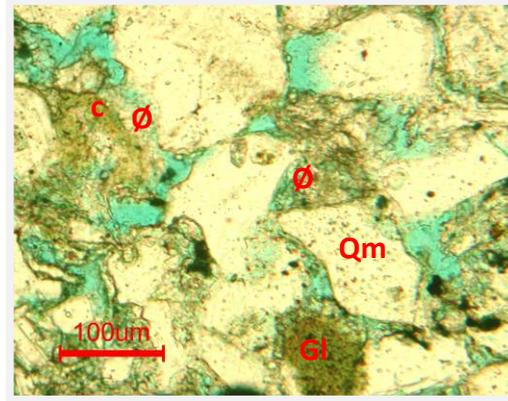
6% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de cemento y granos.
---------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-cemento.
Deformación de granos dúctiles	Muscovita.
Disolución	Disolución del cemento y granos.
Alteración	Escasa. Los feldspatos están alterándose a minerales de arcillas. Se observa reemplazo parcial de cuarzo y feldespato por cemento.



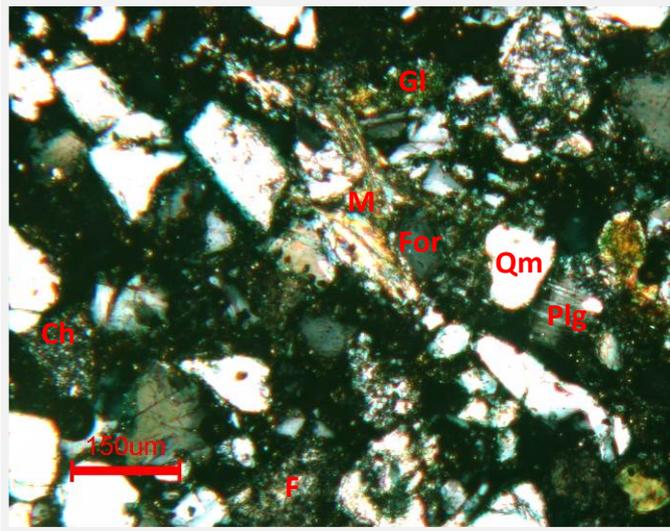
Pozo PA-3. Prof. 7213', Objetivo 10X, Nicoles cruzados. Mostrando contacto grano cemento y tangencial.



Pozo PA-3. Prof. 7213', Objetivo 10X, Nicoles paralelos. Mostrando contacto grano cemento y tangencial y porosidad por disolución del cemento.

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7325'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **8**



Pozo PA-3. Prof. 7325', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados: cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), fragmento de roca: chert (Ch), mica muscovita (M) alterándose, deformándose e integrándose como una pseudomatriz, glauconita (Gl).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	86%
Matriz	2%
Cemento	5%
Porosidad óptica total	7%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	2%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	5%
Composición:	Siderita, se presenta en forma diseminada y envolviendo granos. Trazas de calcita

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	154,40 µ (arena fina).
Diámetro máximo	1155µ (arena muy gruesa) corresponde a fragmento esquelético.
Redondez	Subangular a redondeados.
Escogimiento	Moderado a buen escogimiento.
Contactos	Tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

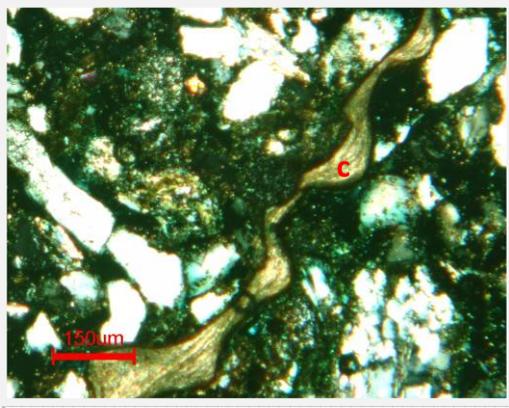
28% Cuarzo (monocristalino)	16% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 12% presentan extinción recta, Inalterados.
5% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 2% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 3% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
21% Feldespato	La tendencia general de los feldespatos es subangular a subredondeado, sin embargo, también se identifican algunos fragmentos angulares, bien preservados y exhiben maclas bien definidas; una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas. En cuanto a los porcentajes presentes en la muestra: 11% ortosa, 2% microclino y 8% son plagioclasas.
12% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: 12% chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos.
10% Micas	Muscovita cortas y anchas, fibrosas, con clivaje bien definido; Biotita, larga, flexada, parcialmente alterándose a clorita.
8% Glaucionita	Granudas e intersticial, en parte alterada a chamosita.
2% Minerales accesorios	2% fragmentos esqueléticos, en parte sideritizados. Trazas Circón. Residuos de materia orgánica parcialmente piritizada.

F. POROSIDAD

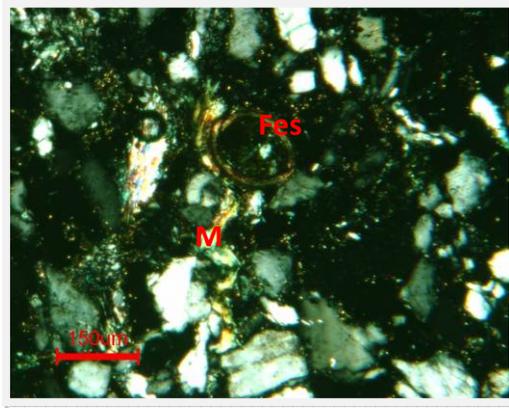
7% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de granos.
---------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	De las micas: muscovita y biotita.
Disolución	Disolución parcial o total de granos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas. Glauconita parcialmente alterada a chamosita y la biotita parcialmente a clorita.



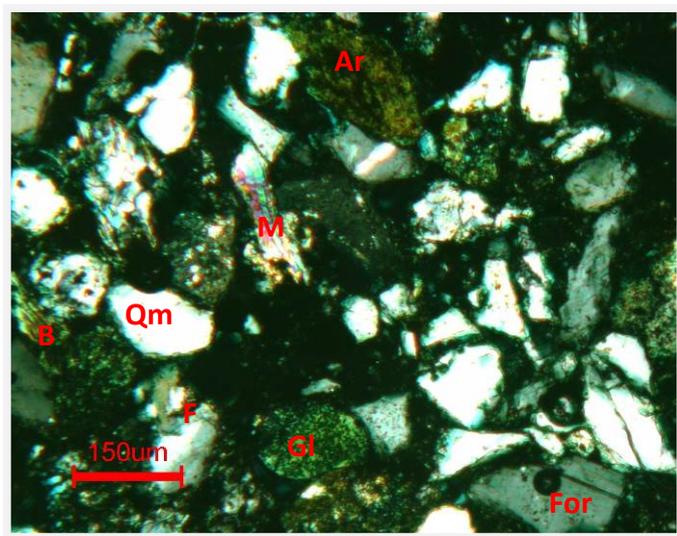
Pozo PA-3. Prof. 7325', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Cemento (c) de calcita con borde sideritizado.



Pozo PA-3. Prof. 7325', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Mica muscovita (M) convirtiéndose en illita-esmectita, deformada actuando como pseudomatriz y fragmento esquelético (Fes).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7405'**

POZO: **PA-3**
 NÚMERO DE MUESTRA: **9**



Pozo PA-3. Prof. 7405', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Vista de litarenita, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados: cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) tipo ortosa (For), fragmento de roca: arcilla (Ar), micas muscovita (M) y biotita (B) y glauconita (Gl).

Clasificación petrográfica:
Litarenita

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	89%
Matriz	3%
Cemento	1%
Porosidad óptica total	6%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	3%
Composición: Minerales de arcilla; se identifica trazas de caolinita.	

C. CEMENTO

Abundancia	1%
Composición: Siderita microcristalina equigranular. Trazas de cemento silíceo.	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	154,40 µ hasta 192,50 µ (arena fina).
Diámetro máximo	847 µ (arena gruesa), corresponden a granos de cuarzo y >2000 µ (grava) fragmentos esqueléticos.
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Moderado escogimiento.
Contactos	Tangenciales y pocos longitudinales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

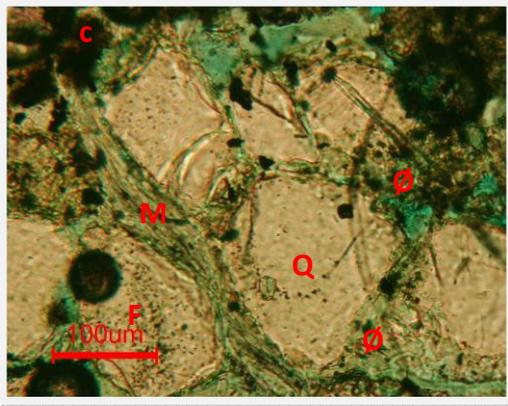
19% Cuarzo (monocristalino)	7% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 12% presentan extinción recta, la extinción recta es por encima de los 5°.
9% Cuarzo (policristalino)	Algunos presentan leve alteración. Del porcentaje total, 5% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 4% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
20% Feldespato	Feldespatos potásicos: 12% ortosa, 1% microclino. 7% Plagioclasas, subangulares y subredondeados, alterados e inalterados.
25% Fragmentos de rocas	25% Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos.
8% Micas	Muscovita cortas, anchas o delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, algunas alterándose a minerales de arcilla.
6% Glaucionita	Amarillo-verde, granudas e intersticial entre los granos, parcialmente alteradas a chamosita.
3% Minerales accesorios	3% Fragmentos esqueléticos, algunos envueltos por siderita. Trazas Circón anhedral. Residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado.

F. POROSIDAD

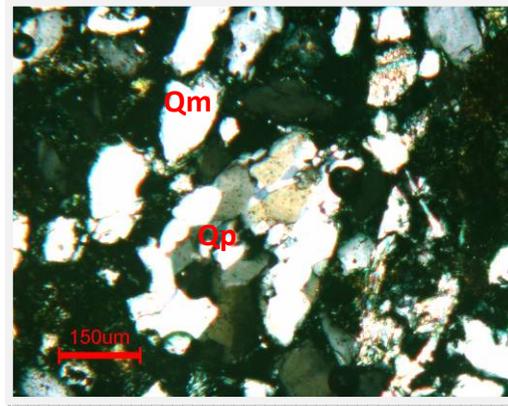
6% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de minerales. Se observa conectividad entre los poros.
---------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	Muscovita.
Disolución	Disolución de granos.
Alteración	Feldespatos alterándose a minerales de arcillas. Chamosita como producto de alteración de la glauconita.
Otros efectos	Trazas de sobrecrecimiento de cuarzo. Cemento de Siderita amoldándose a los espacios porosos y como envoltorio de granos.



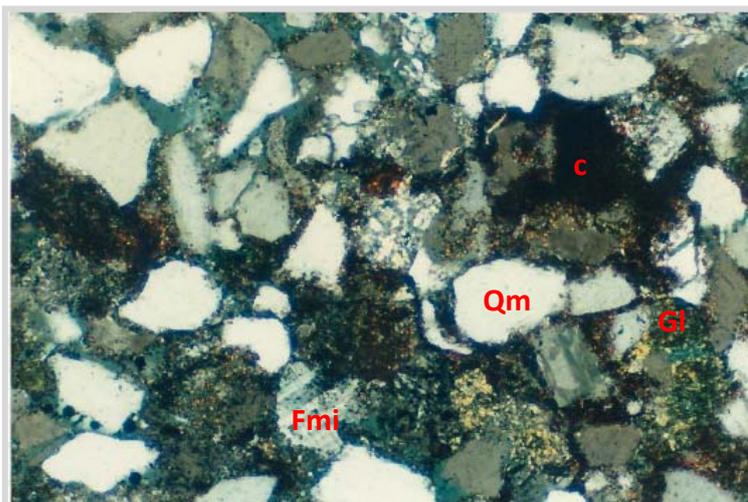
Pozo PA-3. Prof. 7325', Objetivo 10X, Nicoles paralelos. Muestra feldespato (F) alterado, grano de cuarzo subredondeado, mica muscovita (M) deformada actuando como pseudomatriz, cemento (c) de siderita y porosidad (Ø).



Pozo PA-3. Prof. 7325', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Mostrando el escogimiento entre los granos de cuarzo policristalinos (Qp) y monocristalinos (Qm).

CAMPO: **Patao**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7523'**

POZO: **PAS-1**
 NÚMERO DE MUESTRA: **10**



Clasificación petrográfica:
Litarenita

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	70%
Matriz	5%
Cemento	8%
Porosidad óptica total	17%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	5%
Composición: Minerales de arcilla.	

C. CEMENTO

Abundancia	6%
Composición: Siderita microcristalina equigranular.	

Pozo PAS-1. Prof. 7523', Objetivo 10X, Nicoles cruzados. Vista de litarenita, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados,; cuarzo monocristalino (Qm), glauconita (Gl), feldespato tipo microclino (Fmi) y (c): siderita microcristalina equigranular,.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	100 μ (arena muy fina).
Diámetro máximo	500 μ (arena gruesa).
Redondez	Angulosos a subredondeado.
Escogimiento	Moderado escogimiento.
Contactos	Grano matriz y tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

40% Cuarzo (monocristalino)	Anhedral, monocristalinos y microcristalinos.
20% Cuarzo (policristalino)	
10% Feldespato	Feldespatos potásicos: Microclino ocasionalmente con aglomeraciones superficiales de siderita y Plagioclasa.
7% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla.
3% Micas	Muscovita.
TRZ Minerales accesorios	Turmalina. Residuos de hidrocarburo.

F. POROSIDAD

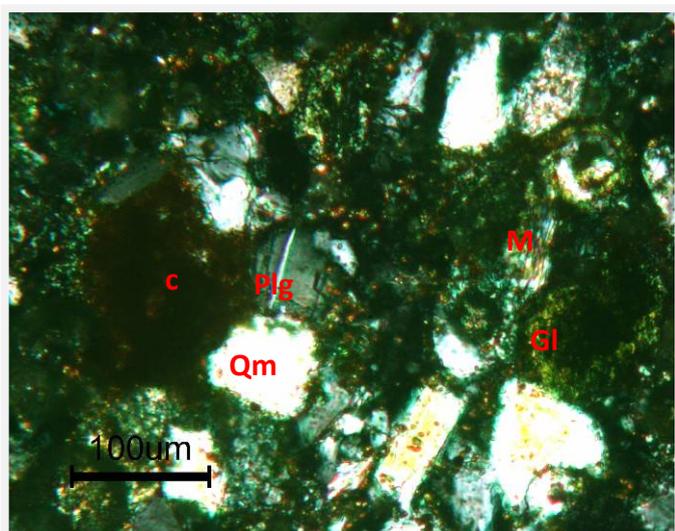
17% Porosidad visual	Primaria: interpartícula con interferencia de siderita
----------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Deformación de granos dúctiles	De las micas.
Otros efectos	Material carbonático (siderita) se presenta como soporte de las partículas.

CAMPO: **Mejillones**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7415'**

POZO: **MJ-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **11**



Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo plagioclasa (Plg), glauconita (Gl), mica muscovita (M), cemento (c): siderita microcristalina equigranular, distribución en parches.

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	73%
Matriz	6%
Cemento	11%
Porosidad óptica total	10%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	6%
Composición: Minerales de arcilla; se identifican trazas de caolinita.	

C. CEMENTO

Abundancia	12%
Composición: Siderita	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	77 μ (arena muy fina).
Diámetro máximo	154,40 μ (arena fina).
Redondez	Subangular a redondeados.
Escogimiento	Muy buen escogimiento.
Contactos	Grano-cemento, tangenciales y en algunos casos longitudinales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

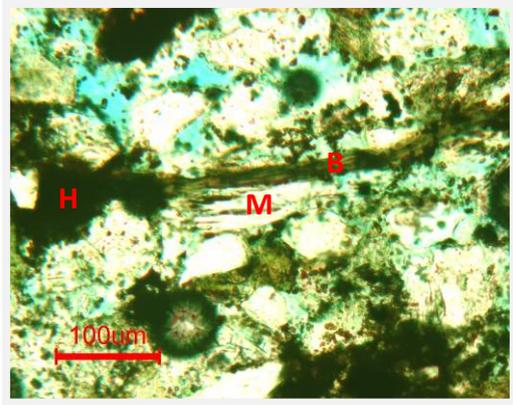
32% Cuarzo (monocristalino)	La mayoría inalterados y algunos en proceso de alteración. 30% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 3% presentan extinción recta.
1% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 0,7% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y 0,3% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
19% Feldespato	11% feldespatos potásicos: ortosa y trazas de microclino y el 8% son plagioclasas; muchos están alterándose a minerales de arcillas con maclas difusas.
7% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: la mayoría son fragmentos de arcilla, chert; también se reconocen fragmentos metamórficos.
6% Micas	Muscovita cortas y anchas, otras largas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, flexadas, algunas alterándose a arcillas tipo illita/esmectita. Trazas de clorita y biotita parcialmente alteradas.
6% Glauconita	Verde, granudas e intersticial, o se presenta en forma nodular, algunas presentan alteración a chamosita.
TRZ Minerales accesorios	Circón, euhedral. 1% Hidrocarburo parcialmente piritizado. Fragmentos carbonáticos.

F. POROSIDAD

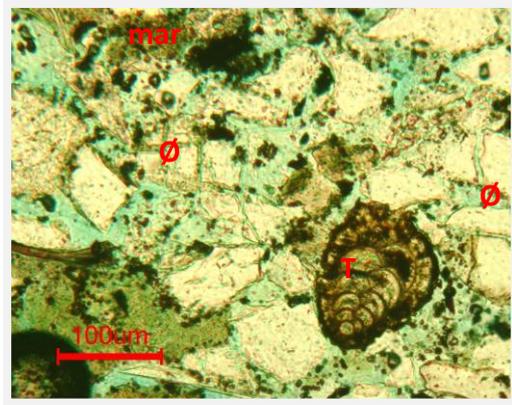
10% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de matriz y de granos. Se observa conectividad entre los poros.
----------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

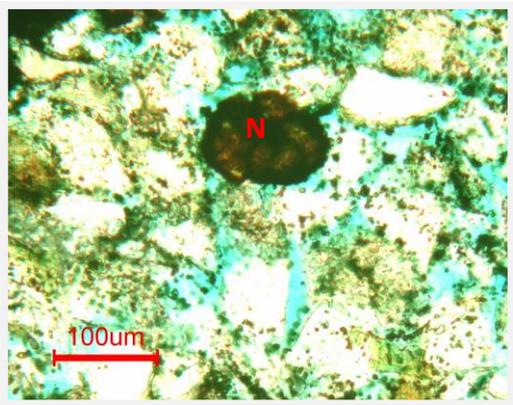
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangencial
Deformación de granos dúctiles	Muscovita, biotita, clorita.
Disolución	De la matriz y granos.
Alteración	Los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas y la muscovita a illita-esmectita. Biotita y glauconita alteradas total o parcialmente a clorita y a chamosita respectivamente.
Otros efectos	Siderita, distribución en parches y como envoltorio de granos.



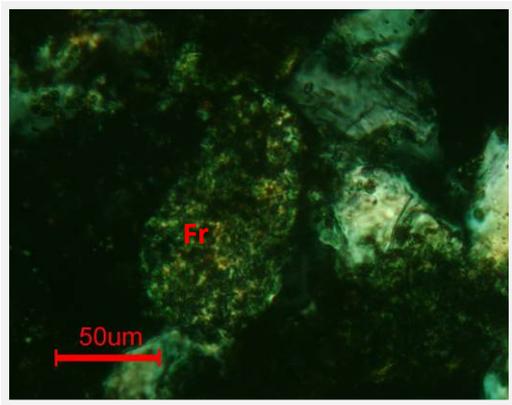
Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Micas: muscovita (M) y biotita (B), trazas de hidrocarburo.



Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Foraminífero aglutinado: textularia (T). Porosidad (Ø) por disolución de granos y matriz. Matriz arcillosa (mar).



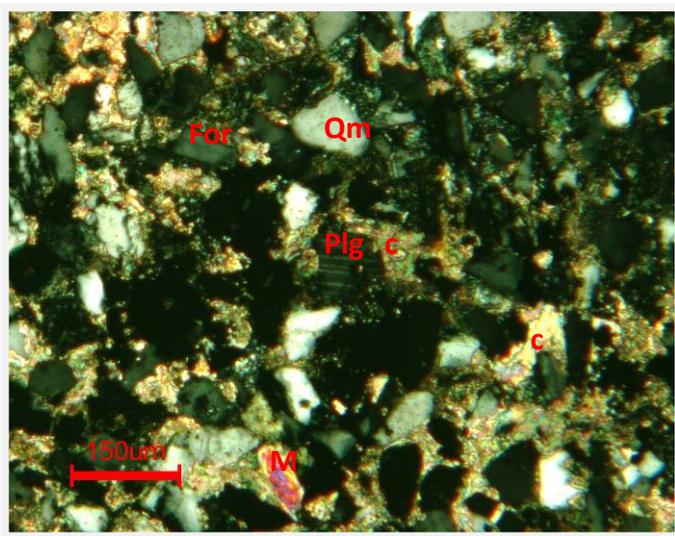
Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Foraminífero bentónico somero: Nonion (N).



Pozo MJ-2. Prof. 7415', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Fragmento de roca (Fr): arcilla.

CAMPO: **Mejillones**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7428'**

POZO: **MJ-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **12**



Pozo MJ-2. Prof. 7428', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), mica muscovita (M), cemento de calcita (c).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	72%
Matriz	2%
Cemento	20%
Porosidad óptica total	6%
Fabrica	Cementada.

B. MATRIZ

Abundancia	2%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	20%
Composición:	Calcita, en parte está sideritizada. Se presenta en forma de mosaico.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	77 μ (arena muy fina).
Diámetro máximo	308 μ (arena media) corresponden a granos de cuarzo.
Redondez	Principalmente subredondeados, en parte subangulares y redondeados.
Escogimiento	Muy buen escogimiento.
Contactos	Grano-cemento y tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

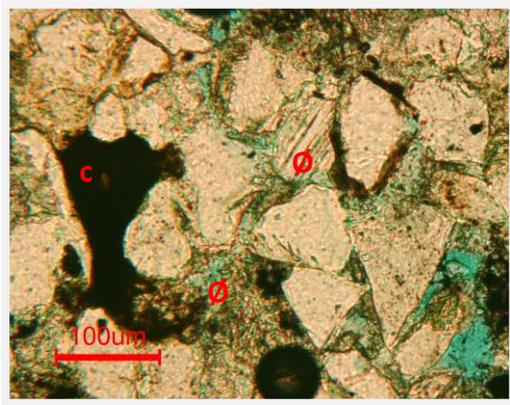
32% Cuarzo (monocristalino)	Inalterados. La mayoría de los cuarzos son monocristalinos con extinción ondulante; aproximadamente un 5% presentan extinción recta. Algunos granos de cuarzo están siendo reemplazados parcial o totalmente por cemento.
0% Cuarzo (policristalino)	
23% Feldespato	Los feldespatos potásicos son los más abundantes en la muestra: la ortosa con un 15 % aprox. y trazas de microclino; el 8% son plagioclasas; alteradas e inalteradas que pueden presentar maclas difusas.
10% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: las más abundantes son fragmentos de chert y un porcentaje muy bajo de fragmentos de arcilla. Algunos fragmentos de rocas se exhiben alterados.
2% Micas	Muscovita cortas y delgadas, fibrosas, pueden observarse alterándose a minerales de arcillas.
4% Glauconita	Color verde, granudas, fragmentos redondeados, intersticial entre los granos y en parte se interdigitiza con el cemento.
1% Min accesorios	Circón, subredondeado.

F. POROSIDAD

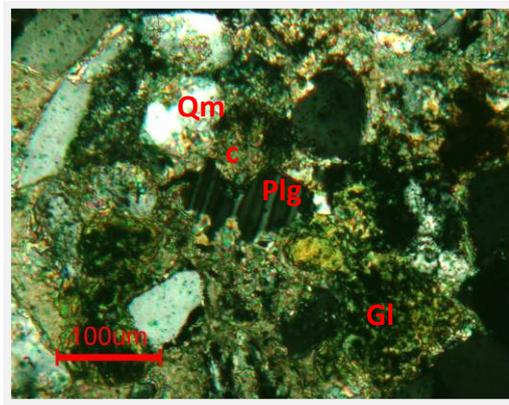
6% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de cemento y de granos. Se observa conectividad entre los poros.
---------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano- cemento.
Deformación de granos dúctiles	De las micas.
Disolución	Cemento, parcial o total de granos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos y muscovita están alterándose a minerales de arcillas.
Otros efectos	Bordes de reacción de los granos de cuarzo y feldespato por calcita inhibe el contacto entre granos. Carga litostática es poca, diagénesis temprana.



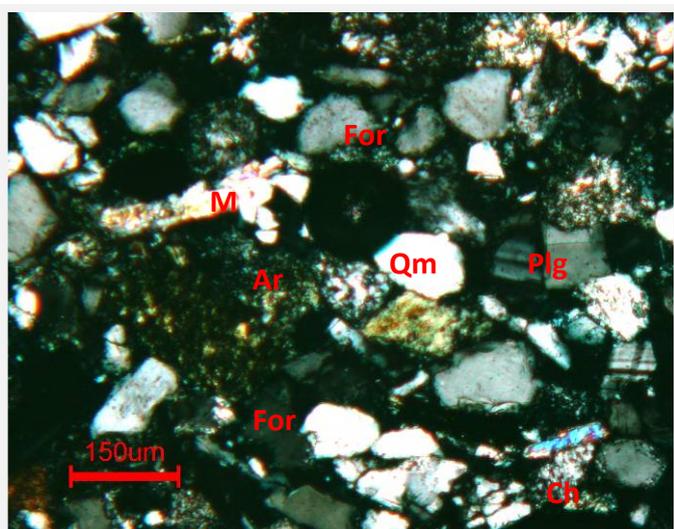
Pozo MJ-2. Prof. 7428', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Cemento siderítico (c). Porosidad (Ø) por disolución de cemento y granos.



Pozo MJ-2. Prof. 7428', Objetivo 20X, Nícoles cruzados. Reemplazo de plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qm) por cemento de calcita (c). Glauconita (Gl).

CAMPO: **Mejillones**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7439'**

POZO: **MJ-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **13**



Pozo MJ-2. Prof. 7439', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Vista de la arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), fragmento de roca: arcilla (Ar) y chert (Ch), feldespato tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), mica muscovita (M) convirtiéndose en illita-esmectita.

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	83,3%
Matriz	9,1%
Cemento	1,3%
Porosidad óptica total	6,3%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	9,1%
Composición: Minerales de arcilla; trazas identificadas de caolinita.	

C. CEMENTO

Abundancia	1,3%
Composición: Siderita microcristalina equigranular. Trazas de cemento silíceo, sobrecrecimiento de cuarzo.	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom	115,50 μ hasta 154,40 μ (arena muy fina a fina).
Diámetro máximo	385 μ (arena media) corresponden a granos de cuarzo.
Redondez	Subangular a subredondeados.
Escogimiento	Buen escogimiento.
Contactos	80% Tangencial, 14% Longitudinal, 6% Grano-matriz, Trazas Cóncavo-convexo.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

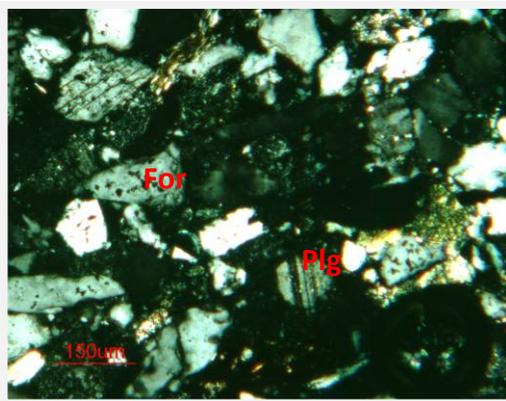
32% Cuarzo (monocristalino)	28% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 4% presentan extinción recta; subangular a subredondeados tendencia general de la muestra, sin embargo, hay algunos redondeados.
3,3% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. Corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales.
26,5% Feldespato	Feldespatos potásicos: 15% ortosa y 2,5% microclino y 9% plagioclasas, alterados e inalterados.
13,6% Fragmento de rocas	Sedimentaria: 6% chert y 6,6% fragmentos de arcilla y 1% fragmentos metamórficos. Subredondeados a redondeados.
4,6% Micas	3,2 % Muscovita cortas y anchas, algunas delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, inalteradas o alteradas parcial o totalmente a illita-esmectita. 1,4% Biotita cortas y anchas, flexadas entre granos, alteradas parcial o totalmente por clorita.
3,3% Glauconita	Verde, intersticial entre los granos, parcialmente alteradas a chamosita. Su origen puede ser el resultado de la alteración de la biotita presente.
TRZ Min accesorios	Circón. Hidrocarburo residual.

F. POROSIDAD

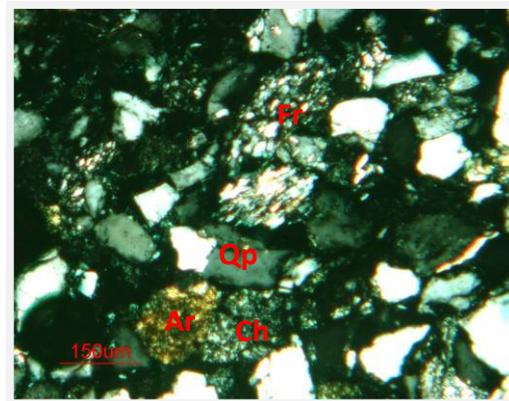
6,3% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de granos. Se observa conectividad entre los poros.
-----------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Media.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	De las micas biotita, muscovita.
Disolución	Disolución de algunos feldespatos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas. Clorita y la glauconita, producto de la alteración de la mica biotita. Glauconita alterándose a chamosita.
Otros efectos	Trazas de sobrecrecimiento de cuarzo.



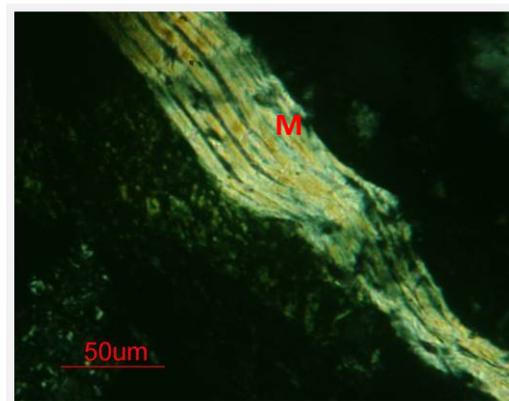
Pozo MJ-2. Prof. 7439', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Feldespatos tipo plagioclasa (Plg) y ortosa (For), subangulares a subredondeados, alterados.



Pozo MJ-2. Prof. 7439', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Cuarzo policristalino (Qp) de 3 subcristales. Fragmentos de rocas: arcilla (Ar), chert (Ch) y posiblemente gneis (Fr).



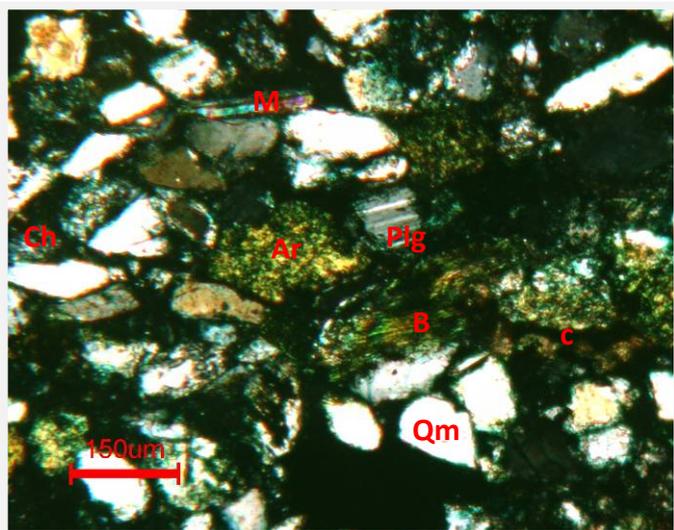
Pozo MJ-2. Prof. 7439', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Matriz arcillosa (mar). Porosidad (Ø) interpartícula, por disolución de matriz y granos.



Pozo MJ-2. Prof. 7439', Objetivo 20X, Nicoles cruzados. Mica (M) muscovita en proceso de illitización.

CAMPO: **Mejillones**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7446'**

POZO: **MJ-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **14**



Pozo MJ-2. Prof. 7446', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Vista de la arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), fragmentos de roca: arcilla (Ar) y chert (Ch), feldespato tipo plagioclasa (Plg), mica muscovita (M) y biotita (B) en proceso de cloritización, cemento (c) siderítico.

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	81,8%
Matriz	0,3%
Cemento	10,6%
Porosidad óptica total	7,3%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	0,3%
Composición: Minerales de arcilla y traza de micrita.	

C. CEMENTO

Abundancia	10,6%
Composición: Siderita microcristalina equigranular. Trazas de cemento silíceo, sobrecrecimiento de cuarzo.	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	115,50 µ (arena muy fina).
Diámetro máximo	308 µ, corresponden a granos de cuarzo y son muy pocos granos con diámetro máximo.
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Buen escogimiento.
Contactos	Tangenciales y pocos longitudinales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

33,2% Cuarzo (monocristalino)	22% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 11,2% presentan extinción recta, la extinción recta es por encima de los 5°.
3,6% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 2% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y 1,6% a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
15% Feldespato	Feldespatos potásicos: 9% ortosa, trazas de microclino y 6% plagioclasas, subangulares y subredondeados, alterados e inalterados.
6% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos.
7% Micas	Muscovita cortas y anchas, fibrosas, con clivaje bien definido. Biotita cortas y anchas, otras largas y delgadas, flexadas, alteradas parcial o totalmente por clorita.
12% Glauconita	Verde, amarillo-verde, granudas e intersticial entre los granos, parcialmente alteradas a chamosita. Su origen puede ser el resultado de la alteración de la biotita presente.
5% Leucoxeno	Principalmente se presenta en forma diseminada y en parte

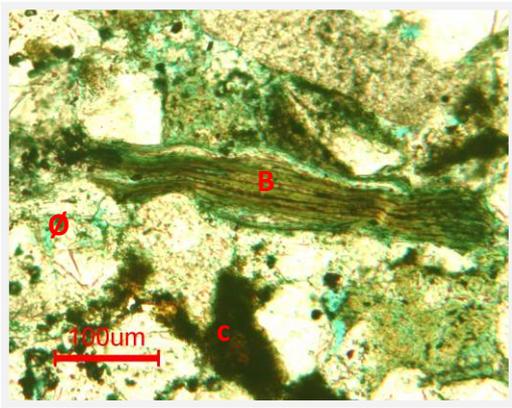
	intersticial entre granos.
TRZ M. accesorios	Circón. Residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado.

F. POROSIDAD

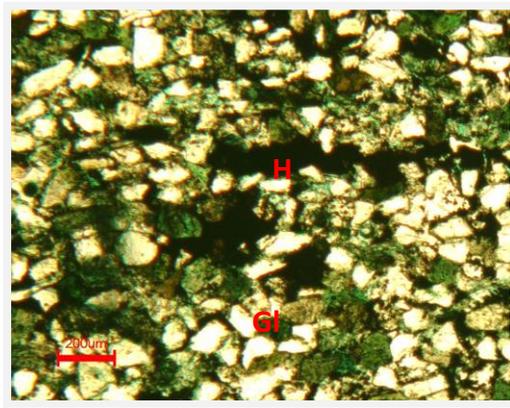
7,3% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de minerales. Se observa conectividad entre los poros.
-----------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

Compactación	Media-baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	Biotita, muscovita y glauconita.
Disolución	Disolución de granos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas. Clorita producto de la alteración de la mica biotita, que además está en proceso de glauconitización. Chamosita como producto de alteración de la glauconita.
Otros efectos	Trazas de sobrecrecimiento de cuarzo.



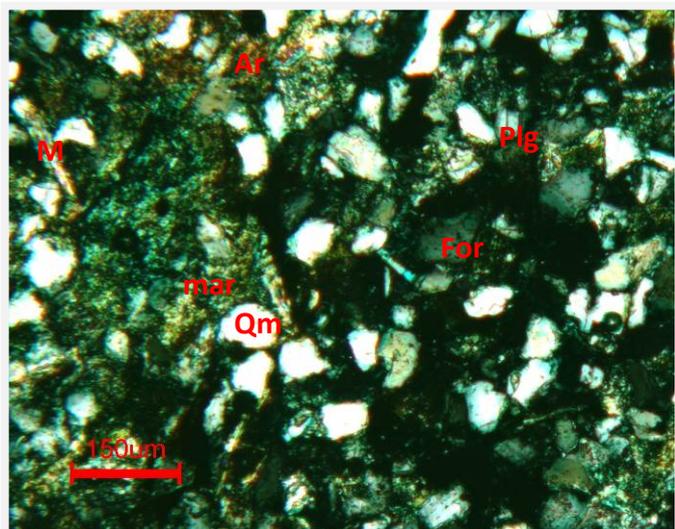
Pozo MJ-2. Prof. 7446', Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Cemento (c) siderita, microcristalina equigranular, amoldándose a los espacios porosos. Biotita (B) en proceso de cloritización, porosidad (Ø) por disolución de grano.



Pozo MJ-2. Prof. 7446', Objetivo 2.5X, Nícoles paralelos. Glauconita (Gl) granudas e intersticial entre los granos. Trazas de hidrocarburo (H).

CAMPO: **Mejillones**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7479'**

POZO: **MJ-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **15**



Pozo MJ-2. Prof. 7479', Objetivo 5X, Nicoles cruzados. Vista de la grauvaca feldespática, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), fragmento de roca: arcilla (Ar), feldespato tipo ortosa (For) y plagioclasa (Plg), mica (M) muscovita, matriz arcillosa (mar).

Clasificación petrográfica:
Grauvaca feldespática

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	53,8%
Matriz	28,3%
Cemento	4,6%
Porosidad óptica total	13,3%
Fabrica	Soportada por matriz.

B. MATRIZ

Abundancia	28,3%
Composición: Minerales de arcilla, en algunas partes esta cloritizada.	

C. CEMENTO

Abundancia	4,6%
Composición: Siderita. En forma intersticial entre los granos.	

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	38,50 µ hasta 77,00 µ (limo a arena muy fina).
Diámetro máximo	No hay tamaño mayor al promedio.
Redondez	Subangular a subredondeado y unos pocos granos redondeados.
Escogimiento	Muy buen escogimiento.
Contactos	Predominantemente grano-matriz y pocos tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

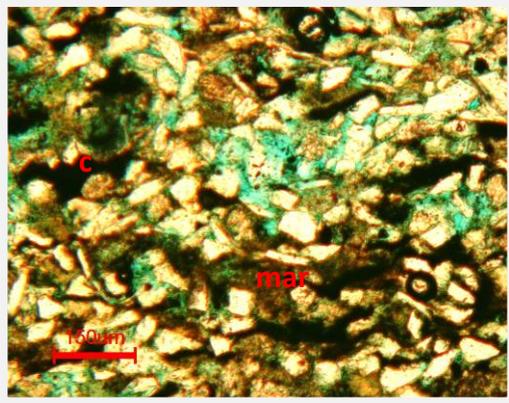
30,6% Cuarzo (monocristalino)	La mayoría inalterados y algunos en proceso de alteración. 25% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 5,6% presentan extinción recta. Algunos granos de cuarzo presentan disolución parcial.
0,6% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. Del porcentaje total, 0,3% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 0,3% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
14,3% Feldespato	11,3% ortosa, trazas de microclino y 3% plagioclasas; los fragmentos se presentan bien preservados y exhiben maclas bien definidas, sin embargo, una fracción de los feldespatos están alterándose.
3% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos.
4,3% Micas	Muscovita cortas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido; también se observan alterándose a minerales de arcillas de tipo illita/esmectita convirtiéndose en unaseudomatrix.
1% Glauconita	Con bordes redondeados, granudas e intersticial.
TRZ Min accesorios	Circón. Residuos de materia orgánica parcialmente piritizada.

F. POROSIDAD

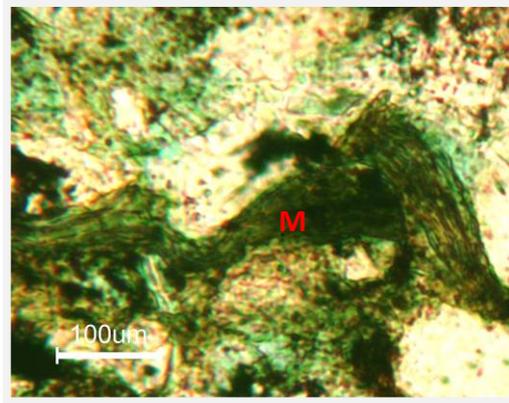
13,3% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de la matriz y en mejor porción de los granos. Se observa conectividad entre los poros.
------------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

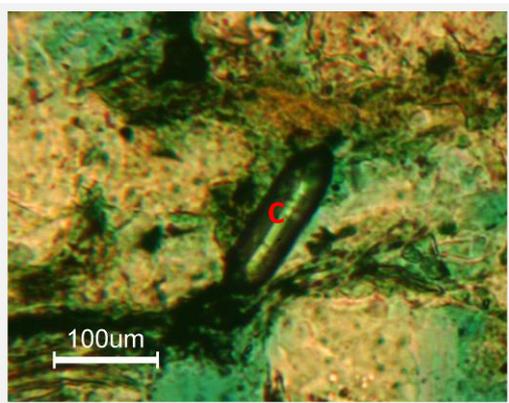
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-matriz. No se observa presión entre granos.
Deformación de granos dúctiles	Muscovita y glauconita.
Disolución	De la matriz y disolución parcial de algunos granos.
Alteración	Una fracción de los feldespatos están alterándose a minerales de arcillas y la muscovita alterándose a minerales de arcillas de tipo illita-esmectita.



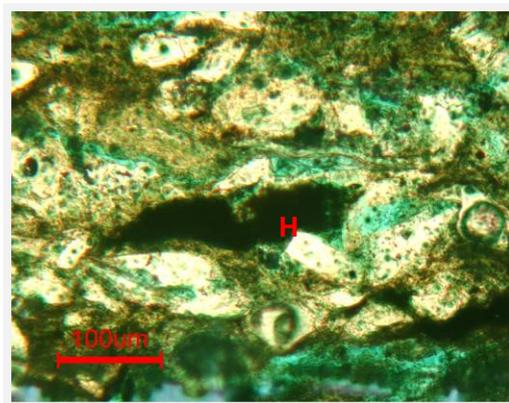
Pozo MJ-2. Prof. 7479', Objetivo 5X, Nicoles paralelos. Cemento (c) siderita, intersticial. Matriz arcillosa (mar).



Pozo MJ-2. Prof. 7479', Objetivo 10X, Nicoles paralelos. Mica (M) muscovita alterándose y convirtiéndose en seudomatriz.



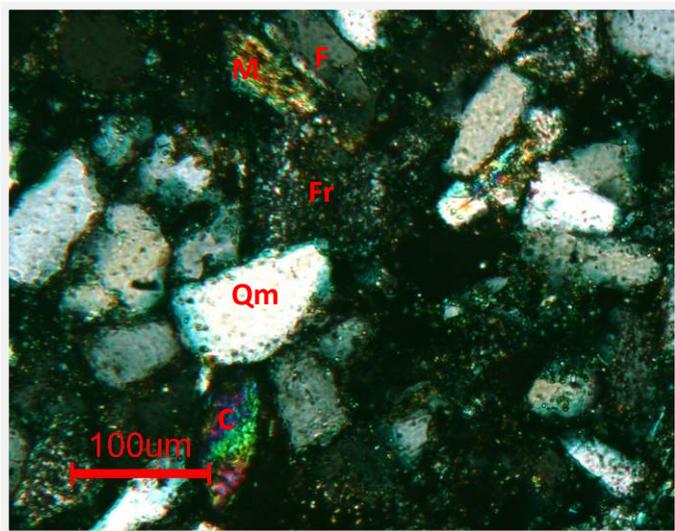
Pozo MJ-2. Prof. 7479', Objetivo 10X, Nicoles paralelos. Circón (C).



Pozo MJ-2. Prof. 7479', Objetivo 10X, Nicoles paralelos. Traza de hidrocarburo (H) parcialmente piritizado.

CAMPO: **Río Caribe**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7845'**

POZO: **RC-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **16**



Pozo RC-2. Prof. 7845', Objetivo 10X, Nicoles cruzados. Vista de la arcosa, mostrando fragmentos subangulares a subredondeados, alterados, de cuarzo monocristalino (Qm), fragmento de roca (Fr): chert, feldspato (F) tipo ortosa, mica (M) alterándose a illita-esmectita y circón (C).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	77%
Matriz	3%
Cemento	9%
Porosidad óptica total	6%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	3%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	9%
Composición:	Siderita. microcristalina equigranular.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	77 μ (arena muy fina).
Diámetro máximo	770 μ (arena gruesa) corresponde a granos de cuarzo policristalino y monocristalino; existe la presencia de plagioclasa de 577,50 μ (arena gruesa).
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Buen escogimiento con algunos granos de arena gruesa.
Contactos	Tangenciales y pocos longitudinales.

Observación: Se observa lámina de arcilla con clastos de arena, tamaño 62,5 μ (limo-arena muy fina), dichos clastos están alineados en una dirección.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

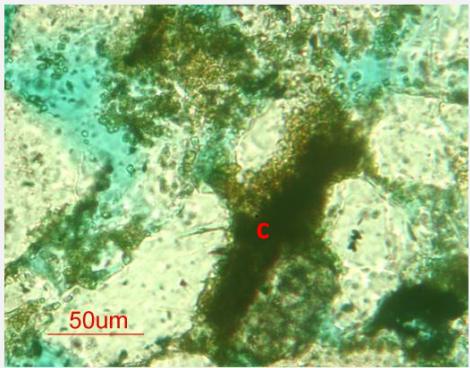
34% Cuarzo (monocristalino)	33% de los cuarzos monocristalinos presentan extinción ondulante; 1% presentan extinción recta. Inalterados.
3% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 1% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 2% a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
16% Feldspato	11% ortosa, 5% plagioclasa y trazas de microclino. Alterados con dificultad de reconocer las maclas e inalterados.
6% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: 5% chert y fragmentos de arcilla y 1% fragmentos metamórficos.
12% Micas	Muscovita (en parte alterándose a illita-esmectita) y biotita (alterándose parcialmente a clorita) cortas, anchas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, flexadas en forma de pseudomatriz.
5% Glauconita	El arreglo que se presenta es nodular, verde con centro marrón.
6% Minerales accesorios	6%: fragmentos esqueléticos y de calcita, en parte sideritizados. Residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado. Leucoxeno.

F. POROSIDAD

6% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de la matriz y granos. Se observa conectividad entre los poros. Las condiciones de la muestra por ser poco consolidada no permiten decir más al respecto.
---------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

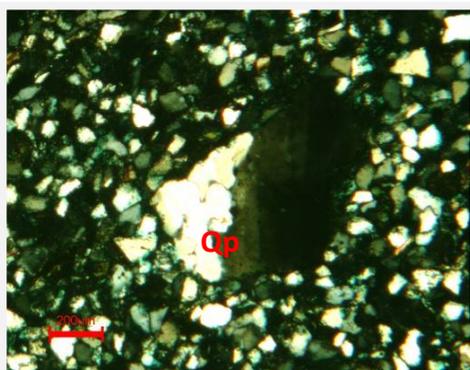
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	De las micas: muscovita y biotita.
Alteración	Una fracción de los feldespatos y muscovita están alterándose a minerales de arcillas. Se reconoce en algunas partes alteraciones de la muscovita en illita-esmectita. Biotita parcialmente alterada a clorita.



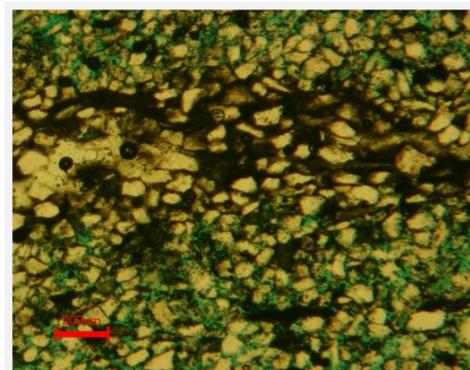
Pozo RC-2. Prof. 7845', Objetivo 20X, Nícoles paralelos. Cemento (c) siderita. microcristalina equigranular, diseminada y como envoltorio de granos.



Pozo RC-2. Prof. 7845', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Fragmento de roca (Fr), textura granolepidoblástica posible gneis.



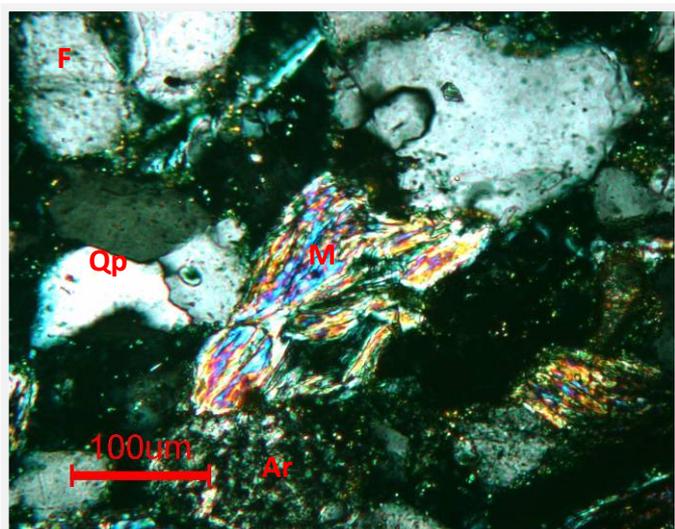
Pozo RC-2. Prof. 7845', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados: Cuarzo policristalino (Qp).



Pozo RC-2. Prof. 7845', Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados: Se observa lámina de arcilla con clastos de arena, tamaños 62,5µ, dichos clastos están alineados en una dirección.

CAMPO: **Río Caribe**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7872'6''**

POZO: **RC-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **17**



Pozo RC-2. Prof. 7872' 6", Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Vista de subarcosa, mostrando granos de cuarzo policristalino (Qp), fragmento de roca: arcilla (Ar), feldespato (F), mica (M) muscovita.

Clasificación petrográfica:
Subarcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	81%
Matriz	3%
Cemento	4%
Porosidad óptica total	12%
Fabrica	Soportada por granos.

B. MATRIZ

Abundancia	3%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	4%
Composición:	Siderita. microcristalina equigranular, diseminada.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro prom.	77 μ hasta 154,40 μ (arena muy fina a fina).
Diámetro máximo	462 μ (arena media) corresponde a granos de cuarzo.
Redondez	Subangular a subredondeado.
Escogimiento	Moderado a buen escogimiento.
Contactos	Tangenciales.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

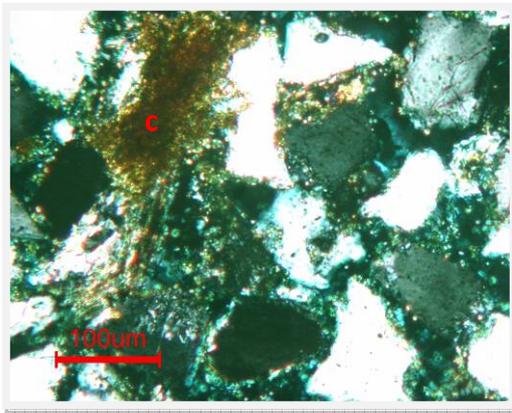
28% Cuarzo (monocristalino)	27% de los cuarzoes monocristalinos presentan extinción ondulante; 1% presentan extinción recta. Inalterados.
10% Cuarzo (policristalino)	Inalterados. 3% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 7% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
10% Feldespato	8% ortosa y 2% son plagioclasas; hay feldespatos que se observan alterados.
5% Fragmentos de rocas	Sedimentaria: 5% chert y fragmentos de arcilla y Trazas de fragmentos metamórficos.
15% Micas	Muscovita y biotita cortas y delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, flexadas. En la muscovita se observan manchas de residuos de hidrocarburo.
6% Glauconita	El arreglo que se presenta es nodular, verde con centro marrón.
7% Minerales accesorios	7%: fragmentos esqueletales y de calcita, en parte sideritizados. Trazas de residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado y se observan que van en una dirección preferencial. Leucoxeno.

F. POROSIDAD

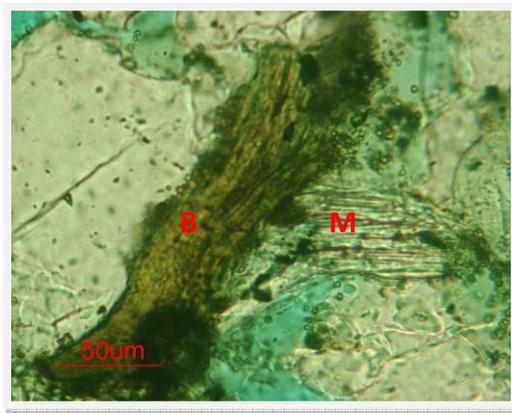
12% Porosidad visual	Primaria: interpartícula y Secundaria: disolución de granos. Las condiciones de la muestra por ser poco consolidada no permiten decir más al respecto.
----------------------	--

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

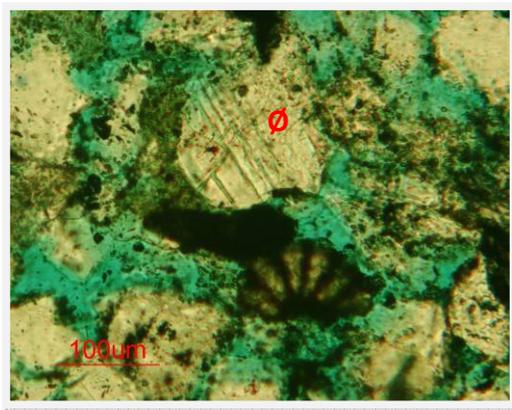
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Tangenciales.
Deformación de granos dúctiles	De las micas: muscovita y biotita.
Alteración	Una fracción de los feldespatos y muscovita están alterándose a minerales de arcillas.



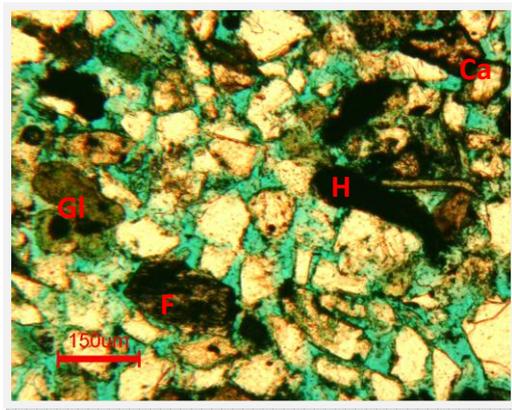
Pozo RC-2. Prof. 7872' 6", Objetivo 10X, Nícoles cruzados. Cemento (c) Siderita, microcristalina, equigranular, intersticial, diseminada.



Pozo RC-2. Prof. 7872' 6", Objetivo 20X, Nícoles paralelos. Mica muscovita (M) y biotita (B).



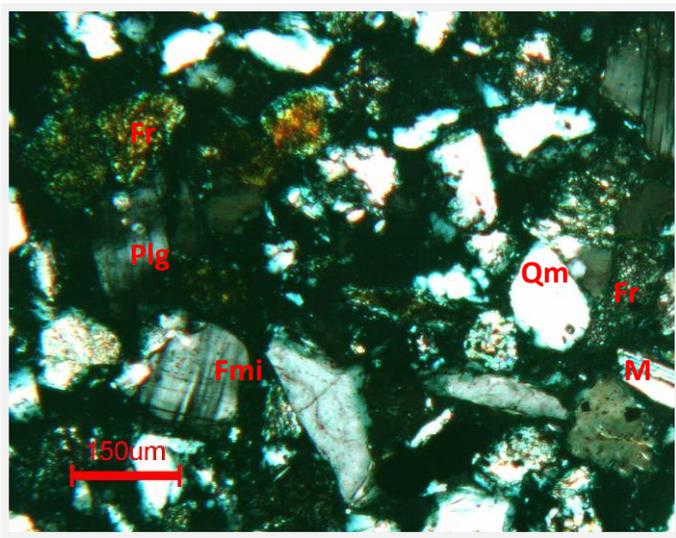
Pozo RC-2. Prof. 7872' 6", Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Porosidad por disolución de granos (Ø).



Pozo RC-2. Prof. 7872' 6", Objetivo 5X, Nícoles paralelos. Feldespato (F) alterado, glauconita (Gl), calcita con borde siderítico (Ca), traza de hidrocarburo parcialmente piritizado (H).

CAMPO: **Rio Caribe**
 PROFUNDIDAD DE LA MUESTRA: **7895'8''**

POZO: **RC-2**
 NÚMERO DE MUESTRA: **18**



Pozo RC-2. Prof. 7895' 8'', Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Vista de arcosa, mostrando granos de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato tipo microclino (Fmi) y plagioclasa (Plg), fragmento de roca (Fr): arcilla y chert y mica: muscovita (M).

Clasificación petrográfica:
Arcosa

A. COMPONENTES BÁSICOS

Clastos	76%
Matriz	3%
Cemento	1%
Porosidad óptica total	20%
Fabrica: Muestra poco consolidadas.	

B. MATRIZ

Abundancia	3%
Composición	Minerales de arcilla.

C. CEMENTO

Abundancia	1%
Composición	Siderita.

D. CARACTERÍSTICA TEXTURAL DE LOS CLASTOS

Diámetro promedio	154,40 µ hasta 231 µ (arena fina).
Diámetro máximo	385 µ (arena media) correspondiente a cuarzo, feldespato, fragmento esquelético y mica.
Redondez	Subangular a subredondeado, principalmente subredondeados.
Escogimiento	Buen escogimiento.
Contactos	Grano-flotante.

E. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

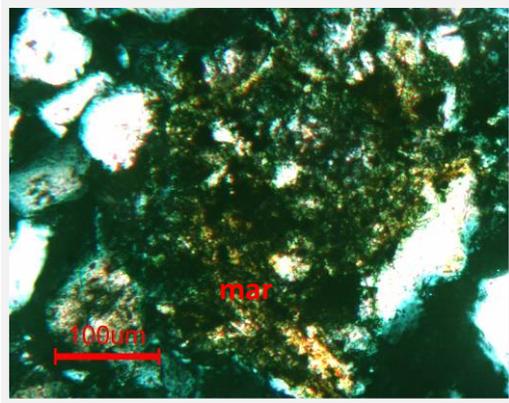
29% Cuarzo (monocristalino)	20% de los cuarzoes monocristalinos presentan extinción ondulante; 9% presentan extinción recta.
7% Cuarzo (policristalino)	2% corresponde a cuarzo policristalino de 2-3 subcristales y un 5% corresponde a granos de cuarzo de 4 o más subcristales.
16% Feldespato	Los feldespatos potásicos: 10% ortosa y 1% de microclino. 5% Plagioclasas; muchos alterándose a minerales de arcillas y se dificulta ver las maclas.
12% Fragmentos de rocas	12% Sedimentaria: chert y fragmentos de arcilla. Trazas de fragmentos metamórficos, posiblemente gneis.
10% Micas	Muscovita cortas, anchas o delgadas, fibrosas, con clivaje bien definido, algunas alterándose a minerales de arcilla.
2% Minerales accesorios	2% Fragmentos esqueléticos. Trazas de residuos de hidrocarburo parcialmente piritizado. Leucoxeno, circón y glauconita.

F. POROSIDAD

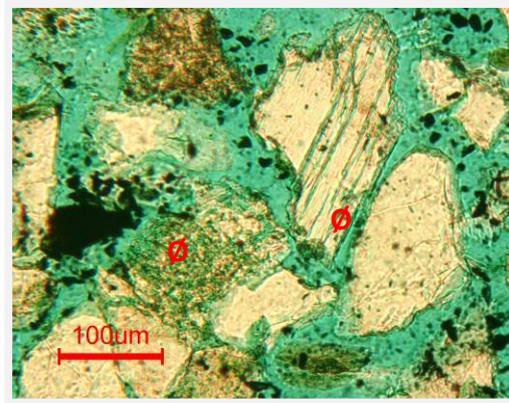
20% Porosidad visual	Secundaria: disolución de granos. Pobres condiciones de la muestra para proporcionar más información.
----------------------	---

G. EFECTOS DIAGENÉTICOS

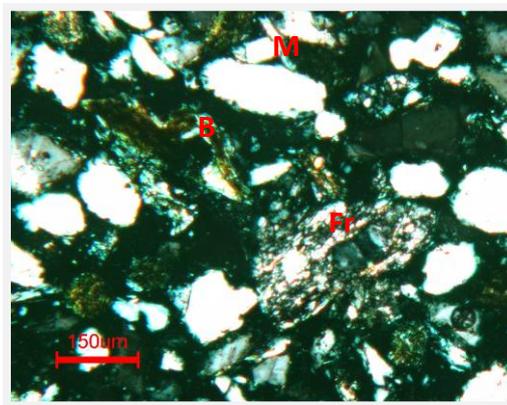
Compactación	Baja.
Tipo de contacto predominante	Grano-flotante.
Deformación de granos dúctiles	Muscovita.
Disolución	Pobres condiciones de la muestra para proporcionar esta información.
Alteración	Feldespatos, cuarzos y muscovita están alterándose a minerales de arcilla.



Pozo RC-2. Prof. 7895' 8", Objetivo 2.5X, Nícoles cruzados. Muestra granos alterados y matriz arcillosa (mar).



Pozo RC-2. Prof. 7895' 8", Objetivo 10X, Nícoles paralelos. Porosidad (Ø) por disolución de granos.



Pozo RC-2. Prof. 7895' 8", Objetivo 5X, Nícoles cruzados. Fragmento de roca (Fr) posible gneis. Mica muscovita (M) y biotita (B) deformada.

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
DR-5																		
Zircon_50_066	626	0,93	0,16671	16,5	0,01729	17,1	0,00086	4,7	0,25	5,5	0,3	17	3	2525	279	5,5	0,3	NA
Zircon_44_059	337	0,44	0,61163	73,1	0,11167	73,3	0,00091	5,5	0,07	5,9	0,3	107	75	4536	2745	5,9	0,3	NA
Zircon_16_026	485	0,35	0,06889	57,6	0,00896	66	0,00094	9,6	0,28	6,1	0,6	9	6	896	1120	6,1	0,6	NA
Zircon_54_071	482	0,9	0,14198	21,4	0,01638	21,9	0,00094	5,3	0,22	6,1	0,3	16	4	2252	370	6,1	0,3	NA
Zircon_08_016	144	0,65	0,35001	27,3	0,04151	28,6	0,00106	8,5	0,3	6,8	0,6	41	12	3707	510	6,8	0,6	NA
Zircon_53_070	339	0,51	0,10844	38,6	0,02246	40,9	0,0015	6,7	0,18	9,7	0,6	23	9	1773	779	9,7	0,6	NA
Zircon_17_027	202	0,26	0,06839	29,2	0,01953	31,8	0,00207	4,3	0,25	13,3	0,5	20	6	880	625	13,3	0,5	NA
Zircon_43_058	410	0,11	0,07843	16,1	0,02657	16,7	0,00246	2,8	0,25	15,8	0,4	27	4	1158	324	15,8	0,4	NA
Zircon_52_069	239	0,62	0,10629	13,6	0,03826	13,9	0,00278	2,9	0,21	17,9	0,5	38	5	1737	248	17,9	0,5	NA
Zircon_25_036	682	0,64	0,06652	9,6	0,03424	9,8	0,00382	2,1	0,2	24,6	0,5	34	3	823	209	24,6	0,5	NA
Zircon_03_010	235	0,51	0,06023	18,4	0,03938	18,6	0,00464	2,6	0,14	29,8	0,8	39	7	612	371	29,8	0,8	NA
Zircon_76_098	515	0,92	0,1149	11,7	0,08282	12	0,00521	2,5	0,21	33,5	0,8	81	9	1878	213	33,5	0,8	NA
Zircon_34_047	191	0,48	0,08777	14,6	0,06848	14,8	0,0056	2,5	0,17	36	0,9	67	10	1377	304	36	0,9	NA
Zircon_13_022	241	0,65	0,0905	11,7	0,069	12	0,00562	2,5	0,22	36,1	0,9	68	8	1436	239	36,1	0,9	NA
Zircon_85_108	517	0,39	0,06491	9,9	0,05362	10,1	0,00603	2,3	0,22	38,8	0,9	53	5	771	208	38,8	0,9	NA
Zircon_55_072	215	0,45	0,0798	11,7	0,06669	12	0,00631	2,5	0,21	41	1	66	8	1192	223	41	1	NA
Zircon_15_024	900	0,32	0,05592	6,1	0,0497	6,4	0,00648	1,9	0,28	41,6	0,8	49	3	449	142	41,6	0,8	NA
Zircon_70_090	143	0,7	0,0944	21,5	0,18039	23,8	0,01386	3,5	0,29	89	3	168	37	1516	410	89	3	NA
Zircon_91_116	535	0,7	0,05993	7,8	0,13133	8,3	0,01729	2,7	0,32	111	3	125	10	601	165	111	3	NA
Zircon_11_020	841	0,63	0,06275	9,1	0,15908	9,3	0,01875	2	0,21	120	2	150	13	700	204	120	2	NA
Zircon_67_087	501	0,11	0,06179	8,2	0,15346	9,4	0,01901	4,6	0,49	121	6	145	13	667	168	121	6	NA
Zircon_51_068	787	0,59	0,052	6,1	0,13772	6,4	0,01925	1,7	0,27	123	2	131	8	285	135	123	2	NA
Zircon_07_015	231	0,3	0,06377	17,9	0,17283	19,2	0,01966	2,5	0,19	125	3	162	29	734	407	125	3	NA
Zircon_66_086	2090	0,4	0,0493	4,7	0,16167	5	0,02384	1,8	0,36	152	3	152	7	162	103	152	3	NA
Zircon_99_125	357	0,68	0,05185	6,7	0,18096	7	0,02534	1,8	0,26	161	3	169	11	279	147	161	3	NA
Zircon_80_102	341	1,47	0,05421	6,4	0,19315	6,6	0,02604	1,7	0,25	166	3	179	11	380	141	166	3	NA
Zircon_59_077	198	0,72	0,06227	7,1	0,22374	7,4	0,02637	2	0,27	168	3	205	14	683	146	168	3	NA
Zircon_92_117	403	0,68	0,04956	5,3	0,18117	5,5	0,02648	1,7	0,31	168	3	169	9	174	114	168	3	NA
Zircon_36_050	1020	1,03	0,05117	5,3	0,18702	5,6	0,02649	1,7	0,31	169	3	174	9	248	117	169	3	NA
Zircon_47_063	368	0,56	0,05351	5,5	0,19639	5,8	0,02677	1,8	0,31	170	3	182	10	350	120	170	3	NA
Zircon_35_048	415	0,91	0,05063	5	0,18905	5,3	0,02717	1,6	0,31	173	3	176	9	224	115	173	3	NA
Zircon_12_021	88	0,63	0,07681	7,6	0,29102	7,8	0,02789	2,1	0,27	177	4	259	18	1116	159	177	4	NA

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_14_023	155	0,95	0,06579	7,1	0,25407	7,3	0,02799	1,8	0,24	178	3	230	15	800	155	178	3	NA
Zircon_28_040	49	0,65	0,07936	11,7	0,31956	12	0,0295	2,7	0,22	187	5	282	30	1181	230	187	5	NA
Zircon_27_039	206	0,88	0,05352	5,8	0,22531	6	0,03081	1,7	0,29	196	3	206	11	351	132	196	3	NA
Zircon_45_060	999	0,27	0,05048	4,6	0,23221	4,8	0,0333	1,5	0,31	211	3	212	9	217	103	211	3	NA
Zircon_01_008	1821	0,3	0,05362	5,7	0,25594	5,9	0,03466	1,5	0,26	220	3	231	12	355	118	220	3	NA
Zircon_87_111	142	0,89	0,0599	6,8	0,28808	7	0,03516	1,6	0,24	223	4	257	16	600	145	223	4	NA
Zircon_84_107	818	0,24	0,04969	4,7	0,25072	5	0,03655	1,8	0,36	231	4	227	10	181	104	231	4	NA
Zircon_29_041	196	0,47	0,06044	5,7	0,31004	6	0,03701	1,6	0,27	234	4	274	14	619	126	234	4	NA
Zircon_98_124	112	0,11	0,05738	9,4	0,29468	10,1	0,03725	2,1	0,26	236	5	262	23	506	202	236	5	NA
Zircon_72_093	420	0,87	0,05231	4,9	0,26961	5,2	0,03741	1,6	0,3	237	4	242	11	299	109	237	4	NA
Zircon_49_065	294	0,91	0,05288	4,7	0,28265	5,1	0,03887	1,8	0,35	246	4	253	11	324	105	246	4	NA
Zircon_33_046	841	0,38	0,05028	4,6	0,2725	4,9	0,03934	1,7	0,35	249	4	245	11	208	106	249	4	NA
Zircon_02_009	217	0,82	0,04529	5,5	0,28304	5,8	0,04549	1,7	0,29	287	5	253	13	-5	108	287	5	NA
Zircon_06_014	1216	0,03	0,05461	5,4	0,34836	6	0,04627	1,9	0,39	292	6	303	16	396	125	292	6	NA
Zircon_30_042	438	0,39	0,05502	4,7	0,36359	5	0,04818	1,6	0,32	303	5	315	14	413	108	303	5	27
Zircon_78_100	526	0,98	0,05194	4,6	0,3491	4,9	0,04881	1,6	0,33	307	5	304	13	283	103	307	5	-8
Zircon_77_099	224	1,2	0,05344	5,4	0,3613	5,6	0,04889	1,7	0,29	308	5	313	15	348	119	308	5	11
Zircon_62_081	778	0,84	0,05136	4,5	0,35035	4,8	0,04945	1,6	0,34	311	5	305	13	257	99	311	5	-21
Zircon_94_119	180	1,01	0,0539	5,1	0,36794	5,3	0,04979	1,6	0,31	313	5	318	15	367	110	313	5	15
Zircon_100_126	349	0,42	0,05122	4,8	0,37908	5,1	0,05358	1,7	0,34	336	6	326	14	251	114	336	6	-34
Zircon_93_118	266	0,23	0,05466	4,8	0,43226	5,6	0,05693	2,7	0,49	357	10	365	17	398	105	357	10	10
Zircon_57_075	149	0,17	0,06216	5,7	0,58076	6,2	0,06616	2,3	0,38	413	9	465	23	680	118	-	-	39
Zircon_10_018	417	0,75	0,06131	4,6	0,61758	4,9	0,07316	1,5	0,32	455	7	488	19	650	103	455	7	30
Zircon_75_096	510	0,3	0,05466	4,5	0,5743	4,8	0,07601	1,5	0,32	472	7	461	18	398	99	472	7	-19
Zircon_48_064	136	0,73	0,05747	4,9	0,72852	5,1	0,09198	1,6	0,3	567	9	556	22	510	104	567	9	-11
Zircon_31_044	304	0,58	0,06717	6,7	0,89888	7	0,09844	1,7	0,25	605	10	651	33	843	144	605	10	28
Zircon_58_076	125	0,84	0,06089	4,9	0,82484	5,1	0,0987	1,5	0,29	607	9	611	24	635	101	607	9	4
Zircon_40_054	102	0,7	0,06214	4,9	0,86118	5,2	0,10048	1,6	0,31	617	9	631	24	679	102	617	9	9
Zircon_37_051	176	0,14	0,06151	4,7	0,8668	5	0,1024	1,5	0,3	628	9	634	23	657	99	628	9	4
Zircon_73_094	393	0,25	0,06182	4,7	0,95767	6,1	0,10261	3,9	0,64	630	24	682	30	668	98	630	24	6
Zircon_90_114	443	0,34	0,05972	4,4	0,86383	4,7	0,10492	1,5	0,33	643	9	632	22	593	92	643	9	-8
Zircon_42_057	617	0,09	0,06441	4,5	0,98181	4,9	0,10857	2	0,41	664	13	695	25	755	90	664	13	12
Zircon_22_033	944	0,15	0,06702	4,5	1,06200	5	0,11264	2,2	0,43	688	14	735	26	838	94	688	14	18

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_41_056	1057	0,23	0,06003	4,4	0,93996	4,7	0,11352	1,6	0,33	693	10	673	23	605	93	693	10	-15
Zircon_82_105	358	0,13	0,06902	4,7	1,3979	5,1	0,141	2	0,39	850	16	888	30	899	94	850	16	5
Zircon_19_029	1106	0,16	0,0707	4,4	1,4777	4,7	0,15158	1,7	0,37	910	15	921	28	949	90	949	90	4
Zircon_04_011	458	0,2	0,06869	4,5	1,4733	4,8	0,15393	1,9	0,39	923	16	919	29	889	96	889	96	-4
Zircon_89_113	1353	0,07	0,07435	4,4	1,6012	4,8	0,15595	1,9	0,39	934	16	971	30	1051	87	1051	87	11
Zircon_69_089	96	0,42	0,07442	5,1	1,6289	5,4	0,15837	1,6	0,3	948	14	981	34	1053	99	1053	99	10
Zircon_46_062	462	0,4	0,07042	4,6	1,5426	4,9	0,15868	1,5	0,31	949	14	948	30	941	92	941	92	-1
Zircon_63_082	263	0,41	0,07737	4,5	1,7139	5	0,16098	2,2	0,45	962	20	1014	32	1131	89	1131	89	15
Zircon_32_045	237	0,48	0,07062	4,5	1,5834	4,7	0,16277	1,5	0,32	972	14	964	29	946	92	946	92	-3
Zircon_21_032	1192	0,14	0,07079	4,4	1,6287	4,7	0,16666	1,6	0,34	994	15	981	29	951	91	951	91	-5
Zircon_56_074	479	0,59	0,07175	4,6	1,6548	4,8	0,16726	1,5	0,32	997	14	991	31	979	90	979	90	-2
Zircon_26_038	265	0,43	0,07303	4,6	1,6933	4,9	0,1686	1,6	0,33	1004	15	1006	31	1015	94	1015	94	1
Zircon_18_028	516	0,2	0,07178	4,4	1,7057	4,6	0,1721	1,5	0,32	1024	14	1011	30	980	86	980	86	-4
Zircon_81_104	4844	0,67	0,07302	4,5	1,7411	4,7	0,17322	1,5	0,33	1030	15	1024	30	1015	88	1015	88	-1
Zircon_05_012	265	0,36	0,07648	4,5	1,9028	4,7	0,18038	1,5	0,32	1069	15	1082	31	1108	93	1108	93	4
Zircon_60_078	157	0,26	0,0736	4,5	1,8522	4,7	0,18161	1,5	0,32	1076	15	1064	31	1031	87	1031	87	-4
Zircon_95_120	591	0,48	0,07226	4,4	1,8289	4,6	0,18214	1,5	0,33	1079	15	1056	30	993	85	993	85	-9
Zircon_71_092	305	0,7	0,07559	4,5	1,9053	4,8	0,18251	1,7	0,35	1081	17	1083	32	1084	86	1084	86	0
Zircon_83_106	361	0,32	0,07257	4,5	1,8937	4,8	0,18953	1,8	0,38	1119	18	1079	32	1002	90	-	-	-12
Zircon_38_052	298	0,74	0,07648	4,4	2,0451	4,6	0,19379	1,5	0,33	1142	16	1131	32	1108	85	1108	85	-3
Zircon_64_083	680	0,18	0,0866	4,4	2,3223	4,7	0,19407	1,7	0,35	1143	18	1219	33	1352	81	1352	81	15
Zircon_96_122	448	0,25	0,06953	4,5	1,935	4,8	0,20156	1,6	0,33	1184	17	1093	32	915	89	-	-	-29
Zircon_88_112	160	2,53	0,09187	4,5	2,717	4,9	0,21492	2,1	0,43	1255	24	1333	37	1465	84	1465	84	14
Zircon_61_080	462	0,54	0,08921	4,5	2,9377	4,7	0,2381	1,5	0,32	1377	19	1392	36	1409	83	1409	83	2
Zircon_39_053	97	0,69	0,08862	4,6	2,9713	4,8	0,24294	1,6	0,32	1402	20	1400	37	1396	85	1396	85	0
Zircon_86_110	1286	0,29	0,09278	4,3	3,1596	4,6	0,24605	1,6	0,34	1418	20	1447	36	1483	80	1483	80	4
Zircon_65_084	366	0,58	0,09699	4,4	3,4079	4,7	0,25395	1,6	0,34	1459	21	1506	37	1567	79	1567	79	7
Zircon_79_101	101	0,65	0,0919	4,5	3,3901	4,8	0,26742	1,5	0,32	1528	21	1502	37	1465	83	1465	83	-4
Zircon_09_017	82	0,51	0,09768	4,5	3,7893	4,8	0,28246	1,6	0,32	1604	22	1590	39	1580	82	1580	82	-2
Zircon_23_034	141	0,7	0,10943	4,4	4,6213	4,6	0,30558	1,6	0,34	1719	24	1753	39	1790	80	1790	80	4
Zircon_24_035	229	0,7	0,11718	4,5	5,4169	4,7	0,33538	1,5	0,32	1864	25	1888	40	1914	81	1914	81	3
Zircon_74_095	562	0,55	0,11897	4,3	5,5609	4,6	0,33903	1,5	0,33	1882	25	1910	40	1941	75	1941	75	3
Zircon_97_123	178	0,49	0,10573	4,4	5,1319	4,7	0,35061	1,5	0,32	1938	25	1841	40	1727	80	-	-	-12

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
DR-7																		
Zircon_12_021	143	0,5	0,26974	33,4	0,04556	37,7	0,00122	13,9	0,53	8	1	45	17	3305	736	8	1	NA
Zircon_97_123	126	0,3	0,17048	21,7	0,03136	23,5	0,00133	6,8	0,36	8,6	0,6	31	7	2562	370	8,6	0,6	NA
Zircon_64_083	323	0,7	0,1897	34,6	0,0369	45,8	0,00141	14,2	0,88	9	1	37	17	2740	706	9	1	NA
Zircon_75_096	186	0,6	0,1245	19,1	0,06327	21,6	0,00369	4,9	0,37	24	1	62	13	2022	334	24	1	NA
Zircon_23_034	410	0,3	0,06297	5,2	0,03462	5,4	0,004	1,5	0,29	25,7	0,4	35	2	707	109	25,7	0,4	NA
Zircon_31_044	206	0,5	0,06642	7,4	0,04748	8	0,00518	1,9	0,29	33,3	0,6	47	4	820	142	33,3	0,6	NA
Zircon_42_057	409	0,5	0,05118	4,4	0,05014	4,6	0,00718	1,4	0,31	46,1	0,6	50	2	249	94	46,1	0,6	NA
Zircon_44_059	703	0,5	0,05721	14	0,06273	16	0,00795	4,5	0,35	51	2	62	10	500	281	51	2	NA
Zircon_84_107	159	0,9	0,06025	4,5	0,08825	4,7	0,01069	1,5	0,32	69	1	86	4	613	90	69	1	NA
Zircon_37_051	155	0,5	0,0647	8,6	0,09878	9,1	0,01107	1,8	0,2	71	1	96	8	765	166	71	1	NA
Zircon_35_048	217	0,6	0,05207	5	0,08636	5,2	0,01211	1,3	0,26	78	1	84	4	288	103	78	1	NA
Zircon_66_086	388	0,2	0,06324	7,5	0,19924	8,3	0,02285	2,2	0,34	146	3	184	14	716	156	146	3	NA
Zircon_11_020	3232	1,7	0,06301	1,7	0,20195	2,4	0,02321	1,7	0,72	148	3	187	4	709	35	148	3	NA
Zircon_36_050	160	0,8	0,05913	5,4	0,21243	5,6	0,02645	1,4	0,25	168	2	196	10	572	106	168	2	NA
Zircon_07_015	342	1	0,05833	2,9	0,21485	3,2	0,02679	1,3	0,41	170	2	198	6	542	61	170	2	NA
Zircon_73_094	954	0,6	0,05079	1,6	0,18637	2	0,02672	1,2	0,61	170	2	174	3	231	34	170	2	NA
Zircon_52_069	148	0,7	0,05548	10,7	0,20799	11,5	0,02719	1,7	0,28	173	3	192	20	432	222	173	3	NA
Zircon_06_014	261	0,6	0,05968	3,2	0,22622	3,5	0,02759	1,3	0,38	175	2	207	7	592	66	175	2	NA
Zircon_14_023	148	0,7	0,05772	7	0,22097	7,7	0,02776	1,5	0,32	177	3	203	14	519	153	177	3	NA
Zircon_92_117	99	0,6	0,06068	4,1	0,23143	4,4	0,02778	1,4	0,34	177	3	211	8	628	83	177	3	NA
Zircon_10_018	279	0,6	0,05395	2,5	0,21361	2,8	0,02885	1,2	0,46	183	2	197	5	369	53	183	2	NA
Zircon_61_080	205	0,4	0,05603	5,3	0,22187	5,9	0,02872	1,3	0,35	183	2	203	11	453	113	183	2	NA
Zircon_82_105	191	0,9	0,07091	9,6	0,30212	9,8	0,02887	1,8	0,19	183	3	268	23	955	185	183	3	NA
Zircon_80_102	178	0,3	0,07113	4,9	0,27779	5,4	0,02959	2,3	0,43	188	4	249	12	961	92	188	4	NA
Zircon_98_124	537	1,1	0,0514	2,1	0,21177	2,5	0,03003	1,4	0,54	191	3	195	4	259	46	191	3	NA
Zircon_30_042	466	0,6	0,05262	2,1	0,22535	2,4	0,03111	1,2	0,49	197	2	206	5	312	44	197	2	NA
Zircon_74_095	1958	0,6	0,05563	1,5	0,27265	2,1	0,03571	1,4	0,68	226	3	245	5	438	31	226	3	NA
Zircon_77_099	411	1,5	0,0539	1,9	0,26555	2,3	0,03578	1,2	0,53	227	3	239	5	367	40	227	3	NA
Zircon_99_125	250	0,6	0,05539	3,1	0,28601	3,6	0,03758	1,7	0,47	238	4	255	8	428	66	238	4	NA
Zircon_09_017	640	0,6	0,05302	1,7	0,30542	2,1	0,04187	1,2	0,59	264	3	271	5	330	36	264	3	NA
Zircon_39_053	585	0,5	0,05476	1,9	0,34474	2,3	0,04575	1,3	0,55	288	4	301	6	402	39	288	4	NA
Zircon_34_047	266	0,6	0,06313	2	0,42032	2,4	0,04824	1,3	0,55	304	4	356	7	713	39	-	-	57

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb* ±%	±%	207Pb* ±%	±%	206Pb* ±%	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_22_033	211	0,9	0,05582	2,3	0,37126	2,6	0,04838	1,3	0,49	305	4	321	7	445	50	305	4	31
Zircon_17_027	192	0,9	0,05692	2,3	0,38243	2,6	0,04886	1,3	0,5	308	4	329	7	488	50	308	4	37
Zircon_93_118	228	0,8	0,05753	2,1	0,38782	2,5	0,04894	1,3	0,51	308	4	333	7	512	44	308	4	40
Zircon_67_087	176	0,6	0,06105	5,7	0,43001	6,5	0,05108	1,4	0,41	321	4	363	20	641	120	-	-	50
Zircon_51_068	142	0,6	0,0601	3	0,43827	3,2	0,05307	1,3	0,4	333	4	369	10	607	60	-	-	45
Zircon_81_104	102	0,5	0,07128	4,4	0,52582	4,8	0,05485	2	0,41	344	7	429	17	965	83	-	-	64
Zircon_59_077	204	0,3	0,05316	2,3	0,4051	2,6	0,05533	1,2	0,48	347	4	345	8	336	50	347	4	-3
Zircon_83_106	343	0,1	0,05467	2,1	0,44448	2,6	0,05897	1,4	0,56	369	5	373	8	399	43	369	5	8
Zircon_78_100	133	1	0,06099	2,4	0,56289	2,7	0,06729	1,4	0,49	420	5	453	10	639	47	-	-	34
Zircon_03_010	284	1	0,05584	1,8	0,53431	2,2	0,06958	1,3	0,59	434	5	435	8	446	37	434	5	3
Zircon_72_093	490	0,3	0,05696	1,6	0,56022	2,1	0,0715	1,3	0,63	445	6	452	8	490	32	445	6	9
Zircon_04_011	371	0,6	0,05686	1,7	0,58021	2,1	0,07394	1,2	0,59	460	6	465	8	486	35	460	6	5
Zircon_16_026	182	0,5	0,05887	1,9	0,6794	2,3	0,08375	1,2	0,54	518	6	526	9	562	41	518	6	8
Zircon_20_030	580	0,3	0,05855	1,5	0,68769	2	0,08536	1,2	0,63	528	6	531	8	550	32	528	6	4
Zircon_18_028	192	0,7	0,05842	1,9	0,70205	2,3	0,08741	1,3	0,56	540	7	540	10	546	41	540	7	1
Zircon_65m_084	524	0,1	0,06516	1,5	0,79284	2	0,08781	1,3	0,66	543	7	593	9	780	31	-	-	30
Zircon_68m_088	134	0,5	0,06123	1,9	0,77236	2,2	0,09161	1,2	0,55	565	7	581	10	647	39	565	7	13
Zircon_26_038	266	0,2	0,05846	2,2	0,75347	3,3	0,0917	2,4	0,74	566	13	570	14	547	43	566	13	-3
Zircon_53_070	256	0,7	0,0631	1,8	0,81087	2,2	0,09327	1,2	0,57	575	7	603	10	712	35	575	7	19
Zircon_91_116	175	0,6	0,06291	2,2	0,80487	2,6	0,09349	1,3	0,51	576	7	600	12	705	44	576	7	18
Zircon_56_074	56	0,7	0,06332	3	0,82461	3,4	0,0947	1,6	0,47	583	9	611	15	719	60	583	9	19
Zircon_47_063	213	0,4	0,05991	3,2	0,80551	3,8	0,09751	1,2	0,54	600	7	600	17	600	65	600	7	0
Zircon_54_071	59	0,2	0,06844	2,6	0,92874	3	0,09876	1,4	0,49	607	8	667	14	882	51	-	-	31
Zircon_32_045	268	0,2	0,06111	1,7	0,83331	2,1	0,099	1,3	0,62	609	8	615	10	643	33	609	8	5
Zircon_76_098	157	0,4	0,06331	1,8	0,88896	2,3	0,10248	1,3	0,59	629	8	646	11	719	36	629	8	13
Zircon_94_119	24	0,6	0,06688	3,9	1,0055	4,3	0,10858	1,7	0,41	664	11	707	22	834	77	664	11	20
Zircon_38_052	214	0,4	0,07141	1,4	1,4834	2	0,15093	1,4	0,7	906	12	924	12	969	26	969	26	7
Zircon_71_092	135	1,2	0,07204	1,5	1,3954	2,1	0,1406	1,4	0,67	848	11	887	12	987	28	987	28	14
Zircon_21_032	229	0,7	0,07304	1,5	1,6539	2	0,16477	1,3	0,68	983	12	991	12	1015	29	1015	29	3
Zircon_33_046	134	0,5	0,07334	1,9	1,7315	2,2	0,17148	1,2	0,55	1020	12	1020	14	1023	34	1023	34	0
Zircon_05_012	140	0,5	0,07342	1,6	1,6544	2	0,16368	1,2	0,6	977	11	991	13	1026	31	1026	31	5
Zircon_90_114	121	0,6	0,0737	1,8	1,5939	2,2	0,15688	1,4	0,62	939	12	968	14	1033	33	1033	33	9
Zircon_13_022	110	0,3	0,075	1,8	1,5051	2,1	0,14619	1,2	0,56	880	10	932	13	1069	35	1069	35	18

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_55_072	211	0,4	0,07538	1,5	1,6295	2	0,15707	1,4	0,67	940	12	982	13	1079	30	1079	30	13
Zircon_70_090	146	0,7	0,07555	1,8	1,3714	2,8	0,13248	2,2	0,77	802	16	877	16	1082	34	1082	34	26
Zircon_08_016	462	0,3	0,07558	1,4	1,8387	1,8	0,17651	1,2	0,66	1048	12	1059	12	1084	26	1084	26	3
Zircon_46_062	604	0,1	0,07789	1,3	1,8500	1,8	0,1725	1,2	0,66	1026	11	1063	12	1144	25	1144	25	10
Zircon_79_101	43	0,4	0,07791	2,6	1,7459	2,9	0,16331	1,4	0,47	975	13	1026	19	1145	47	1145	47	15
Zircon_57_075	86	0,4	0,078	1,9	1,7266	2,3	0,16133	1,4	0,59	964	12	1018	15	1147	36	1147	36	16
Zircon_45_060	127	0,4	0,07867	1,7	1,9868	2,2	0,18356	1,4	0,64	1086	14	1111	15	1164	31	1164	31	7
Zircon_19_029	437	0,1	0,07896	1,4	2,1676	1,8	0,19927	1,2	0,67	1171	13	1171	13	1171	26	1171	26	0
Zircon_49_065	205	0,2	0,08044	1,4	2,0080	2	0,18122	1,4	0,7	1074	14	1118	14	1208	26	1208	26	11
Zircon_58_076	235	1,2	0,08118	1,4	2,0269	2,2	0,1815	1,7	0,76	1075	16	1125	15	1226	27	1226	27	12
Zircon_02_009	70	1,1	0,08464	1,8	2,6948	2,2	0,23131	1,3	0,59	1341	16	1327	16	1307	33	1307	33	-3
Zircon_95_120	237	0,2	0,08587	1,4	2,4479	2,1	0,20621	1,6	0,74	1209	17	1257	15	1335	26	1335	26	9
Zircon_28_040	173	0,4	0,0873	1,4	2,7779	1,8	0,23098	1,2	0,67	1340	15	1350	14	1367	24	1367	24	2
Zircon_01_008	67	0,4	0,08781	1,8	2,4633	2,4	0,20338	1,6	0,67	1193	17	1261	17	1378	32	1378	32	13
Zircon_100_126	260	0,5	0,09001	1,4	2,6415	2	0,2128	1,4	0,7	1244	16	1312	15	1426	27	1426	27	13
Zircon_27_039	100	0,3	0,09221	1,6	2,5576	2,2	0,20146	1,4	0,67	1183	16	1289	16	1472	27	1472	27	20
Zircon_86_110	151	0,8	0,09373	1,5	3,2187	2	0,24922	1,3	0,67	1434	17	1462	15	1503	26	1503	26	5
Zircon_62_081	541	0,2	0,09492	1,3	3,2833	1,9	0,24968	1,3	0,7	1437	17	1477	15	1526	24	1526	24	6
Zircon_96_122	146	0,4	0,0949	1,4	3,4587	1,9	0,26449	1,2	0,65	1513	16	1518	15	1526	25	1526	25	1
Zircon_25_036	636	0,5	0,09665	1,3	3,6407	1,8	0,27338	1,3	0,7	1558	18	1558	15	1560	22	1560	22	0
Zircon_24_035	86	0,3	0,09708	1,4	3,7758	2	0,2822	1,3	0,68	1602	19	1588	16	1569	24	1569	24	-2
Zircon_15_024	530	0,3	0,10096	1,3	3,6718	1,8	0,26385	1,2	0,68	1510	17	1565	14	1642	24	1642	24	8
Zircon_43_058	256	0,7	0,10111	1,5	3,5675	2,2	0,25553	1,6	0,72	1467	21	1542	17	1645	26	1645	26	11
Zircon_40_054	590	0,1	0,10119	2	2,3516	3,1	0,16855	2	0,75	1004	19	1228	22	1646	37	1646	37	39
Zircon_69_089	553	1	0,10229	1,4	3,6881	1,8	0,26129	1,2	0,66	1496	16	1569	15	1666	24	1666	24	10
Zircon_88_112	408	0,6	0,10398	1,4	3,9365	2,3	0,27259	1,8	0,79	1554	25	1621	19	1696	25	1696	25	8
Zircon_50_066	96	0,4	0,10662	1,4	3,2451	2,3	0,22006	1,7	0,77	1282	20	1468	18	1742	25	1742	25	26
Zircon_87_111	89	0,3	0,10756	1,6	2,7827	2,2	0,18766	1,5	0,68	1109	15	1351	16	1758	28	1758	28	37
Zircon_41_056	190	0,8	0,10771	1,5	4,5377	2,1	0,30479	1,4	0,68	1715	21	1738	17	1761	26	1761	26	3
Zircon_29_041	176	0,6	0,1113	1,4	4,8175	1,9	0,31415	1,3	0,68	1761	20	1788	16	1821	22	1821	22	3
Zircon_85_108	256	0,9	0,11408	1,3	4,3295	1,8	0,27526	1,3	0,7	1567	18	1699	15	1865	22	1865	22	16
Zircon_48_064	347	0,5	0,13414	1,3	4,0436	2	0,21882	1,5	0,75	1276	18	1643	16	2153	22	2153	22	41
Zircon_63_082	193	0,4	0,13728	1,4	6,5687	2	0,34703	1,4	0,7	1920	24	2055	18	2193	25	2193	25	12

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb* ±%	±%	207Pb* ±%	±%	206Pb* ±%	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb* err	235U	err	238U	err			238U (Ma)	(Ma)	235U (Ma)	(Ma)	206Pb* (Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_60_078	609	0,4	0,21319	1,3	8,5231	1,9	0,28945	1,4	0,73	1639	20	2288	17	2930	21	2930	21	44
PA-3																		
Zircon_69_089	2167	1,43	0,07526	4,8	0,00761	5,1	0,00075	1,3	0,39	4,8	0,1	8	0,4	1075	97	4,8	0,1	NA
Zircon_63_082	886	0,9	0,08544	16,6	0,01032	18	0,00088	2,3	0,38	5,6	0,1	10	2	1326	350	5,6	0,1	NA
Zircon_64_083	726	0,75	0,09349	22,3	0,01226	24,3	0,00095	3,2	0,32	6,1	0,2	12	3	1498	489	6,1	0,2	NA
Zircon_97_123	578	0,67	0,12048	56,2	0,01693	57,6	0,00102	5,9	0,14	6,6	0,4	17	10	1963	1213	6,6	0,4	NA
Zircon_10_018	348	0,96	0,14994	10,3	0,02652	12	0,00128	3,9	0,31	8,3	0,3	27	3	2345	175	8,3	0,3	NA
Zircon_06_014	253	0,71	0,12662	15,3	0,03212	18,6	0,00184	5,4	0,53	11,8	0,7	32	6	2052	277	11,8	0,7	NA
Zircon_82_105	366	0,28	0,06294	12,2	0,0249	13	0,00287	2,4	0,25	18,5	0,5	25	3	706	281	18,5	0,5	NA
Zircon_09_017	484	0,73	0,04607	37,7	0,0192	43,2	0,00302	4	0,52	19,5	0,8	19	8	1	596	19,5	0,8	NA
Zircon_28_040	99	0,54	0,1097	13,3	0,05115	14,1	0,00338	3,6	0,27	21,8	0,7	51	7	1794	232	21,8	0,7	NA
Zircon_17_027	234	0,62	0,09489	85,3	0,06874	112,8	0,00525	13,7	0,78	34	5	68	74	1526	1524	34	5	NA
Zircon_41_056	260	0,69	0,09446	96,6	0,07058	106,4	0,00542	15,1	0,29	35	5	69	71	1517	1709	35	5	NA
Zircon_19_029	1700	0,07	0,11918	15,3	0,09663	16,3	0,00588	4,3	0,27	38	2	94	15	1944	260	38	2	NA
Zircon_67_087	347	0,66	0,06472	15,2	0,08976	16,4	0,01006	2	0,44	65	1	87	14	765	341	65	1	NA
Zircon_90_114	1026	0,81	0,04989	2,8	0,08418	3,1	0,01226	1,2	0,4	78,6	1	82	2	190	67	78,6	1	NA
Zircon_46_062	364	0,62	0,05503	3,5	0,15136	3,7	0,02003	1,3	0,35	128	2	143	5	413	77	128	2	NA
Zircon_74_095	117	0,66	0,05761	12,9	0,18556	13,7	0,02336	1,8	0,31	149	3	173	22	515	293	149	3	NA
Zircon_60_078	249	0,64	0,06224	3,6	0,2029	3,8	0,02372	1,3	0,34	151	2	188	7	682	78	151	2	NA
Zircon_83_106	617	0,51	0,05187	5,5	0,17878	6,2	0,025	1,3	0,44	159	2	167	10	280	130	159	2	NA
Zircon_42_057	224	0,9	0,05632	4,3	0,20472	4,5	0,0261	1,3	0,28	166	2	189	8	465	89	166	2	NA
Zircon_52_069	476	0,6	0,05192	6,3	0,19066	7	0,02663	1,3	0,38	169	2	177	11	282	142	169	2	NA
Zircon_65m_084	186	0,88	0,06426	6,5	0,24394	6,7	0,02771	1,7	0,25	176	3	222	13	750	131	176	3	NA
Zircon_76_098	252	0,96	0,05452	3,7	0,20837	3,9	0,02787	1,3	0,34	177	2	192	7	393	86	177	2	NA
Zircon_77_099	172	0,97	0,06097	3,3	0,23342	3,6	0,02788	1,3	0,36	177	2	213	7	638	74	177	2	NA
Zircon_14_023	138	1,07	0,05743	6	0,22149	6	0,0281	1,2	0,21	179	2	203	11	508	123	179	2	NA
Zircon_08_016	153	0,88	0,07499	4,7	0,29777	4,9	0,0287	1,5	0,3	182	3	265	11	1068	92	182	3	NA
Zircon_15_024	151	0,58	0,05524	4,9	0,22374	5,1	0,02953	1,4	0,27	188	3	205	9	422	103	188	3	NA
Zircon_49_065	1455	0,44	0,05109	2	0,214	2,3	0,03043	1,2	0,51	193	2	197	4	245	45	193	2	NA
Zircon_95_120	232	0,97	0,05576	2,9	0,28376	3,3	0,03718	1,6	0,49	235	4	254	7	443	61	235	4	NA
Zircon_20_030	144	0,93	0,05922	3,5	0,31835	3,7	0,03906	1,3	0,34	247	3	281	9	575	72	247	3	NA
Zircon_80_102	767	0,4	0,05158	2,2	0,28771	2,5	0,04043	1,2	0,49	255	3	257	6	267	52	255	3	NA
Zircon_07_015	416	0,6	0,05368	2,6	0,30296	2,8	0,04093	1,2	0,42	259	3	269	7	358	56	259	3	NA

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_54_071	664	0,54	0,05733	2,6	0,32741	2,9	0,04105	1,3	0,44	259	3	288	7	504	56	259	3	NA
Zircon_45_060	276	0,67	0,05608	2,6	0,32129	2,8	0,04165	1,2	0,42	263	3	283	7	456	56	263	3	NA
Zircon_44_059	274	0,95	0,056	2,7	0,32391	3	0,04201	1,2	0,4	265	3	285	7	452	59	265	3	NA
Zircon_21_032	405	0,5	0,05315	2,3	0,31159	2,6	0,04261	1,2	0,47	269	3	275	6	335	50	269	3	NA
Zircon_56_074	168	0,93	0,05585	3,4	0,33313	3,6	0,0435	1,3	0,34	274	3	292	9	446	75	274	3	NA
Zircon_02_009	435	0,64	0,05337	2,3	0,32982	2,6	0,0449	1,2	0,45	283	3	289	7	345	51	283	3	NA
Zircon_35_048	190	0,28	0,05204	7,8	0,32707	8,4	0,04558	2	0,37	287	6	287	21	287	163	287	6	NA
Zircon_94_119	286	0,4	0,05382	11,6	0,36809	14,2	0,0496	3,6	0,68	312	11	318	39	364	246	312	11	14
Zircon_85_108	657	0,55	0,05302	2,1	0,37199	2,5	0,05099	1,3	0,51	321	4	321	7	330	50	321	4	3
Zircon_48_064	599	0,08	0,05346	2,1	0,37977	2,4	0,05163	1,2	0,48	325	4	327	7	348	47	325	4	7
Zircon_25_036	306	1,08	0,06424	15,2	0,4589	16,7	0,05181	2,1	0,34	326	7	383	53	750	311	326	7	57
Zircon_23_034	296	0,98	0,05586	2,7	0,4095	3	0,0531	1,4	0,44	334	4	349	9	447	58	334	4	25
Zircon_62_081	61	0,7	0,04945	6	0,36287	6,2	0,05349	1,5	0,23	336	5	314	17	169	136	336	5	-99
Zircon_68m_088	580	0,42	0,09369	8	0,80609	8,9	0,06616	3,9	0,44	413	16	600	40	1502	150	-	-	73
Zircon_55_072	436	0,38	0,05809	3,7	0,53511	4,4	0,0668	1,4	0,5	417	6	435	16	533	77	417	6	22
Zircon_93_118	462	0,67	0,05583	5,6	0,57736	6,3	0,075	1,3	0,48	466	6	463	24	446	118	466	6	-4
Zircon_22_033	590	0,24	0,06	2,1	0,6479	2,5	0,07799	1,5	0,58	484	7	507	10	604	43	484	7	20
Zircon_61_080	197	0,75	0,06819	2,5	0,79369	2,8	0,08485	1,3	0,48	525	7	593	13	874	52	-	-	40
Zircon_31_044	264	0,47	0,05893	2	0,72701	3	0,08964	1,2	0,45	553	6	555	11	565	47	553	6	2
Zircon_37_051	480	0,59	0,07606	2,7	0,95908	3	0,09044	1,2	0,41	558	7	683	15	1097	50	-	-	49
Zircon_27_039	989	0,57	0,06039	5,2	0,78344	6	0,09409	1,5	0,49	580	9	587	27	618	105	580	9	6
Zircon_73_094	623	0,59	0,06051	2,1	0,79618	2,4	0,09574	1,2	0,51	589	7	595	11	622	45	589	7	5
Zircon_40_054	687	0,22	0,06847	2,8	0,91863	3,5	0,09731	1,6	0,62	599	9	662	17	883	55	599	9	32
Zircon_86_110	429	0,66	0,06209	2,2	0,8626	2,5	0,10095	1,2	0,47	620	7	632	12	677	48	620	7	8
Zircon_87_111	182	0,39	0,06279	2,3	0,94003	2,5	0,10884	1,2	0,46	666	7	673	13	701	50	666	7	5
Zircon_11_020	566	0,5	0,06186	2	0,98047	2,3	0,115	1,2	0,52	702	8	694	12	669	41	702	8	-5
Zircon_91_116	8289	0,15	0,07197	7,9	1,23639	8,8	0,1246	1,6	0,58	757	12	817	49	985	152	757	12	23
Zircon_24_035	1054	0,63	0,06949	1,9	1,219	2,4	0,12706	1,3	0,56	771	10	809	13	913	38	771	10	16
Zircon_29_041	389	0,84	0,07154	1,9	1,467	2,3	0,14884	1,2	0,54	894	10	917	14	973	37	973	37	8
Zircon_75_096	140	0,37	0,07172	2,3	1,5819	2,6	0,15959	1,2	0,48	954	11	963	16	978	47	978	47	2
Zircon_18_028	109	0,91	0,0725	2,2	1,6419	2,5	0,16443	1,2	0,49	981	11	986	16	1000	42	1000	42	2
Zircon_33_046	150	0,88	0,07254	2,3	1,7711	2,6	0,17695	1,2	0,47	1050	12	1035	17	1001	42	1001	42	-5
Zircon_47_063	186	0,47	0,07299	2	1,7626	2,3	0,17501	1,2	0,5	1040	11	1032	15	1014	40	1014	40	-3

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb* ±%	±%	207Pb* ±%	±%	206Pb* ±%	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age (Ma)	±	disc. (%)
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_34_047	150	0,96	0,07372	2,2	1,7746	2,5	0,17454	1,2	0,46	1037	11	1036	16	1034	41	1034	41	0
Zircon_51_068	150	0,41	0,07451	2,3	1,6682	2,6	0,16231	1,3	0,48	970	11	997	16	1055	45	1055	45	8
Zircon_84_107	227	0,31	0,07471	2,1	1,6972	2,4	0,16468	1,3	0,53	983	12	1007	16	1061	43	1061	43	7
Zircon_53_070	245	0,53	0,07529	2,1	1,937	2,4	0,18705	1,2	0,51	1105	12	1094	16	1076	41	1076	41	-3
Zircon_59_077	312	0,69	0,07614	8,1	1,65238	8,8	0,15739	1,6	0,29	942	14	990	56	1099	167	1099	167	14
Zircon_13_022	110	0,26	0,07668	2	2,0582	3	0,19402	1,3	0,5	1143	13	1135	18	1113	43	1113	43	-3
Zircon_36_050	757	0,77	0,07708	1,9	1,8442	2,2	0,17348	1,2	0,54	1031	11	1061	15	1123	35	1123	35	8
Zircon_72_093	83	0,65	0,07737	2,2	2,1095	2,5	0,19772	1,3	0,5	1163	14	1152	18	1131	44	1131	44	-3
Zircon_81_104	221	1,34	0,07749	2,1	1,9212	2,4	0,17977	1,1	0,48	1066	11	1088	16	1134	42	1134	42	6
Zircon_71_092	95	0,52	0,07777	2,3	2,0872	2,6	0,19473	1,2	0,47	1147	13	1145	18	1139	47	1139	47	-1
Zircon_70_090	275	0,56	0,07816	2	2,1875	2,3	0,20294	1,2	0,51	1191	13	1177	16	1151	40	1151	40	-3
Zircon_78_100	155	0,86	0,07822	2,2	1,802	2,5	0,1673	1,2	0,49	997	11	1046	16	1152	45	1152	45	13
Zircon_50_066	263	0,26	0,07827	2	2,1053	2,3	0,19496	1,2	0,5	1148	12	1151	16	1154	39	1154	39	1
Zircon_57_075	107	0,38	0,0788	2,1	2,0068	2,5	0,18469	1,4	0,54	1093	14	1118	17	1167	41	1167	41	6
Zircon_98_124	251	0,45	0,07993	2	2,0822	2,3	0,18886	1,1	0,49	1115	12	1143	16	1195	37	1195	37	7
Zircon_58_076	213	0,53	0,08027	2	2,4422	2,3	0,22049	1,1	0,5	1284	13	1255	17	1204	39	1204	39	-7
Zircon_03_010	106	0,5	0,08095	2,1	1,7979	2,5	0,16106	1,2	0,5	963	11	1045	16	1220	40	1220	40	21
Zircon_05_012	321	0,48	0,08198	1,9	2,6691	2,2	0,23589	1,1	0,52	1365	14	1320	16	1245	36	1245	36	-10
Zircon_04_011	232	0,83	0,08345	2,6	1,9793	3	0,17292	1,4	0,46	1028	13	1108	20	1280	50	1280	50	20
Zircon_43_058	516	0,33	0,08692	1,9	2,6392	2,4	0,21912	1,4	0,6	1277	16	1312	17	1359	36	1359	36	6
Zircon_26_038	251	0,43	0,08886	2,1	2,0386	4,7	0,16545	4,2	0,89	987	39	1128	32	1401	38	1401	38	30
Zircon_96_122	459	0,28	0,09248	1,9	2,8395	2,3	0,22162	1,3	0,56	1290	15	1366	17	1477	35	1477	35	13
Zircon_66_086	113	0,49	0,09432	2,1	3,5946	2,5	0,27688	1,3	0,51	1576	18	1548	20	1515	40	1515	40	-4
Zircon_88_112	160	0,58	0,09467	2	3,6105	2,3	0,27633	1,2	0,52	1573	17	1552	19	1522	39	1522	39	-3
Zircon_89_113	365	0,62	0,09496	1,9	3,1716	2,3	0,24213	1,3	0,56	1398	17	1450	18	1527	38	1527	38	8
Zircon_99_125	298	0,61	0,09609	1,9	3,6826	2,3	0,27775	1,2	0,51	1580	16	1568	18	1550	35	1550	35	-2
Zircon_79_101	182	0,52	0,1023	2,2	3,0663	2,6	0,21728	1,4	0,54	1267	16	1424	20	1666	42	1666	42	24
Zircon_01_008	159	0,64	0,10251	1,9	4,3234	2,3	0,30581	1,2	0,51	1720	17	1698	19	1670	35	1670	35	-3
Zircon_100_126	108	0,64	0,10892	1,9	4,8079	2,3	0,32041	1,2	0,54	1792	19	1786	19	1781	34	1781	34	-1
Zircon_12_021	99	0,66	0,11814	2,1	6,0986	2,4	0,3741	1,2	0,52	2049	22	1990	21	1928	35	1928	35	-6
Zircon_92_117	139	0,79	0,11892	2,1	5,9978	2,4	0,36572	1,2	0,5	2009	20	1976	21	1940	37	1940	37	-4
Zircon_32_045	61	1,25	0,125	2,1	6,4785	2,4	0,37571	1,2	0,49	2056	21	2043	21	2029	35	2029	35	-1
Zircon_30_042	66	0,72	0,13541	4,3	5,39665	5,7	0,28906	2,1	0,63	1637	30	1884	49	2169	72	2169	72	25

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb* ±%	±%	207Pb* ±%	±%	206Pb* ±%	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_38_052	547	0,17	0,14762	1,9	7,3724	2,2	0,36325	1,1	0,5	1998	19	2158	19	2319	30	2319	30	14
Zircon_39_053	344	0,67	0,17902	1,9	11,662	2,2	0,47193	1,1	0,51	2492	23	2578	21	2644	30	2644	30	6
Zircon_16_026	544	0,49	0,23305	2,6	2,0255	2,9	0,06223	1,3	0,45	389	5	1124	20	3073	39	-	-	87
PAS-1																		
Zircon_41_056	1927	1,8	0,12873	14,2	0,01298	14,4	0,00082	2,4	0,17	5,3	0,1	13	2	2081	212	5,3	0,1	NA
Zircon_75_096	622	0,9	0,11543	24,6	0,0137	27	0,00086	5,8	0,23	5,5	0,3	14	4	1887	472	5,5	0,3	NA
Zircon_95_120	522	0,7	0,18534	25,6	0,02212	27,5	0,00087	6,9	0,26	5,6	0,4	22	6	2701	485	5,6	0,4	NA
Zircon_83_106	344	0,6	0,13108	33,4	0,01961	37,9	0,00108	7,4	0,33	7	0,5	20	7	2112	692	7	0,5	NA
Zircon_100_126	112	0,7	0,66471	22,1	0,09778	23,8	0,00176	8,5	0,37	11,3	1	95	21	4656	313	11,3	1	NA
Zircon_77_099	724	0,3	0,08269	11,2	0,02741	11,4	0,00248	2	0,18	16	0,3	27	3	1262	212	16	0,3	NA
Zircon_06_014	534	0,5	0,0666	8,4	0,03972	8,7	0,0044	2	0,24	28,3	0,6	40	3	825	153	28,3	0,6	NA
Zircon_05_012	449	0,5	0,05903	18,1	0,04314	19,6	0,0053	2,8	0,26	34,1	1	43	8	568	345	34,1	1	NA
Zircon_85_108	450	1	0,07965	15,2	0,05869	15,3	0,00558	1,8	0,12	35,9	0,6	58	9	1188	296	35,9	0,6	NA
Zircon_84_107	226	0,9	0,08567	14,2	0,06738	14,4	0,00581	2,6	0,18	37,3	1	66	9	1331	269	37,3	1	NA
Zircon_86_110	695	0,4	0,06018	7,6	0,04818	7,9	0,00585	2,1	0,25	37,6	0,8	48	4	610	167	37,6	0,8	NA
Zircon_61_080	630	0,7	0,09505	11,2	0,08882	11,4	0,00698	2,1	0,18	44,8	1	86	9	1529	200	44,8	1	NA
Zircon_24_035	155	0,6	0,0597	11,2	0,07176	11,5	0,00874	2,4	0,2	56	1	70	8	593	247	56	1	NA
Zircon_45_060	491	1,1	0,07681	7,6	0,11387	8	0,01103	2,3	0,29	71	2	109	8	1116	129	71	2	NA
Zircon_94_119	113	0,6	0,08986	10,2	0,26786	10,5	0,02096	2,2	0,21	134	3	241	23	1423	199	134	3	NA
Zircon_20_030	317	0,6	0,05438	5,3	0,16419	5,6	0,02202	1,7	0,3	140	2	154	8	387	109	140	2	NA
Zircon_92_117	156	0,5	0,06688	7,3	0,20142	7,5	0,02251	1,8	0,23	143	3	186	13	834	153	143	3	NA
Zircon_72_093	485	1	0,05364	4,2	0,183	4,5	0,02496	1,6	0,35	159	2	171	7	356	89	159	2	NA
Zircon_50_066	194	0,7	0,05416	15,3	0,18902	17,2	0,02531	3,2	0,43	161	5	176	28	378	278	161	5	NA
Zircon_71_092	304	0,4	0,05424	4,4	0,19055	4,7	0,02556	1,6	0,34	163	3	177	8	381	94	163	3	NA
Zircon_07_015	191	0,6	0,05852	5,9	0,21088	6,2	0,02632	1,7	0,27	167	3	194	11	549	112	167	3	NA
Zircon_47_063	287	1	0,05633	4,1	0,20244	4,4	0,02618	1,6	0,36	167	3	187	7	465	76	167	3	NA
Zircon_12_021	221	0,4	0,0573	4,4	0,21064	4,7	0,02692	1,6	0,34	171	3	194	8	503	89	171	3	NA
Zircon_28_040	442	0,8	0,05713	4,1	0,2156	4,4	0,02753	1,7	0,4	175	3	198	8	497	89	175	3	NA
Zircon_23_034	82	0,4	0,07163	8,6	0,26722	8,8	0,02771	2	0,23	176	3	240	19	975	177	176	3	NA
Zircon_58_076	289	1	0,05554	5	0,21063	5,2	0,02763	1,6	0,31	176	3	194	9	434	103	176	3	NA
Zircon_60_078	120	0,9	0,06555	6,3	0,24758	6,6	0,02779	2	0,3	177	3	225	13	792	124	177	3	NA
Zircon_44_059	93	0,5	0,07894	9,2	0,31965	9,4	0,02891	1,9	0,2	184	3	282	23	1171	154	184	3	NA
Zircon_16_026	738	0,3	0,05342	3,5	0,26355	3,8	0,03583	1,5	0,4	227	3	238	8	347	72	227	3	NA

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb		207Pb*		207Pb*		Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_57_075	329	1,3	0,05777	4,2	0,31549	4,5	0,03933	1,7	0,38	249	4	278	11	521	85	249	4	NA
Zircon_43_058	358	0,7	0,05519	3,3	0,29888	3,6	0,03949	1,5	0,42	250	4	266	8	420	62	250	4	NA
Zircon_29_041	450	0,5	0,05248	3,5	0,29266	3,8	0,04052	1,5	0,39	256	4	261	9	306	80	256	4	NA
Zircon_09_017	308	0,7	0,05378	3,8	0,30513	4,1	0,04159	1,6	0,37	263	4	270	10	362	79	263	4	27
Zircon_35_048	286	0,3	0,056	3,9	0,37066	4,2	0,0481	1,6	0,37	303	5	320	12	452	87	303	5	33
Zircon_21_032	206	1,5	0,05816	3,9	0,39782	4,3	0,0497	1,7	0,4	313	5	340	12	536	78	313	5	42
Zircon_38_052	114	1,2	0,06084	4,4	0,42379	4,7	0,05065	1,7	0,36	319	5	359	14	634	95	319	5	50
Zircon_91_116	510	0,5	0,05796	3,8	0,41722	4,1	0,05207	1,6	0,39	327	5	354	12	528	83	327	5	38
Zircon_18_028	341	0,8	0,05419	3,2	0,39304	3,5	0,05266	1,5	0,41	331	5	337	10	379	66	331	5	13
Zircon_63_082	1240	0,3	0,05813	3	0,42095	3,4	0,05287	1,6	0,47	332	5	357	10	535	62	332	5	38
Zircon_51_068	1693	0,8	0,05358	3	0,39311	3,4	0,05322	1,7	0,49	334	6	337	10	353	57	334	6	5
Zircon_56_074	573	0,4	0,05387	3,9	0,39476	4,2	0,05368	1,6	0,38	337	5	338	12	366	82	337	5	8
Zircon_25_036	454	0,3	0,06323	5,4	0,52554	5,6	0,06082	1,5	0,28	381	6	429	20	716	114	-	-	47
Zircon_52_069	818	0,1	0,05776	2,9	0,58853	3,3	0,07394	1,5	0,46	460	7	470	12	521	59	460	7	12
Zircon_55_072	203	0,2	0,06094	3,5	0,62562	3,8	0,07434	1,5	0,39	462	7	493	15	637	71	462	7	27
Zircon_34_047	208	0,1	0,05703	3,5	0,60066	3,8	0,07634	1,5	0,4	474	7	478	14	493	76	474	7	4
Zircon_67_087	360	0,6	0,05812	3	0,6095	3,5	0,07645	1,8	0,5	475	8	483	13	534	62	475	8	11
Zircon_01_008	629	0,6	0,05604	2,9	0,60197	3,2	0,07812	1,4	0,45	485	7	478	12	454	55	485	7	-7
Zircon_10_018	85	1,7	0,06564	4,8	0,72428	5,1	0,08234	1,8	0,35	510	9	553	22	795	91	510	9	36
Zircon_11_020	694	0,1	0,05897	2,7	0,72279	3,1	0,08886	1,5	0,48	549	8	552	13	566	54	549	8	3
Zircon_15_024	132	0,9	0,06281	3,8	0,77814	4,1	0,09022	1,5	0,38	557	8	584	18	702	73	557	8	21
Zircon_48_064	207	0,6	0,06789	3,6	0,86357	4	0,09093	1,8	0,44	561	9	632	19	865	63	-	-	35
Zircon_37_051	220	0,3	0,06062	3,2	0,8011	3,5	0,09603	1,6	0,44	591	9	597	16	626	68	591	9	6
Zircon_49_065	148	0,3	0,06522	3,9	0,88099	4,2	0,09799	1,6	0,38	603	9	642	20	781	70	603	9	23
Zircon_40_054	485	0,2	0,06144	2,8	0,87918	3,1	0,10412	1,5	0,46	639	9	641	15	655	51	639	9	2
Zircon_78_100	431	0,3	0,06354	2,8	0,95782	3,5	0,1096	2	0,57	670	13	682	17	726	56	670	13	8
Zircon_89_113	287	0,3	0,06422	3,2	1,0126	3,8	0,11402	2,1	0,54	696	14	710	19	749	63	696	14	7
Zircon_68_088	671	0,3	0,07179	4,5	1,2412	5	0,12424	2,1	0,43	755	15	819	28	980	87	755	15	23
Zircon_13_022	128	0,3	0,06901	3,4	1,4753	3,9	0,15516	1,9	0,48	930	16	920	24	899	65	899	65	-3
Zircon_31_044	575	0,4	0,07107	2,7	1,5831	3,2	0,16125	1,6	0,51	964	14	964	20	959	55	959	55	-1
Zircon_22_033	208	0,4	0,07239	2,8	1,6647	3,2	0,1665	1,5	0,46	993	13	995	20	997	52	997	52	0
Zircon_62_081	500	0,3	0,07405	2,7	1,8175	3,1	0,17821	1,5	0,5	1057	15	1052	20	1043	50	1043	50	-1
Zircon_04_011	211	1	0,0741	2,9	2,0758	3,5	0,20321	2	0,56	1193	22	1141	24	1044	50	-	-	14

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_33_046	237	0,4	0,07441	2,8	1,7229	3,2	0,16806	1,5	0,47	1001	14	1017	20	1053	56	1053	56	5
Zircon_88_112	190	0,4	0,07476	2,9	1,7427	3,2	0,16938	1,5	0,46	1009	14	1024	21	1062	58	1062	58	5
Zircon_93_118	201	0,1	0,07496	3	1,6135	3,3	0,15614	1,5	0,45	935	13	975	21	1067	60	1067	60	12
Zircon_46_062	106	0,6	0,07538	3,5	1,8061	3,9	0,17459	1,6	0,4	1037	15	1048	25	1079	60	1079	60	4
Zircon_59_077	261	0,3	0,07576	2,8	1,7340	3,3	0,16695	1,6	0,5	995	15	1021	21	1089	53	1089	53	9
Zircon_42_057	85	0,4	0,07674	3,5	1,9435	3,8	0,18453	1,5	0,4	1092	15	1096	25	1114	58	1114	58	2
Zircon_19_029	296	0,4	0,07743	2,7	2,0036	3,1	0,1878	1,5	0,49	1109	16	1117	21	1132	49	1132	49	2
Zircon_82_105	394	0,4	0,07763	2,8	2,0115	3,1	0,18827	1,5	0,47	1112	15	1119	21	1137	52	1137	52	2
Zircon_96_122	214	0,5	0,08023	2,8	2,1899	3,2	0,19858	1,5	0,47	1168	16	1178	22	1203	55	1203	55	3
Zircon_70_090	109	0,1	0,08111	3,5	2,0492	4,3	0,1819	2,4	0,56	1077	24	1132	29	1224	65	1224	65	12
Zircon_90_114	395	0,5	0,08228	2,7	2,4302	3	0,2147	1,4	0,48	1254	16	1252	22	1252	52	1252	52	0
Zircon_69_089	23	0,9	0,08443	2,3	1,7234	25,8	0,14805	3,8	0,28	890	32	1017	166	1302	456	-	-	32
Zircon_99_125	194	0,7	0,08651	2,8	2,5639	3,2	0,21532	1,5	0,46	1257	17	1290	23	1350	55	1350	55	7
Zircon_64_083	280	0,1	0,08997	2,9	2,9824	3,4	0,23676	1,8	0,52	1370	22	1403	26	1425	51	1425	51	4
Zircon_74_095	1017	0,5	0,09289	2,7	3,2498	3,1	0,25425	1,6	0,51	1460	21	1469	24	1486	47	1486	47	2
Zircon_32_045	168	0,7	0,09338	2,8	3,4864	3,1	0,27108	1,5	0,47	1546	20	1524	25	1496	52	1496	52	-3
Zircon_39_053	68	0,8	0,09419	2,9	3,5124	3,3	0,27143	1,5	0,47	1548	21	1530	26	1512	46	1512	46	-2
Zircon_97_123	55	0,4	0,09457	3,2	3,3229	3,5	0,25535	1,5	0,43	1466	20	1486	27	1520	56	1520	56	4
Zircon_65_084	144	0,5	0,09556	2,8	3,5040	3,1	0,26639	1,5	0,47	1522	20	1528	25	1539	49	1539	49	1
Zircon_53_070	201	0,6	0,09565	3	1,2216	3,4	0,0934	1,6	0,46	576	9	811	19	1541	53	1541	53	63
Zircon_02_009	332	0,5	0,09894	2,7	3,5310	3,2	0,25749	1,8	0,54	1477	23	1534	26	1604	43	1604	43	8
Zircon_87_111	59	1	0,09926	2,3	2,0155	26,1	0,14727	4,1	0,4	886	34	1121	177	1610	473	-	-	45
Zircon_17_027	372	0,9	0,09936	2,8	3,5151	3,1	0,25537	1,4	0,46	1466	19	1531	25	1612	47	1612	47	9
Zircon_80_102	108	1,5	0,1029	3	4,0769	3,4	0,28629	1,6	0,46	1623	23	1650	28	1677	53	1677	53	3
Zircon_08_016	53	0,9	0,1052	2,9	4,4857	3,3	0,31003	1,5	0,45	1741	23	1728	27	1718	48	1718	48	-1
Zircon_36_050	126	0,7	0,10558	2,8	4,4570	3,2	0,30611	1,5	0,46	1722	22	1723	26	1724	52	1724	52	0
Zircon_66_086	316	1,8	0,10569	2,7	4,2337	3,5	0,29157	2,1	0,62	1649	31	1681	28	1726	47	1726	47	4
Zircon_14_023	99	0,6	0,10998	2,8	5,1241	3,1	0,33877	1,5	0,47	1881	24	1840	27	1799	46	1799	46	-5
Zircon_98_124	310	0,5	0,11068	2,7	4,4269	3,1	0,29044	1,5	0,49	1644	22	1717	25	1811	48	1811	48	9
Zircon_81_104	305	0,6	0,11146	2,7	5,0647	3,1	0,32923	1,6	0,51	1835	25	1830	26	1823	45	1823	45	-1
Zircon_54_071	195	0,8	0,11243	2,7	5,1803	3,1	0,33405	1,6	0,5	1858	25	1849	27	1839	46	1839	46	-1
Zircon_26_038	222	0,7	0,1141	2,7	4,6471	3,2	0,29588	1,7	0,53	1671	25	1758	27	1866	49	1866	49	10
Zircon_27_039	152	1,1	0,11922	2,8	5,7971	3,2	0,35286	1,5	0,48	1948	26	1946	27	1945	49	1945	49	0

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_79_101	396	0,1	0,12375	2,8	5,7272	3,3	0,33029	1,7	0,52	1840	27	1935	28	2011	46	2011	46	9
Zircon_73_094	88	0,5	0,12451	2,8	6,2739	3,1	0,36599	1,4	0,46	2011	25	2015	27	2022	46	2022	46	1
MJ-2																		
Zircon_06_014	624	0,8	0,04642	44,9	0,0054	49,3	0,00084	6	0,27	5,4	0,3	5	3	20	658	5,4	0,3	NA
Zircon_86_110	302	0,4	0,216	23,2	0,02476	25	0,00083	7,2	0,34	5,4	0,4	25	6	2951	401	5,4	0,4	NA
Zircon_05_012	282	0,7	0,1372	32,8	0,01643	37,3	0,00087	8	0,39	5,6	0,4	17	6	2192	612	5,6	0,4	NA
Zircon_17_027	199	0,5	0,09168	49,5	0,01124	51,4	0,00089	6,7	0,19	5,7	0,4	11	6	1461	1010	5,7	0,4	NA
Zircon_40_054	494	0,9	0,07715	30,3	0,00934	32,3	0,00088	4,5	0,15	5,7	0,2	9	3	1125	644	5,7	0,2	NA
Zircon_25_036	143	0,6	0,09012	41,3	0,01158	45,4	0,00093	6,5	0,32	6	0,4	12	5	1428	864	6	0,4	NA
Zircon_43_058	178	0,4	0,71557	54	0,03843	54,6	0,00093	7,5	0,14	6	0,5	38	21	4762	1802	6	0,5	NA
Zircon_60_078	110	0,4	0,43959	48	0,03783	49,5	0,00103	11,7	0,24	6,6	0,8	38	18	4050	1148	6,6	0,8	NA
Zircon_42_057	240	0,4	0,18288	34	0,01917	34,5	0,00116	5,2	0,16	7,5	0,4	19	7	2679	720	7,5	0,4	NA
Zircon_56_074	671	1,3	0,22516	57,4	0,03795	68,2	0,00122	24,6	0,61	8	2	38	25	3018	1458	8	2	NA
Zircon_99_125	515	0,4	0,06728	14,1	0,01977	14,5	0,00223	3,6	0,23	14,4	0,5	20	3	846	310	14,4	0,5	NA
Zircon_49_065	378	0,8	0,15507	17,1	0,12128	17,3	0,00548	2,4	0,13	35,2	0,8	116	19	2403	289	35,2	0,8	NA
Zircon_52_069	478	0,7	0,04607	19,3	0,03635	21	0,00572	2,4	0,2	36,8	0,9	36	7	1	298	36,8	0,9	NA
Zircon_15_024	156	0,6	0,09113	9,5	0,10757	9,7	0,00887	2,3	0,23	57	1	104	10	1449	185	57	1	NA
Zircon_91_116	211	1	0,0461	16,1	0,06193	17,4	0,00974	2,1	0,24	63	1	61	10	3	272	63	1	NA
Zircon_07_015	666	0,5	0,05365	9,1	0,07461	9,8	0,01009	1,6	0,25	65	1	73	7	356	189	65	1	NA
Zircon_100_126	381	0,5	0,04857	7,7	0,06932	8,3	0,01035	1,5	0,26	66,4	1	68	5	127	155	66,4	1	NA
Zircon_53_070	2022	0,2	0,20026	9,3	0,22856	9,4	0,01087	1,7	0,18	70	1	209	18	2828	145	70	1	NA
Zircon_66_086	338	0,6	0,08682	6,9	0,14449	7,1	0,01186	1,5	0,22	76	1	137	9	1357	131	76	1	NA
Zircon_13_022	113	0,6	0,05502	12,4	0,15342	13,3	0,02022	2	0,23	129	3	145	18	413	268	129	3	NA
Zircon_45_060	404	1,6	0,05409	3,8	0,18108	4	0,02444	1,2	0,3	156	2	169	6	375	80	156	2	NA
Zircon_24_035	227	0,7	0,05562	4,3	0,19589	4,5	0,0257	1,2	0,27	164	2	182	7	437	97	164	2	NA
Zircon_44_059	113	1,3	0,05219	16,9	0,18535	19	0,02576	2,4	0,28	164	4	173	30	294	329	164	4	NA
Zircon_95_120	783	0,6	0,05308	3,8	0,18996	4	0,02598	1,2	0,31	165	2	177	6	332	84	165	2	NA
Zircon_04_011	285	0,9	0,0562	4	0,20458	4,3	0,02639	1,5	0,34	168	2	189	7	460	83	168	2	NA
Zircon_51_068	306	0,6	0,04901	7,2	0,17901	8	0,02649	1,4	0,23	169	2	167	12	148	149	169	2	NA
Zircon_26_038	408	1	0,0563	5	0,2057	5,2	0,02667	1,5	0,3	170	3	190	9	464	108	170	3	NA
Zircon_34_047	103	1,3	0,06326	6,5	0,23018	6,7	0,02675	1,8	0,27	170	3	210	13	717	136	170	3	NA
Zircon_03_010	120	0,5	0,05268	8,9	0,19524	9,6	0,02688	1,6	0,26	171	3	181	16	315	185	171	3	NA
Zircon_22_033	203	0,9	0,06212	26,7	0,23094	29,3	0,02696	3,6	0,2	172	6	211	56	678	558	172	6	NA

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_61_080	78	1,1	0,0626	9,4	0,22837	9,7	0,027	2,3	0,24	172	4	209	18	695	196	172	4	NA
Zircon_67_087	311	0,8	0,08106	4,3	0,31752	4,6	0,02785	1,5	0,33	177	3	280	11	1223	83	177	3	NA
Zircon_84_107	295	0,5	0,05019	6,6	0,19242	7,3	0,02781	1,5	0,35	177	3	179	12	204	145	177	3	NA
Zircon_01_008	564	0,5	0,0592	4,9	0,22801	5,2	0,02817	1,5	0,29	179	3	209	10	574	99	179	3	NA
Zircon_63_082	208	0,6	0,06209	20,7	0,2603	21,9	0,03041	2,4	0,23	193	5	235	46	677	427	193	5	NA
Zircon_57_075	5024	0,3	0,06526	6,8	0,32127	8	0,0357	2,1	0,48	226	5	283	20	783	136	226	5	NA
Zircon_48_064	566	0,5	0,05353	3	0,28308	3,1	0,03832	1,1	0,34	242	3	253	7	351	63	242	3	NA
Zircon_77_099	1433	1,5	0,05292	2,5	0,3262	3,3	0,04474	2,2	0,66	282	6	287	8	325	55	282	6	NA
Zircon_32_045	420	0,2	0,05454	3,2	0,34242	3,7	0,0448	1,8	0,49	283	5	299	9	393	70	283	5	NA
Zircon_23_034	413	0,6	0,05657	2,9	0,34924	3,3	0,04497	1,6	0,5	284	5	304	9	475	64	284	5	NA
Zircon_21_032	191	0,3	0,056	3,4	0,36595	3,6	0,04744	1,2	0,33	299	4	317	10	452	77	299	4	NA
Zircon_33_046	331	0,8	0,0537	3,1	0,35846	3,3	0,04852	1,2	0,35	305	4	311	9	358	69	305	4	15
Zircon_28_040	113	0,9	0,05977	5,5	0,4037	5,7	0,04918	1,5	0,25	309	4	344	17	595	118	-	-	48
Zircon_29_041	960	0,9	0,07317	2,6	0,53317	2,9	0,05292	1,3	0,44	332	4	434	10	1019	51	-	-	67
Zircon_74_095	139	0,7	0,0601	4,1	0,44299	4,3	0,05357	1,3	0,3	336	4	372	14	607	87	-	-	45
Zircon_39_053	226	0,1	0,05706	3,4	0,48534	3,6	0,0617	1,2	0,32	386	4	402	12	494	74	386	4	22
Zircon_92_117	775	0,1	0,05429	2,8	0,46786	3	0,06262	1,1	0,37	392	4	390	10	383	61	392	4	-2
Zircon_16_026	305	0,4	0,06232	3	0,55693	3,3	0,06524	1,2	0,38	407	5	450	12	685	65	407	5	41
Zircon_02_009	90	1	0,06199	29,8	0,65211	32	0,07629	3,6	0,23	474	17	510	128	674	599	474	17	30
Zircon_78_100	1079	0,4	0,06799	2,6	0,72677	2,9	0,07769	1,3	0,45	482	6	555	12	868	52	482	6	44
Zircon_96_122	314	0,9	0,06648	3	0,71914	3,4	0,07859	1,6	0,46	488	7	550	14	822	62	488	7	41
Zircon_69_089	145	0,6	0,06237	3,7	0,704	3,9	0,08207	1,2	0,31	508	6	541	16	687	77	508	6	26
Zircon_85_108	108	0,6	0,05835	3,3	0,6674	3,5	0,08291	1,2	0,33	513	6	519	14	543	70	513	6	6
Zircon_54_071	956	0,9	0,06041	2,4	0,69725	2,7	0,08386	1,1	0,41	519	5	537	11	618	49	519	5	16
Zircon_27_039	301	0,3	0,06231	2,9	0,75696	3,1	0,08838	1,1	0,36	546	6	572	13	685	60	546	6	20
Zircon_19_029	331	0,2	0,06485	2,8	0,80707	3,1	0,09057	1,3	0,41	559	7	601	14	769	59	559	7	27
Zircon_72_093	542	0,1	0,05957	2,6	0,79614	2,8	0,09697	1,1	0,4	597	6	595	13	588	55	597	6	-2
Zircon_93_118	129	0,2	0,06444	3,2	0,92302	3,7	0,10261	1,8	0,49	630	11	664	18	756	66	630	11	17
Zircon_68_088	364	0,8	0,06118	2,6	0,86764	2,8	0,10286	1,1	0,39	631	7	634	13	646	54	631	7	2
Zircon_64_083	648	0,1	0,0625	2,6	0,893	2,8	0,10296	1,1	0,39	632	7	648	13	691	59	632	7	9
Zircon_31_044	210	0,2	0,06655	2,9	1,0285	3,4	0,11186	1,9	0,55	684	12	718	18	824	59	684	12	17
Zircon_37_051	2650	0,2	0,07175	2,3	1,1567	3,7	0,11679	2,9	0,78	712	20	780	20	979	46	712	20	27
Zircon_14_023	114	0,4	0,06732	2,9	1,1073	3,2	0,11944	1,1	0,36	727	8	757	17	848	62	727	8	14

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			
Zircon_20_030	213	0,1	0,07096	2,6	1,4126	3	0,13688	1,4	0,47	827	11	894	18	956	54	827	11	13
Zircon_38_052	692	0,1	0,07136	2,7	1,3526	3,3	0,13747	1,8	0,61	830	14	869	20	968	55	830	14	14
Zircon_18_028	1047	0,1	0,07196	2,4	1,4583	2,6	0,1467	1,2	0,44	882	10	913	16	985	49	985	49	10
Zircon_94_119	494	0,3	0,07276	2,5	1,4448	2,8	0,14394	1,2	0,42	867	9	908	17	1007	50	1007	50	14
Zircon_83_106	1376	0,2	0,07432	2,4	1,6691	2,6	0,16267	1,1	0,43	972	10	997	17	1050	47	1050	47	7
Zircon_59_077	202	0,3	0,07437	2,7	1,6502	3,3	0,1595	1,8	0,55	954	16	990	21	1052	52	1052	52	9
Zircon_30_042	405	0,2	0,07478	2,5	1,4007	3,1	0,13626	1,8	0,59	823	14	889	18	1063	49	1063	49	23
Zircon_81_104	133	0,5	0,07616	2,8	1,8376	3,1	0,17484	1,3	0,43	1039	13	1059	20	1099	55	1099	55	5
Zircon_75_096	92	0,3	0,07773	3,9	1,9187	4,4	0,17698	2,1	0,48	1050	20	1088	29	1140	75	1140	75	8
Zircon_41_056	175	0,4	0,07802	2,6	1,9808	2,8	0,18419	1,1	0,39	1090	11	1109	19	1147	50	1147	50	5
Zircon_97_123	318	0,3	0,07896	2,4	1,9071	2,7	0,17506	1,1	0,41	1040	10	1084	18	1171	51	1171	51	11
Zircon_46_062	2427	0,3	0,08279	4,3	1,0962	6,4	0,09603	2,9	0,77	591	17	751	34	1264	79	-	-	53
Zircon_79_101	82	0,5	0,08348	2,8	2,2009	3	0,19114	1,1	0,36	1128	11	1181	21	1280	53	1280	53	12
Zircon_10_018	29	0,4	0,08371	3,7	1,7573	3,9	0,15381	1,4	0,35	922	12	1030	26	1286	66	1286	66	28
Zircon_70_090	348	0,3	0,08565	2,5	2,0784	3,2	0,17478	2	0,62	1038	19	1142	22	1330	47	1330	47	22
Zircon_80_102	631	0,4	0,08639	2,6	1,7535	3	0,14614	1,5	0,49	879	12	1028	20	1347	54	1347	54	35
Zircon_11_020	271	0,3	0,09006	2,5	2,6802	2,7	0,21539	1,1	0,4	1257	12	1323	20	1427	48	1427	48	12
Zircon_98_124	190	0,4	0,09035	2,4	2,9085	2,7	0,23271	1,1	0,4	1349	13	1384	20	1433	45	1433	45	6
Zircon_55_072	406	0,7	0,09311	2,4	2,5116	2,7	0,19566	1,2	0,43	1152	12	1275	20	1490	46	1490	46	23
Zircon_76_098	782	0,8	0,09428	2,4	3,0461	2,7	0,23425	1,4	0,5	1357	17	1419	21	1514	48	1514	48	10
Zircon_73_094	238	0,4	0,09604	2,5	3,4789	2,7	0,26283	1,1	0,41	1504	15	1522	22	1549	50	1549	50	3
Zircon_88_112	42	0,5	0,0964	3,8	2,5533	4,3	0,19319	2	0,47	1139	21	1287	31	1556	69	1556	69	27
Zircon_87_111	167	0,4	0,10038	2,6	3,4162	2,9	0,24472	1,1	0,39	1411	14	1508	23	1631	52	1631	52	13
Zircon_62_081	194	0,5	0,10446	2,4	3,7537	2,6	0,26028	1,2	0,44	1491	16	1583	21	1705	44	1705	44	13
Zircon_08_016	673	0,9	0,10597	2,4	3,3854	2,6	0,23169	1,1	0,42	1343	13	1501	20	1731	44	1731	44	22
Zircon_09_017	306	0,7	0,10839	2,5	2,3692	2,7	0,15829	1,1	0,4	947	10	1233	20	1773	46	1773	46	47
Zircon_82_105	97	1,1	0,10985	2,4	4,3608	2,7	0,28773	1,1	0,4	1630	16	1705	22	1797	43	1797	43	9
Zircon_71_092	150	1,1	0,11198	2,6	4,2226	2,8	0,27292	1,1	0,41	1556	16	1678	23	1832	50	1832	50	15
Zircon_47_063	317	1,1	0,11239	2,4	4,0771	2,7	0,26327	1,2	0,44	1507	16	1650	22	1838	44	1838	44	18
Zircon_58_076	93	0,6	0,11426	2,5	5,0127	2,7	0,31848	1,1	0,39	1782	16	1821	23	1868	45	1868	45	5
Zircon_89_113	508	1,4	0,11464	4,1	2,5670	5,1	0,16786	2,9	0,58	1000	27	1291	37	1874	73	1874	73	47
Zircon_50_066	525	0,2	0,11984	2,4	5,3682	2,7	0,32485	1,2	0,45	1813	19	1880	23	1954	42	1954	42	7
Zircon_65_084	128	0,7	0,1206	2,5	5,5157	2,7	0,33131	1,1	0,4	1845	17	1903	23	1965	48	1965	48	6

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)										
	U	U/Th	207Pb* ±%	±%	207Pb* ±%	±%	206Pb* ±%	±%	Rho	206Pb		207Pb*		207Pb*		Best Age (Ma)	± (Ma)	disc. (%)	
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)				
Zircon_36_050	199	0,8	0,12199	2,4	5,5898	2,7	0,33227	1,1	0,4	1849	17	1915	23	1986	43	1986	43	7	
Zircon_90_114	208	0,5	0,13807	2,4	7,5637	2,6	0,39706	1	0,4	2155	19	2181	23	2203	40	2203	40	2	
Zircon_12_021	305	0,6	0,17047	2,3	10,2810	2,5	0,43656	1	0,4	2335	20	2460	23	2562	39	2562	39	9	
RC-2																			
Zircon_30_042	268	0,4	0,04185	33,1	0,01818	33,2	0,00342	3,2	0,1	22	0,7	18	6	-185	438	22	0,7	NA	
Zircon_100_126	351	0,5	0,05152	8,2	0,06491	8,4	0,00904	1,7	0,19	58	1	64	5	264	173	58	1	NA	
Zircon_26_038	1043	0,5	0,04899	11,8	0,06154	12,5	0,00911	1,6	0,23	58,5	0,9	61	7	147	238	58,5	0,9	NA	
Zircon_09_017	641	0,4	0,05654	4,4	0,08775	4,6	0,01118	1,4	0,31	72	1	85	4	474	90	72	1	NA	
Zircon_19_029	336	0,5	0,06159	6,7	0,0994	6,8	0,01192	1,6	0,23	76	1	96	6	660	134	76	1	NA	
Zircon_62_081	123	0,6	0,0922	8	0,15247	8,2	0,01201	1,8	0,22	77	1	144	11	1472	147	77	1	NA	
Zircon_98_124	391	0,5	0,05117	5,2	0,14679	5,6	0,02095	2,1	0,39	134	3	139	7	248	115	134	3	NA	
Zircon_53_070	754	0,8	0,05349	4,4	0,15859	4,5	0,02144	1,3	0,29	137	2	149	6	350	94	137	2	NA	
Zircon_61_080	151	0,7	0,07137	18	0,21731	19,6	0,02208	2,7	0,26	141	4	200	35	968	378	141	4	NA	
Zircon_90_114	123	0,6	0,05803	6	0,1899	6,3	0,02394	1,8	0,29	153	3	177	10	531	130	153	3	NA	
Zircon_41_056	751	1,1	0,05599	4,4	0,18735	4,7	0,02438	1,4	0,3	155	2	174	7	452	94	155	2	NA	
Zircon_14_023	231	0,5	0,0537	5,3	0,18721	5,5	0,02535	1,5	0,26	161	2	174	9	358	112	161	2	NA	
Zircon_31_044	269	1,1	0,05426	6,2	0,19177	6,3	0,02563	1,4	0,23	163	2	178	10	382	133	163	2	NA	
Zircon_47_063	432	0,6	0,05438	4	0,1905	4,2	0,02554	1,4	0,32	163	2	177	7	387	86	163	2	NA	
Zircon_78_100	307	0,5	0,05459	4,5	0,19204	4,7	0,02564	1,6	0,33	163	3	178	8	395	98	163	3	NA	
Zircon_54_071	147	0,9	0,05782	8	0,20229	8,1	0,02582	1,6	0,2	164	3	187	14	523	170	164	3	NA	
Zircon_28_040	358	0,6	0,05251	4,2	0,1867	4,5	0,02591	1,5	0,34	165	2	174	7	308	91	165	2	NA	
Zircon_81_104	671	0,5	0,05451	3,9	0,19519	4,2	0,02598	1,4	0,33	165	2	181	7	392	87	165	2	NA	
Zircon_05_012	41	0,6	0,08949	12,2	0,30249	12,5	0,02613	2,6	0,21	166	4	268	29	1415	225	166	4	NA	
Zircon_89_113	337	0,8	0,04728	5,9	0,16835	6,3	0,02701	2,1	0,33	172	4	158	9	63	126	172	4	NA	
Zircon_21_032	317	0,6	0,07047	5,3	0,2628	5,6	0,0273	1,6	0,28	174	3	237	12	942	103	174	3	NA	
Zircon_32_045	375	0,4	0,05383	4	0,21076	4,4	0,02847	1,8	0,4	181	3	194	8	364	86	181	3	NA	
Zircon_15_024	1237	0,3	0,05175	3,9	0,20762	4,6	0,02923	2,4	0,53	186	4	192	8	274	84	186	4	NA	
Zircon_88_112	449	0,8	0,04035	17,1	0,17259	17,3	0,03109	2,4	0,14	197	5	162	26	-270	259	197	5	NA	
Zircon_38_052	293	0,2	0,05377	3,8	0,25965	4,1	0,03514	1,4	0,35	223	3	234	9	361	83	223	3	NA	
Zircon_55_072	66	0,6	0,07443	9	0,4011	9,2	0,03924	1,9	0,21	248	5	342	27	1053	176	248	5	NA	
Zircon_35_048	400	0,2	0,05085	3,6	0,28504	3,9	0,04108	1,5	0,39	260	4	255	9	234	79	260	4	NA	
Zircon_68_088	141	0,6	0,06177	4,7	0,3547	4,9	0,04188	1,4	0,29	264	4	308	13	666	96	264	4	NA	
Zircon_01_008	605	0,3	0,05463	3,7	0,32409	3,9	0,04328	1,4	0,35	273	4	285	10	397	77	273	4	NA	

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%		206Pb	±	207Pb*	±	207Pb*	±	Best Age	±	disc.
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Zircon_34_047	191	0,4	0,05932	4,9	0,37835	5,2	0,04609	1,7	0,34	290	5	326	14	579	102	290	5	NA
Zircon_42_057	646	0,3	0,05307	3,2	0,34446	3,6	0,04702	1,7	0,46	296	5	301	9	332	69	296	5	NA
Zircon_24_035	339	0,8	0,05241	3,5	0,35036	3,8	0,04859	1,4	0,35	306	4	305	10	303	75	306	4	-1
Zircon_58_076	261	0,4	0,05515	3,5	0,36855	3,8	0,04856	1,4	0,37	306	4	319	10	418	75	306	4	27
Zircon_80_102	264	1,2	0,05453	3,8	0,37532	4,1	0,05011	1,7	0,41	315	5	324	11	393	83	315	5	20
Zircon_45_060	229	0,2	0,05706	3,9	0,47776	4,1	0,06109	1,3	0,32	382	5	397	14	494	83	382	5	23
Zircon_77_099	267	0,2	0,05622	3,6	0,48328	3,9	0,06255	1,4	0,36	391	5	400	13	461	79	391	5	15
Zircon_64_083	187	0,3	0,05902	3,7	0,5242	3,9	0,06449	1,3	0,34	403	5	428	14	568	76	403	5	29
Zircon_52_069	308	0,4	0,06177	3,4	0,64712	3,9	0,07625	1,7	0,45	474	8	507	15	666	70	474	8	29
Zircon_49_065	564	0,4	0,06085	2,9	0,64016	3,4	0,0766	1,7	0,5	476	8	502	13	634	60	476	8	25
Zircon_59_077	270	0,4	0,06206	3,1	0,6775	3,3	0,07927	1,3	0,39	492	6	525	14	676	62	492	6	27
Zircon_83_106	482	0,3	0,05981	2,9	0,682	3,2	0,08296	1,4	0,43	514	7	528	13	597	62	514	7	14
Zircon_25_036	135	1,1	0,06331	3,6	0,72613	3,9	0,08375	1,4	0,37	518	7	554	17	719	71	518	7	28
Zircon_04_011	322	0,3	0,05982	3	0,71281	3,3	0,08669	1,3	0,41	536	7	546	14	597	60	536	7	10
Zircon_27_039	96	0,7	0,05994	3,9	0,74301	4,2	0,09017	1,4	0,33	557	8	564	18	601	84	557	8	7
Zircon_40_054	145	0,4	0,0736	3,5	0,99395	4,1	0,0946	2,1	0,51	583	12	701	21	1031	68	-	-	43
Zircon_37_051	627	0,2	0,06515	2,9	0,87795	3,3	0,09553	1,5	0,46	588	9	640	16	779	59	588	9	25
Zircon_60_078	243	0,4	0,06257	3	0,82948	3,3	0,09632	1,3	0,4	593	7	613	15	694	60	593	7	15
Zircon_29_041	623	0,2	0,06186	2,8	0,8879	3,1	0,10422	1,2	0,4	639	7	645	15	669	57	639	7	4
Zircon_87_111	491	0,2	0,06676	2,8	1,01450	3,1	0,10896	1,4	0,45	667	9	711	16	830	57	667	9	20
Zircon_57_075	33	0,8	0,07164	5,8	1,14130	6,1	0,11664	1,9	0,31	711	13	773	33	976	114	711	13	27
Zircon_93_118	442	0,1	0,06663	3,1	1,06440	3,5	0,11675	1,7	0,48	712	11	736	18	826	63	712	11	14
Zircon_82_105	910	0,1	0,07137	2,6	1,37150	2,9	0,13901	1,2	0,43	839	10	877	17	968	51	968	51	13
Zircon_06_014	968	0,1	0,06967	2,8	1,34650	3,1	0,14039	1,3	0,41	847	10	866	18	919	54	847	10	8
Zircon_50_066	114	0,4	0,07132	3,3	1,38570	3,6	0,14272	1,4	0,4	860	12	883	21	967	64	967	64	11
Zircon_44_059	206	0,2	0,07053	2,9	1,44710	3,1	0,14899	1,3	0,41	895	11	909	19	944	56	944	56	5
Zircon_65_084	137	0,3	0,07186	2,9	1,49080	3,2	0,15071	1,3	0,4	905	11	927	19	982	56	982	56	8
Zircon_36_050	1218	0,1	0,07216	2,7	1,50260	3,1	0,15091	1,5	0,49	906	13	931	19	990	53	990	53	8
Zircon_46_062	285	0,3	0,07566	3,4	1,56850	3,8	0,15085	1,6	0,42	906	13	958	24	1086	68	1086	68	17
Zircon_71_092	412	0,3	0,07414	2,9	1,55700	3,2	0,15284	1,3	0,42	917	11	953	20	1045	56	1045	56	12
Zircon_13_022	180	0,4	0,07088	2,9	1,49710	3,2	0,15328	1,3	0,4	919	11	929	19	954	56	954	56	4
Zircon_92_117	65	0,4	0,07157	3,5	1,51570	4	0,15433	2	0,49	925	17	937	25	974	71	974	71	5
Zircon_23_034	414	0,2	0,07246	2,7	1,54880	3	0,15502	1,3	0,42	929	11	950	19	999	52	999	52	7

Apéndice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)									
	U	U/Th	207Pb*	±%	207Pb*	±%	206Pb*	±%	Rho	206Pb		207Pb*		207Pb*		Best Age	± disc.	
	(ppm)		206Pb*	err	235U	err	238U	err		238U	(Ma)	235U	(Ma)	206Pb*	(Ma)			(Ma)
Zircon_95_120	46	0,3	0,06855	4,5	1,44780	5	0,15546	2,2	0,43	931	19	909	30	885	92	885	92	-5
Zircon_11_020	170	0,3	0,0726	3,2	1,55730	3,5	0,15585	1,3	0,38	934	11	953	21	1003	61	1003	61	7
Zircon_94_119	85	0,4	0,07108	3,5	1,54730	3,8	0,15876	1,4	0,37	950	12	949	23	960	71	960	71	1
Zircon_91_116	944	0,3	0,07313	2,7	1,61800	3	0,16062	1,2	0,41	960	11	977	19	1018	54	1018	54	6
Zircon_74_095	371	0,4	0,07324	2,8	1,74380	3,1	0,17254	1,2	0,4	1026	12	1025	20	1021	56	1021	56	0
Zircon_07_015	153	0,3	0,07611	2,9	1,80950	3,2	0,17227	1,4	0,42	1025	13	1049	21	1098	55	1098	55	7
Zircon_72_093	136	0,2	0,07671	2,9	1,89260	3,2	0,17963	1,4	0,42	1065	13	1078	21	1114	55	1114	55	4
Zircon_97_123	64	0,6	0,07673	3,8	2,13780	4	0,20353	1,4	0,36	1194	16	1161	28	1114	74	1114	74	-7
Zircon_99_125	85	0,2	0,0769	3	1,95760	3,3	0,18504	1,4	0,42	1094	14	1101	22	1119	59	1119	59	2
Zircon_18_028	183	0,1	0,07704	2,9	1,82510	3,1	0,17158	1,3	0,42	1021	12	1055	21	1122	53	1122	53	9
Zircon_70_090	516	0,3	0,07754	2,9	1,72930	3,5	0,16175	2	0,57	966	18	1019	22	1135	54	1135	54	15
Zircon_03_010	304	0,2	0,07878	2,8	1,99060	3,2	0,18297	1,6	0,49	1083	16	1112	22	1167	52	1167	52	7
Zircon_84_107	31	0,5	0,07886	4,5	1,63460	4,7	0,15038	1,4	0,3	903	12	984	29	1169	87	1169	87	23
Zircon_20_030	176	0,4	0,08164	2,9	2,42800	3,2	0,21573	1,4	0,45	1259	16	1251	23	1237	52	1237	52	-2
Zircon_79_101	237	0,7	0,08712	2,9	2,24300	3,1	0,18764	1,3	0,4	1109	13	1195	22	1363	53	1363	53	19
Zircon_02_009	51	0,4	0,08815	3,3	2,10840	3,6	0,17415	1,4	0,4	1035	14	1152	25	1386	59	1386	59	25
Zircon_08_016	431	0,2	0,08994	2,7	2,52750	3	0,2036	1,2	0,4	1195	13	1280	22	1424	51	1424	51	16
Zircon_51_068	166	0,4	0,09042	3,2	2,90130	3,5	0,23269	1,3	0,38	1349	16	1382	26	1434	60	1434	60	6
Zircon_69_089	428	0,5	0,09089	2,7	2,98950	3	0,23817	1,4	0,45	1377	17	1405	23	1444	50	1444	50	5
Zircon_63_082	157	0,5	0,09146	2,7	2,98580	3	0,23667	1,2	0,41	1369	15	1404	23	1456	51	1456	51	6
Zircon_66_086	198	0,8	0,09155	2,9	3,14630	3,2	0,24961	1,3	0,4	1436	16	1444	25	1458	53	1458	53	2
Zircon_22_033	144	0,5	0,09211	2,8	3,01900	3,1	0,23762	1,3	0,43	1374	16	1412	24	1470	49	1470	49	7
Zircon_73_094	90	0,8	0,093	3	3,13130	3,3	0,2447	1,3	0,39	1411	16	1440	25	1488	56	1488	56	5
Zircon_17_027	259	0,3	0,09461	2,8	3,11890	3,1	0,23882	1,2	0,41	1381	15	1437	24	1520	49	1520	49	9
Zircon_48_064	191	0,2	0,09469	2,9	3,01800	3,2	0,23133	1,4	0,45	1341	17	1412	24	1522	53	1522	53	12
Zircon_43_058	170	0,5	0,09607	2,8	3,04030	3	0,22927	1,2	0,4	1331	15	1418	23	1549	52	1549	52	14
Zircon_86_110	340	0,5	0,09659	2,9	3,58720	3,2	0,26903	1,5	0,47	1536	21	1547	26	1559	52	1559	52	1
Zircon_85_108	79	1,6	0,09722	2,9	3,39380	3,2	0,2532	1,3	0,39	1455	17	1503	25	1571	53	1571	53	7
Zircon_33_046	180	0,4	0,10357	2,8	3,61570	3,1	0,25315	1,3	0,43	1455	17	1553	25	1689	51	1689	51	14
Zircon_67_087	108	0,6	0,10569	2,8	4,05210	3	0,27791	1,2	0,4	1581	17	1645	25	1726	50	1726	50	8
Zircon_76_098	455	0,4	0,10771	2,7	4,26730	3	0,28757	1,2	0,41	1629	18	1687	25	1761	49	1761	49	7
Zircon_75_096	446	0,2	0,1134	2,7	4,55190	2,9	0,29133	1,2	0,42	1648	18	1741	24	1855	47	1855	47	11
Zircon_39_053	79	0,9	0,11517	2,9	4,74070	3,1	0,29836	1,3	0,41	1683	19	1774	26	1883	51	1883	51	11

Apendice B. Análisis geocronológico U-Pb por LA-ICPMS.

Spot N°	Relaciones Isotópicas								Rho	Edades Aparentes (Ma)								
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	±% err	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	±% err	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	±% err		²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	± (Ma)	Best Age (Ma)	± (Ma)	disc. (%)
Zircon_10_018	117	1,1	0,12007	2,8	4,36760	3,1	0,26398	1,3	0,43	1510	18	1706	26	1957	49	1957	49	23
Zircon_56_074	311	0,3	0,12367	2,7	5,64640	3	0,3311	1,3	0,43	1844	20	1923	26	2010	47	2010	47	8
Zircon_12_021	32	0,6	0,12555	3,2	5,63180	3,5	0,32544	1,4	0,41	1816	23	1921	30	2037	56	2037	56	11