

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUIMICA
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOQUIMICA**



**CARACTERISTICAS GEOLOGICAS Y
GEOQUIMICAS DE DOLOMITAS, DOLOMIAS Y
OTRAS FACIES CALCAREAS DEL CRETACICO Y
HOLOCENO EN VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado presentado ante la ilustre Universidad Central de Venezuela por el Br. José Alejandro Méndez como requisito para aprobar la asignatura Proyecto Geoquímica II y optar al título de Licenciado en Geoquímica

Caracas, Octubre de 2008

Agradecimientos

Expreso mi agradecimiento a la Universidad Central de Venezuela por ser la casa de estudio donde me he formado como profesional.

A PDVSA Exploración, por permitirme hacer uso de las instalaciones de la Nucleoteca ubicada en La Concepción, Estado Zulia y por donar las muestras utilizadas para la realización de este trabajo de investigación.

A todos los integrantes de INPARQUES Los Roques, por su ayuda prestada en las salidas de campo en el archipiélago.

A los profesores, secretarias y empleados del Instituto Ciencias de la Tierra, por toda la ayuda brindada a lo largo de mi carrera universitaria.

A mi familia y amigos, que de una u otra forma contribuyeron con el logro del objetivo de ser Licenciado en Geoquímica.

Resumen

En este trabajo de investigación se realizó el estudio de diversas facies de sedimentos calcáreos recientes del archipiélago Los Roques con el propósito de determinar la posible formación de una facies denominada protodolomita o facies de sedimento calcáreo enriquecido en magnesio por procesos diagenéticos superficiales en ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas localizados al nor-este del archipiélago. Igualmente, se determinó el origen y ambiente sedimentario de unas facies de dolomías del Grupo Cogollo pertenecientes a los miembros Machiques y Piché de la Formación Apón y se realizó una comparación entre las facies estudiadas pertenecientes al Holoceno y al Cretácico con el propósito de determinar las diferencias en la composición química entre facies calcáreas de distintas edades y sus posibles modelos de origen y sedimentación.

Para el cumplimiento de los objetivos planteados se estudiaron muestras de sedimentos del archipiélago Los Roques, pertenecientes a ambientes hipersalinos supramareales, sabkhas, líneas de playa y planos arrecifales, así como muestras de facies de dolomías de los núcleos ALPUF 6 y VLA 711 ubicados en la cuenca de Maracaibo. Se realizó, tanto para las muestras de sedimento como de núcleo, la determinación de la composición mineralógica por medio de difracción de rayos X, y la determinación de la concentración de los elementos Ca, Mg, Sr, Ba, Na, K, Fe, Mn y Zn por medio de espectrometría de emisión atómica inductivamente acoplado a plasma (ICP).

El análisis de los resultados obtenidos permite afirmar que en los ambientes de lagunas hipersalinas y sabkha del archipiélago Los Roques, actualmente hay formación por procesos diagenéticos de una facies enriquecida en magnesio a partir de una mineralogía inicial de aragonito y calcita magnesiana, originando un estado previo a la dolomita que se ha denominado protodolomita. Este enriquecimiento está relacionado con una alta evaporación en los fluidos y la formación temprana de minerales de evaporitas, permitiendo el aumento de la relación Mg/Ca. Para las dolomías del Grupo Cogollo, mediante la comparación entre las concentraciones de los elementos determinados en las muestras obtenidas de los núcleos, así como su posición estratigráfica a lo largo de la cuenca, se concluye que son facies formadas en ambientes superficiales de lagunas hipersalinas y sabkhas locales a partir de sedimentos calcáreos no litificados, con procesos muy similares a los analizados en los sedimentos de Los Roques. Posteriormente por procesos diagenéticos durante el soterramiento, han continuado experimentando cambios que han modificado parcialmente la concentración tanto de los elementos mayoritarios, minoritarios y traza.

INDICE GENERAL

Introducción	1
Justificación	3
Objetivos Generales	4
Objetivo Específico	4
Fundamentos Teóricos	5
Mineralogía y Geoquímica	7
Geoquímica de las dolomitas	10
Ambientes Sedimentarios	14
Carbonatos en ambientes marinos	15
Depósitos de Carbonatos en Ambientes Marinos	17
Ambiente Supramareal	19
Ambiente Intramareal	19
Ambiente Inframareal	19
Ambiente de la Cuenca Profunda	19
Ambientes y facies en un complejo de carbonatos	20
Frente Arrecifal	20
Arrecife Exterior y Talud	20
Ambientes Detrás del Arrecife	21
Sedimentación Pelágica	21
Nivel de Compensación de los Carbonatos	22
Dolomitización	24
Modelos de Dolomitización Singenética	25
Modelos de Dolomitización Diagenética	27
Cambios en el Nivel del Mar y su Influencia en la Mineralogía de los Carbonatos	28
Porosidad en Sedimentos y Rocas Carbonáticas	30
Clasificación de Porosidades de Choquette y Pray	31
Relaciones entre las Porosidades y los distintos Ambientes	31
Modificación de las Porosidades	33

Diagénesis	34
Parámetros que influyen en la Diagénesis	35
Cambios en el Nivel del Mar	36
Eustatismo	36
Cambio Relativo en el Nivel del Mar	36
Ciclos estratigráficos	36
Ciclos de Milankovitch	37
Características asociadas a transgresiones	37
Características asociadas a regresiones	38
Constituyentes de las Rocas Carbonáticas	38
Clasificación de Rocas Carbonáticas	39
Grupo Cogollo. Geología Regional. Cuenca de Maracaibo	42
Grupo Cogollo	43
Espesores del Grupo Cogollo	45
Formación Apón	46
Formación Lisure	48
Formación Maraca	49
Dolomías en el Grupo Cogollo	52
Archipiélago Los Roques	55
Geología General y Formación del Archipiélago	56
Aspectos Geomorfológicos	57
Barreras Arrecifales	58
Formación de los Cayos	58
Lagunas	60
Características Sedimentológicas	60
Modelos de Dolomitización	62
Antecedentes	66
Grupo Cogollo	66
Archipiélago Los Roques	68
Metodología Experimental	70
Etapa de Campo	70
Muestras del Cretácico	71
Muestras del Holoceno	71
Etapa de Laboratorio	72
Esquema Experimental	73

Resultados y Discusión	74
Descripción Macroscópica de las Muestras de Sedimento del Archipiélago Los Roques	74
Difracción de Rayos X	79
Comparación entre Halimeda y Alga Roja	82
Plano Arrecifal	83
Cayo Sardina	84
Cayo Francisquí Medio	85
Cayo Francisquí Abajo	94
Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Machiques	101
Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Piché	110
Pozo VLA 711. Dolomías del Miembro Piché	118
Comparación entre Sedimentos Calcáreos del Archipiélago Los Roques y Dolomías del Grupo Cogollo	120
Conclusiones	126
Recomendaciones	128
Bibliografía	129

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de los depósitos de carbonatos a nivel mundial	16
Figura 2. Clasificación oceanográfica de las zonas oceánicas	17
Figura 3. Evolución de un complejo de carbonatos	18
Figura 4. Zonas principales de un arrecife	23
Figura 5. Tipos de sedimentos en las cuencas oceánicas del mundo	23
Figura 6. Modelos de dolomitización	29
Figura 7. Clasificación de Porosidades de Choquette y Pray	32
Figura 8. Clasificación de rocas carbonáticas de Dunham	41
Figura 9. Posición regional de la Cuenca de Maracaibo Ubicación de los pozos a estudiar	45
Figura 10. Columna estratigráfica del Grupo Cogollo	51
Figura 11. Correlaciones estratigráficas desde Perijá hasta Barinas	51
Figura 12. Registro Gamma Ray del pozo ALPUF 6	53
Figura 13. Contacto entre caliza pelágica y dolomía	54
Figura 14. Facies de dolomía sin porosidad	54
Figura 15. Dolomías con porosidad de canal	54
Figura 16. Facies de dolomía y mudstone	54
Figura 17. Archipiélago Los Roques	55
Figura 18. Distribución de ambientes y facies en el Archipiélago Los Roques	62
Figura 19. Modelo de dolomitización para sedimentos no consolidados	65

Figura 20. Dolomitización por alta evaporación 65

Figura 21. Dolomitización en zona de estromatolitos 65

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Minerales comunes en carbonatos	9
Tabla 2. Muestras del núcleo ALPUF 6 pertenecientes al Miembro Piché	71
Tabla 3. Muestras del núcleo ALPUF 6 pertenecientes al Tope del Miembro Machiques	71
Tabla 4. Muestras del núcleo VLA 711 pertenecientes al Miembro Piché	71
Tabla 5. Composición química de las muestras Halimeda y Alga Roja	82
Tabla 6. Porcentaje de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las muestras de Halimeda y Alga Roja	82
Tabla 7. Composición química de las muestras del Plano Arrecifal	83
Tabla 8. Porcentaje de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las Muestras del Plano arrecifal	83
Tabla 9. Composición química de las muestras de cayo Sardina	84
Tabla 10. Porcentaje de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las muestras de cayo Sardina	84
Tabla 11. Composición química promedio de las muestras Del Plano Arrecifal y Cayo Sardina	84
Tabla 12. Porcentaje promedio de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo En las muestras de Plano Arrecifal y Cayo Sardina	85
Tabla 13. Composición química de las muestras del cayo Francisquí Medio	85

Tabla 14. Porcentaje de CaCO ₃ , MgCO ₃ y residuo en las muestras del cayo Francisquí Medio	85
Tabla 15. Composición química de las muestras del cayo Francisquí Abajo	94
Tabla 16. Porcentaje de CaCO ₃ , MgCO ₃ y residuo en las muestras del cayo Francisquí Abajo	94
Tabla 17. Composición química de las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Machiques	102
Tabla 18. Porcentaje de CaCO ₃ , MgCO ₃ y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Machiques	102
Tabla 19. Composición química de las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché	111
Tabla 20. Porcentaje de CaCO ₃ , MgCO ₃ y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché	111
Tabla 21. Composición química de las muestras de dolomías Del Grupo Cogollo, Miembro Piché	119
Tabla 22. Porcentaje de CaCO ₃ , MgCO ₃ y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché	119
Tabla 24. Concentraciones promedio de los elementos determinados En las muestras de núcleo y sedimento	121

INDICE DE GRAFICOS

Gráfico 1. Difractograma de la muestra F 1, cayo Francisquí Medio	80
Gráfico 2. Difractograma de la muestra F 5, cayo Francisquí Medio	80
Gráfico 3. Difractograma de la muestra 14518, pozo VLA 711, Miembro Piché	81
Gráfico 4. Correlación en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg	85
Gráfico 5. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg	86
Gráfico 6. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba	86
Gráfico 7. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba	87
Gráfico 8. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba	88

Gráfico 8. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K	88
Gráfico 9. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K	88
Gráfico 10. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn	89
Gráfico 11. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn	89
Gráfico 12. Correlación en función de la toma de la muestra: % residuo vs ppm Zn	90
Gráfico 13. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % residuo vs ppm Zn	90
Gráfico 14. Correlación en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg	94
Gráfico 15. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg	95
Gráfico 16. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba	96
Gráfico 17. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba	96
Gráfico 18. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K	97
Gráfico 19. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K	97
Gráfico 20. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn	98
Gráfico 21. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn	99
Gráfico 22. Correlación en función de la profundidad: ppm Zn vs % residuo	99
Gráfico 23. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Zn vs % residuo	100
Gráfico 24. Correlación en función de la profundidad: % Ca vs % Mg	103
Gráfico 25. Correlación lineal en función de la profundidad: % Ca vs % Mg	103

Gráfico 26. Correlación en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba	104
Gráfico 27. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba	104
Gráfico 28. Correlación en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K	105
Gráfico 29. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K	106
Gráfico 30. Correlación en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn	107
Gráfico 31. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn	107
Gráfico 32. Concentración de Zn (ppm) en función de la profundidad: ppm Zn	108
Gráfico 33. Relación lineal entre la concentración de Zn (ppm) y la profundidad	108
Gráfico 34. Porcentaje de residuo en función de la profundidad	109
Gráfico 35. Relación lineal entre el porcentaje de residuo y la profundidad	109
Gráfico 36. Correlación en función de la profundidad: % Ca vs % Mg	111
Gráfico 37. Correlación lineal en función de la profundidad: % Ca vs % Mg	112
Gráfico 38. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba	113
Gráfico 39. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba	113
Gráfico 40. Correlación en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K	114
Gráfico 41. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K	114
Gráfico 42. Correlación en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn	115
Gráfico 43. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn	115
Gráfico 44. Concentración de Zn (ppm) en función de la profundidad	116
Gráfico 45. Relación lineal entre la concentración de Zn (ppm) y la profundidad	116
Gráfico 46. Porcentaje de residuo en función de la profundidad	117
Gráfico 47. Relación lineal entre el porcentaje de residuo y la profundidad	117
Gráfico 48. Correlación lineal en función de la profundidad: % Mg vs ppm Na	124
Gráfico 49. Correlación lineal en función de la profundidad: % Mg vs ppm Na	124
Gráfico 50. Correlación en función de la profundidad: % Mg vs ppm Sr	124

INTRODUCCION

Los carbonatos sedimentarios comprenden una de las áreas de estudio de mayor importancia en la geología y, más aún, dentro de la industria petrolera, ya que no solo las rocas carbonáticas representan las principales rocas madres de países como Venezuela, sino que en ellas se encuentra aproximadamente el 50 % de los reservorios de hidrocarburos a nivel mundial, así como la mayor parte de los acuíferos conjuntamente con las areniscas. Las dolomías y calizas representan la mayor parte de este grupo de sedimentos y rocas.

En este trabajo de investigación se realizará una comparación entre facies de carbonatos de distintas edades, entre las cuales se encuentran facies de dolomías. Se estudiarán, tanto muestras del Grupo Cogollo de edad Cretácico de los núcleos ALPUF 6, VLA 711 y TOTUMO 3, ubicados en la cuenca de lago de Maracaibo, como muestras de sedimentos tomados en distintos ambientes sedimentarios, principalmente zonas de sabkhas, pertenecientes al archipiélago Los Roques. Se determinará por medio de difracción de rayos X, la mineralogía de las distintas facies tanto de núcleo como de sedimento. Por medio de espectrometría de emisión óptica inductivamente acoplado a plasma (ICP) se determinarán los elementos mayoritarios, minoritarios y traza de las distintas facies de plataformas carbonáticas pertenecientes a las dos zona en estudio, con el propósito de establecer los cambios y las posibles relaciones existentes, considerando las diferencias entre facies pertenecientes al Holoceno y facies del Cretácico que han sufrido cambios diagenéticos importantes.

Los sedimentos de carbonato se originan a través de la combinación de varios factores biológicos y físico-químicos, que luego, por procesos diagenéticos como la litificación, se convierten en rocas como la caliza y la dolomía, las cuales son las rocas carbonáticas más abundantes y de mayor importancia, ya que, con las condiciones adecuadas, pueden representar grandes reservorios de hidrocarburos e importantes rocas madres.

Los minerales de carbonato se forman a partir de aguas sobresaturadas en carbonato de calcio por procesos bioquímicos realizados por los organismos para formar sus caparazones y partes esqueléticas, así como por precipitación química inorgánica en aguas sobresaturadas y en ambientes de alta evaporación. La textura depositacional, así como las partículas sedimentarias presentes en las calizas, son indicativos de las condiciones del ambiente de sedimentación. A su vez, el contenido fósil de estas rocas representa la evolución de los organismos, paleoambientes y cambios en el nivel del mar desde el Pre-Cámbrico hasta el Reciente.

A través de la determinación de la mineralogía, la biota presente, los elementos minoritarios y traza, se puede determinar la historia geológica en muestras de roca y sedimentos de carbonato. La composición mineralógica inicial de los organismos calcáreos, constituyentes inorgánicos, micrita y cementos incide en los diversos cambios diagenéticos y de porosidad que puede sufrir una facies determinada, por lo tanto, es importante la determinación de la composición mineralógica inicial, final, y la concentración de elementos menores y traza para poder conocer los procesos diagenéticos que ha sufrido una roca (después de la litificación). En el caso de sedimentos recientes, es útil para extrapolar los resultados obtenidos y entender mejor los ambientes carbonáticos del pasado geológico.

Los diversos ambientes donde se pueden formar los minerales de carbonato determinan el tipo de facies que se va a formar, con una composición mineralógica, composición química y biota determinada.

Con este estudio se pretende extender nuestros conocimientos acerca de la dinámica de un complejo de carbonatos y, los resultados obtenidos pueden permitir llegar a conclusiones acerca del origen de algunas facies de dolomías presentes en el Grupo Cogollo, sobre las cuales hay dudas acerca de un origen en superficie o en soterramiento.

JUSTIFICACION

El origen de las dolomitas siempre ha sido un tema controversial y muy estudiado por profesionales de las distintas ramas de las Ciencias de la Tierra. El entendimiento de los diversos procesos que dan origen a este tipo de mineral es de sumo interés, sobre todo para la industria petrolera, ya que las dolomías, constituidas por dolomitas, son facies que pueden presentar porosidad y permeabilidad, y su presencia dentro de un sistema petrolífero podría ser indicativo de un posible reservorio de hidrocarburos. Uno de los temas controversiales en el origen de las dolomitas y dolomías es si éstas se forman en los ambientes superficiales o durante el soterramiento profundo. La determinación de los elementos minoritarios y traza puede constituirse en una herramienta para ayudar a determinar este origen y de esta forma contribuir a solucionar problemas de correlación estratigráfica sobre la existencia local o regional de algunas facies de dolomías. Venezuela tiene reservas de hidrocarburos en facies de dolomías en el Cretácico Temprano de la Cuenca de Maracaibo y en el Cretácico Tardío de la Cuenca Barinas-Apure. También hay dolomías en el Mioceno de la Cuenca de Falcón. Igualmente, los acuíferos se encuentran básicamente en calizas, dolomías y areniscas, por lo cual, para el estudio y ubicación de las reservas de aguas subterráneas en el futuro, es necesario conocer la sedimentación y petrología, entre otras, de estos sedimentos y rocas.

En lo que respecta al origen de las dolomitas del Holoceno, es una ventaja el poder determinar en un ambiente actual, propicio para la formación de este mineral, los parámetros sedimentológicos, ambientales y geoquímicos que han controlado las dolomitas y dolomías a través del tiempo geológico. Estas consideraciones son igualmente válidas para los sedimentos calcáreos de diversas facies y ambientes modernos, cuya composición mineralógica, ambiente sedimentario y características geoquímicas, permiten conocer con mayor detalle la movilidad de ciertos elementos durante los cambios diagenéticos.

Objetivos Generales

- Determinación de la composición mineralógica (dolomita, calcita con baja concentración de magnesio, cuarzo y arcillas) de algunas muestras de los núcleos ALPUF-6 y VLA-711 pertenecientes al Grupo Cogollo en la Cuenca de Maracaibo.
- Determinación de la mineralogía (aragonito, calcita con alta concentración de magnesio, calcita con baja concentración de magnesio y evaporitas) de algunas muestras de sedimento tomadas en distintos puntos del archipiélago Los Roques en ambientes de lagunas hipersalinas, sabkhas, líneas de playa y planos arrecifales.
- Determinación de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en las muestras de núcleo y sedimento. Los elementos a determinar son: calcio, magnesio, estroncio, bario, hierro, manganeso, potasio, sodio y cinc.

Objetivos Específicos

- Utilizar las relaciones entre los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de las dolomías del Grupo Cogollo, para determinar el ambiente de formación (en superficie durante la sedimentación o en soterramiento).
- Con el mismo análisis, en las facies de sabkha en el archipiélago Los Roques, determinar si hay formación de proto dolomita y si la misma se deriva de aragonito, calcita con alta concentración de magnesio, o ambos. Igualmente considerar si, sedimentos no directamente relacionados con ambientes de sabkha, pueden originar protodolomita (línea de playa y planos arrecifales).
- Comparar la concentración entre los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas entre las dolomías del Cretácico analizadas y las facies de proto dolomita del Holoceno.

Fundamentos Teóricos

Para que se forme un complejo de carbonatos deben combinarse una serie de variables como temperatura, salinidad, biota, profundidad de las aguas y ausencia en casi su totalidad de sedimentos clásticos. A su vez, el tipo de depósito carbonático que se va a formar va a depender de la tectónica global y regional donde se está desarrollando el complejo de carbonatos y la tasa de subsidencia, que influye en los espesores y distribución vertical de las facies. Se pueden considerar cuatro marcos tectónicos generales (Wilson, 1975; Boggs, 1995):

- Complejos desarrollados en cuencas alejadas de la plataforma con gran subsidencia regional.
- Complejos desarrollados fuera de grandes bloques cratónicos con gran subsidencia regional. Este tipo de depósitos se puede dividir en dos grandes grupos: plataformas y rampas desarrolladas fuera de los bloques cratónicos y depósitos frangeantes desarrollados en los márgenes del cratón.
- Complejos desarrollados en zonas adyacentes a plataformas en áreas de subsidencia moderada. Estos depósitos de carbonatos se desarrollan en zonas intracratónicas con cuencas someras.
- Complejos desarrollados en áreas de plataforma de subsidencia moderada.

Además de las condiciones tectónicas a nivel global y regional, la tectónica local puede generar estados de levantamiento o subsidencia que difieren con respecto al marco tectónico general. Las variaciones en el nivel del mar de carácter eustático o de carácter regional es otra de las variables claves que determina el tipo de facies que se van a depositar e incide en el grado de diagénesis que sufrirán los depósitos carbonáticos. Los parámetros fisicoquímicos del medio como pH, Eh, salinidad, concentraciones de CO₂, temperatura y profundidad de las aguas, nivel de energía del ambiente y su relación con la biota presente, deben combinarse

para que se den las condiciones ideales para el desarrollo de un complejo de carbonatos, y en conjunto, todos estos parámetros van a determinar el desarrollo de biotas y facies específicas.

Los minerales de carbonato se forman a partir de aguas sobresaturadas en carbonato de calcio. Su precipitación se da por procesos bioquímicos, donde los organismos toman el Ca^{2+} y el CO_3^{2-} presente en el agua de mar para formar sus caparazones y conchas y por precipitación química por aguas sobresaturadas en estas especies químicas y por precipitación en ambientes de alta evaporación. Para que un sedimento o roca sea considerada como carbonato, debe estar compuesto en más de un 50% por minerales de carbonato, donde el anión CO_3^{2-} puede estar acompañado de uno o más cationes.

El mineral de carbonato más abundante es la calcita, CaCO_3 , el cual es el principal componente de las calizas, seguido de la dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, mineral que se puede formar por reemplazamiento de la calcita y/o aragonito o por precipitación directa. En los ambientes sedimentarios de carbonatos modernos es común encontrar aragonito, CaCO_3 , calcita magnesiana ($> 5\%$ de MgCO_3) y calcita con baja concentración en magnesio ($< 5\%$ de MgCO_3). Tanto el aragonito como la calcita magnesiana son metaestables y van a pasar a la forma estable que es la calcita con baja concentración de magnesio, transformación que se da por procesos diagenéticos (Méndez, 1984, 2007).

A modo general, todos los carbonatos metaestables, con excepción de algunos atolones presentes en el océano Pacífico, formados antes del Pleistoceno Medio ya han pasado a la forma de calcita con bajo magnesio. La calcita con alto contenido de magnesio y el aragonito son comunes en ambientes sedimentarios modernos y son formados, tanto por procesos bioquímicos realizados por determinados organismos, como por precipitación química inorgánica. Estos minerales metaestables suelen estar presentes en forma de cemento o constituyentes como los ooides, así como formando parte de los caparazones o partes esqueléticas de determinados organismos.

La dolomita no es tan abundante en ambientes sedimentarios modernos en comparación con plataformas carbonáticas del pasado geológico, ya que este mineral se forma principalmente por procesos de dolomitización a partir de la calcita, calcita magnesiana y aragonito. En el Holoceno no es común la formación de dolomita sin la intervención de bacterias sulfato reductoras y/o en asociación con ambientes hipersalinos supramareales. Las grandes acumulaciones de dolomita (mineral) y dolomía (roca) tienen un origen asociado a ambientes hipersalinos, en cambio, menores acumulaciones de dolomita están ligadas a procesos subsuperficiales donde hay circulación de aguas enriquecidas en Mg^{2+} a través de la plataforma de sedimentos (Land, 1985; Hardie, 1987).

Por razones cinéticas no existen grandes acumulaciones de dolomita en ambientes sedimentarios pertenecientes al Reciente, ya que no ha habido suficiente tiempo durante el Holoceno para formar extensas áreas de dolomita de origen secundario (Land 1995, 1998; Chai et al., 1995)

Mineralogía y Geoquímica

Los minerales de carbonatos están compuestos principalmente por los grupos de la calcita, dolomita y aragonito. La calcita y la dolomita cristalizan en el sistema romboédrico mientras que el aragonito cristaliza en el sistema ortorrómbico. Los cationes más comunes dentro de los minerales de carbonatos son el calcio y el magnesio, pero éstos pueden ser sustituidos en las estructuras cristalinas por cationes como hierro, estroncio, manganeso y bario. Usualmente el Mg sustituye al Ca en la estructura de la calcita (alta o baja en Mg), mientras que en la estructura del aragonito, la cual es mucho más amplia que la de la calcita, el catión que usualmente sustituye al Ca es el Sr. También es común que el Fe sustituya al Ca en la calcita con bajo Mg, o al Mg en la calcita con alto Mg. También en las dolomitas puede haber una sustitución importante de Mg por Fe por efectos diagenéticos. Cuando esta sustitución

representa una relación molar del 70% de $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ se denomina ankerita. Cuando la sustitución es menor se denomina dolomita ferrosa (Tabla 1).

A modo general, en ambientes sedimentarios pertenecientes al Reciente se puede considerar que los organismos como algas verdes, pelecípodos, gasterópodos y constituyentes no orgánicos están compuestos principalmente por aragonito. La calcita magnesiana es el constituyente de la mayoría de los foraminíferos bentónicos, algas coralinas, equinodermos, briozoarios, etc. La calcita con baja concentración de magnesio se encuentra en los foraminíferos planctónicos, algunos foraminíferos bentónicos, ostreas, ostrácodos, etc.

Los cambios diagenéticos en los carbonatos ocurren muy rápidamente y, más aún, cuando éstos son expuestos de manera total o parcial por descensos en el nivel del mar. Por esto es muy importante identificar la composición mineralógica inicial, ya que los minerales metaestables como el aragonito y la calcita magnesiana pueden generar variaciones importantes en las porosidades iniciales. Ejemplo de esto son las porosidades del tipo móldica y oquedad que se originan a partir de fragmentos esqueléticos compuestos por aragonito.

Los principales cationes presentes en los minerales de carbonatos son el Ca y el Mg, pero además se puede encontrar Sr, U, Mn, Fe, Na, Pb, Ba, Zn, Cu, V, etc. El Sr y el Mg son los cationes que presentan mayor movilidad, ya que se encuentran en la calcita magnesiana y en el aragonito, y estos minerales, al pasar a la forma estable que es la calcita con baja concentración de magnesio, liberan la mayor parte del Sr y el Mg. Todos estos cationes que están presentes como elementos traza en los minerales de carbonato se pueden utilizar para la interpretación de los ambientes de depositación inicial, como es el caso del Zn, Mn, Cu, V y Fe, mientras que otros como el U se utilizan para realizar dataciones radiométricas en aragonito (Méndez, 1984, 2007).

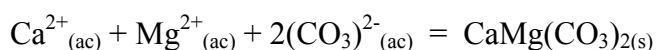
MINERAL	SISTEMA	FORMULA	SUSTITUCIONES	OCURRENCIA
Gr. Calcita				
Calcita (<4% Mg)	trigonal	CaCO ₃	Mg por Ca común; También Fe, Mn; Zn, C	Mineral dominante en algunos organismos; cementos freáticos y meteóricos; algo en cementos marinos profundos.
Calcita Mg (>4% Mg)	“	CaCO ₃	Similar al anterior	Mineral dominante en algunos organismos; cementos marinos; metaestable pasa a calcita
Magnesita	“	MgCO ₃	Fe por Mg; algo de Ca y Mn por Mg	No es común; se encuentra asociado a facies de evaporitas.
Rodocrosita	“	MnCO ₃	Fe y Ca por Mn	No es común; asociado con siderita y silicatos de hierro.
Siderita	“	FeCO ₃		Como cemento y concreciones; en depósitos de minerales de hierro
Smithsonita	“	ZnCO ₃	Fe y Mn por Zn; Algo Ca, Mg, Cd, Cu, Pb por Zn	Asociación con yacimientos de Zn; cemento y concreciones en lutitas y areniscas; en carbonatos alterados por soluciones portadoras de Fe.
Gr. Dolomita				
Dolomita + de 40-50 Mg	“	CaMg(CO ₃) ₂	Fe y Mn por Mg; También Zn, Cu	Común; asociado a calcita y minerales de evaporitas; diagénesis de calcita y aragonito
Ankerita	“	Ca(Mg, Fe, Mn,) (CO ₃) ₂	Mn por Mg o Fe ²⁺	En sedimentos ricos en hierro o como granos o concreciones.
Gr. Aragonito	Rómbico			
Aragonito	“	CaCO ₃	Sr por Ca es común; Ba, Pb, K	Común en sedimentos recientes; en organismos calcáreos y cementos marinos; metaestable pasa a calcita.
Cerusita	“	PbCO ₃		
Estroncianita	“	SrCO ₃	Ca o Ba por Sr	En vetas de algunas calizas.
Witherita	“	BaCO ₃	Ca, Sr o Mg por Ba	En vetas asociado con yacimientos de galena.

Tabla 1. Minerales comunes en carbonatos. La calcita con alto y bajo Mg, el aragonito y la dolomita, constituyen todos los carbonatos formados en ambientes marinos. La ankerita es una fase de la dolomita enriquecida en Fe por diagénesis (generalmente en soterramiento). La magnesita puede estar asociada a evaporitas (recopilación por Méndez, 2007).

Geoquímica de la Dolomita

El agua de mar es la única fuente de cationes Mg^{2+} capaz de formar grandes volúmenes de dolomita sedimentaria, en o cerca de la superficie terrestre (Land, 1980, 1985 citado por Warren, 2000). Esta contiene aproximadamente 1290 ppm de Mg y 411 ppm de Ca, con una relación Mg/Ca de 3,14 (Warren, 2000). Las aguas meteóricas contienen una menor y más variable concentración de Mg^{2+} y Ca^{2+} , la cual depende del tipo de litología en contacto con las aguas y el grado de interacción agua-roca. Típicamente, la relación Mg/Ca en las aguas meteóricas tiene un valor comprendido entre 0,04 y 1,8 (Folk. y Land, 1975, citado por Warren, 2000).

La precipitación de dolomita primaria en cualquier tipo de ambiente requiere que se lleve a cabo la siguiente reacción:

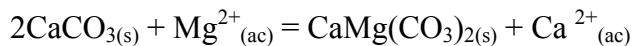


La constante de equilibrio está definida por la siguiente ecuación:

$$K = \frac{[CaMg(CO_3)_2]_{(s)}}{[Ca^{2+}]_{(ac)} [Mg^{2+}]_{(ac)} [(CO_3)^{2-}]_{(ac)}^2}$$

El valor de K no es conocido con precisión debido a las dificultades en la síntesis de dolomita a bajas temperaturas en el laboratorio. Hsu (1967, citado por Warren, 2000) estima que este valor es aproximadamente $K = 10^{-17}$, basado en dolomitas metaestables de ambientes modernos. Por su parte, Hardie (1987, citado por Warren, 2000), estima que el valor de la constante puede ser $K = 10^{-16,5}$. Conociendo aproximadamente las actividades de las especies Ca^{2+} , Mg^{2+} y CO_3^{2-} en el agua de mar, resulta un producto iónico del orden de $10^{-15,01}$. Pareciera que actualmente el agua de mar está sobresaturada por uno o dos órdenes de magnitud con respecto a la dolomita. Aún así, la precipitación de dolomita no es muy común. Esto resalta la probabilidad de que la formación de la dolomita en los océanos modernos esté controlada por la cinética de la reacción (Warren, 2000).

Un argumento similar puede usarse para explicar la dolomitización de calizas por las aguas de los océanos modernos, mediante la siguiente ecuación:



La constante de equilibrio está representada por la ecuación:

$$K = [\text{Ca}^{2+}]_{(ac)} / [\text{Mg}^{2+}]_{(ac)} = 0,67$$

La reacción se debe desplazar hacia la derecha cuando la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ es mayor a 0,67. La relación molar Mg/Ca en las aguas de los océanos modernos es de aproximadamente 3:1; valor que promovería, no solo la precipitación de dolomita sino la dolomitización de calizas. Esto no ocurre en la proporción reflejada por las constantes de equilibrio, probablemente por razones cinéticas (Warren, 2000).

Lippmann (1973, 1982) afirma que la sobresaturación del agua de mar con respecto a la dolomita puede persistir por largos períodos sin que ocurra la precipitación de dolomita. Este autor argumenta que esto refleja la gran fuerza electrostática en la unión entre el ión Mg^{2+} y las moléculas de agua, la cual es muy superior a la fuerza electrostática que une las moléculas de agua con los iones de Ca^{2+} y CO_3^{2-} . Debido a esto, el principal mineral de carbonato que precipita en ambientes modernos es el aragonito. Esta gran capacidad de hidratación del ión Mg^{2+} se puede vencer en ambientes salinos de alta evaporación, debido al aumento paulatino de la relación Mg/Ca. Aún así, es difícil que se ocurra la precipitación directa de dolomita y, lo que generalmente sucede es un enriquecimiento paulatino en Mg de los sedimentos no litificados de aragonito o calcita magnesiana.

Los elementos traza generalmente usados para comprender la evolución de las dolomitas son estroncio, hierro, sodio y manganeso. Es importante determinar la mineralogía inicial a partir de la cual se genera la dolomitización, para así poder entender la presencia de los elementos traza en determinadas concentraciones. La mineralogía inicial va a depender del tipo de organismo, el cual formará el caparazón y partes internas calcáreas con aragonito,

calcita con alto magnesio y calcita con bajo magnesio, con lo cual se puede intuir el grado o facilidad para la dolomitización y para los cambios diagénéticos en general (Méndez, 1984).

El aragonito marino, el cual posee un alto contenido de Sr, entre 8000 a 1000 ppm, formará dolomitas con una concentración de Sr entre 500 a 600 ppm. La calcita con alto y bajo contenido de Mg (Sr entre 1000 a 2000 ppm) genera dolomitas con Sr entre 200 a 300 ppm de Sr. Usualmente las dolomitas que se forman en las etapas iniciales de la diagénesis contienen una mayor concentración de Sr que las formadas en las etapas finales (Warren, 2000).

Es importante considerar, que la concentración de Sr varía en relación al organismo cuya mineralogía calcárea está formada por aragonito. Los valores más altos se encuentran en ooides, algas verdes y corales, mientras baja considerablemente en organismos como los pelecípodos y gasterópodos (Méndez, 1984). Los organismos citados, conjuntamente con los foraminíferos y las algas rojas, han originado la mayor parte del sedimento calcáreo en los sistemas de carbonatos situados en las plataformas desde el Mesozoico (Méndez, 1984).

El sodio en las dolomitas de origen marino es relativamente alto. Dolomitas en ambientes modernos del Caribe presentan concentraciones de Na entre 1000 a 3000 ppm (Land y Hoops, 1973, citado po Warren 2000). Las dolomitas formadas en zonas de mezcla de aguas también poseen altos valores, mientras que las presentes en los atolones del mar Pacífico poseen concentraciones de Na entre 500 a 800 ppm (Rodgers et al, 1982). La mayoría de las dolomitas antiguas poseen concentraciones de Na que apenas superan los 200 ppm. Al igual que el Sr, las concentraciones de Na en las dolomitas pueden ser usadas para determinar su origen, aunque estos valores no son indicadores absolutos.

El Fe y el Mn tienden a aumentar sus valores dentro de las dolomitas durante los procesos de soterramiento. Estos dos elementos poseen concentraciones muy bajas en el agua de mar pero pueden presentar altos valores en fluidos expulsados a medida que avanza el

soterramiento. Es por esto que las dolomitas se van enriqueciendo paulatinamente en estos dos elementos a medida que son soterradas (Warren, 2000).

La concentración de Sr en las dolomías puede aportar información acerca de la composición mineralógica precursora (Banner, 1995). Por su parte, el Na y K permiten reconstruir las condiciones de salinidad durante la diagénesis temprana y el comienzo del enriquecimiento del sedimento en Mg (Sass y Katz, 1982). El Fe y Mn pueden aportar información sobre las condiciones redox durante la dolomitización en soterramiento, además de ser indicativo de la disponibilidad de estos elementos en los fluidos dolomitizantes. Elementos calcófilos sensibles a los cambios en las condiciones óxido-reducción como As, Cd, Mo, Ni y Zn pueden ser usados para inferir las condiciones redox del ambiente de sedimentación. Las altas concentraciones de estos elementos pueden sugerir condiciones entre subóxicas y anóxicas y también con alto contenido de materia orgánica (Nedeléc et al., 2005).

La estructura cristalina de la dolomita (mineral) está compuesta por una alternancia de capas de Ca^{2+} y Mg^{2+} , separadas por capas de CO_3^{2-} y su composición química es representada por la fórmula estequiométrica $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ donde el Ca y el Mg están presentes en iguales proporciones (Warren, 2000). La expresión $\text{Ca}_{0,50}\text{Mg}_{0,50}(\text{CO}_3)_2$ representa una dolomita compuesta por 50% de CaCO_3 y 50% de MgCO_3 . Sin embargo, no es común encontrar dolomitas que presenten una composición estequiométrica respecto a Ca y Mg (Chimahusky, 1978 y Lumsden, 1979). Goldsmith y Graf (1958) fueron los primeros en relacionar a dolomitas estequiométricas con ambientes evaporíticos. Fuchtbauer (1972) afirmó que las dolomitas con una composición cercana a 50% de CaCO_3 y 50% de MgCO_3 están asociadas a ambientes de alta evaporación y la presencia de yeso y anhidrita. La alta salinidad presente en este tipo de ambientes, junto con el incremento en la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ debido a la precipitación de yeso, promueve la dolomitización de los sedimentos calcáreos (Newell et al., 1953; Deffeyes et al., 1965; Land, 1967; Alderman, 1965).

Ambientes Sedimentarios

Los carbonatos se forman en una gran variedad de ambientes, los cuales pueden ser terrestres, transicionales y marinos. Cada ambiente y la formación de minerales de carbonato van a estar regidos por una serie de parámetros que están controlados por las características del área como la morfología, la tectónica, condiciones climáticas, parámetros físico-químicos, biológicos, etc. Los terrestres comprenden grandes lagos y sistemas hipersalinos. Los ambientes transicionales se encuentran entre la línea de costa y el margen de la plataforma continental (pueden recibir aportes menores de sedimentos terrígenos en la línea de costa). Los directamente marinos están conformados por los atolones del Pacífico e Indico y por los depósitos pelágicos formados por la acumulación de foraminíferos planctónicos, bentónicos, cocolitos, etc.

La precipitación de minerales de carbonato, ya sea por origen biogénico, químico o por altos niveles de evaporación, está determinada por un conjunto de procesos que se relacionan entre sí y que en algunos casos es difícil establecer que proceso predomina. Estos procesos son de tres tipos: químicos, biológicos y físicos. Estos tres tipos de procesos sedimentarios no poseen una frontera definida y están controlados por factores químicos, físicos y biológicos, entre los cuales se pueden considerar los siguientes:

- Factores Biológicos: desarrollo de la biota, contribución de las partes esqueléticas al sedimento y edificación de estructuras orgánicas, degradación, horadación, bioturbación, efectos de entrapamiento y acumulación de sedimentos por organismos, peletización y actividad bacteriana.
- Procesos Químicos: Eh, pH, precipitaciones inorgánicas de minerales, meteorización y variaciones en el CO₂.
- Procesos Físicos: profundidad de las aguas, acción de los vientos, corrientes, oleaje y mareas.

Carbonatos en Ambientes Marinos

La gran mayoría de los sedimentos de carbonatos están asociados a ambientes marinos, donde también se incluyen los ambientes transicionales pero influenciados directamente por el mar (fig. 1). Los sedimentos de carbonato se generan casi en su totalidad en ambientes costeros tropicales donde el aporte de clásticos es menor o no existe y se desarrollan como arrecifes, plataformas, atolones, rampas y depósitos pelágicos en los océanos. La mayor parte de los sedimentos calcáreos se depositan, desde el Cretácico, en las zonas batiales y abisales menos profundas derivados de la gran producción de foraminíferos planctónicos y cocolitos, entre otros. En las plataformas continentales y relacionadas con éstas se desarrollan los grandes depósitos de aguas someras (rampas, plataformas, arrecifes, etc). Estos depósitos predominaron en el Paleozoico, Triásico, Jurásico y Cretácico Temprano. Las condiciones para la formación y acumulación de los sedimentos carbonáticos son las siguientes:

- Océanos tropicales hasta 30° de latitud norte y sur.
- Temperatura de las aguas entre 18 y 30 °C.
- Aguas saturadas en CaCO_3 .
- Aguas claras, sin turbidez, por lo que se requiere que no exista un aporte importante de sedimentos clásticos que inhiban la precipitación de los carbonatos.
- El pH de las aguas debe ser alcalino, su valor debe ser de 8,4 o superior.
- La disminución del CO_2 favorece la precipitación de los carbonatos, ya que esto produce un aumento en el pH de las aguas. Por el contrario, si hay un aumento en las concentraciones de CO_2 el pH se hace más ácido y esto provoca la disolución de los carbonatos.
- La remoción del CO_2 del agua de mar aumenta la concentración de iones de carbonato y disminuye la concentración de iones de bicarbonato, por lo tanto, todos los factores que promuevan este proceso inciden en la precipitación de los carbonatos: incremento

de la temperatura, aumento de la evaporación, aumento de la fotosíntesis con producción de O_2 y disminución del CO_2 , corrientes surgentes “upwelling” que generan mezcla de aguas ricas en CO_3^{2-} y pobres en Ca^{2+} con el agua marina normal.

- Actividad de ciertas bacterias las cuales aumentan el pH de las aguas consumiendo CO_2 y reduciendo los sulfatos y nitratos.
- Los depósitos pelágicos están controlados por el nivel de compensación del aragonito (aproximadamente 1.500 - 2.000 m) y la calcita (4.000 a 5.000 m).
- Estos depósitos pelágicos deben estar exentos o en proporciones pequeñas de sedimentos terrígenos aportados por ambientes fluviales en la plataforma continental, y por grandes deltas que pueden desarrollar ambientes de turbiditas en las zonas batiales y abisales.

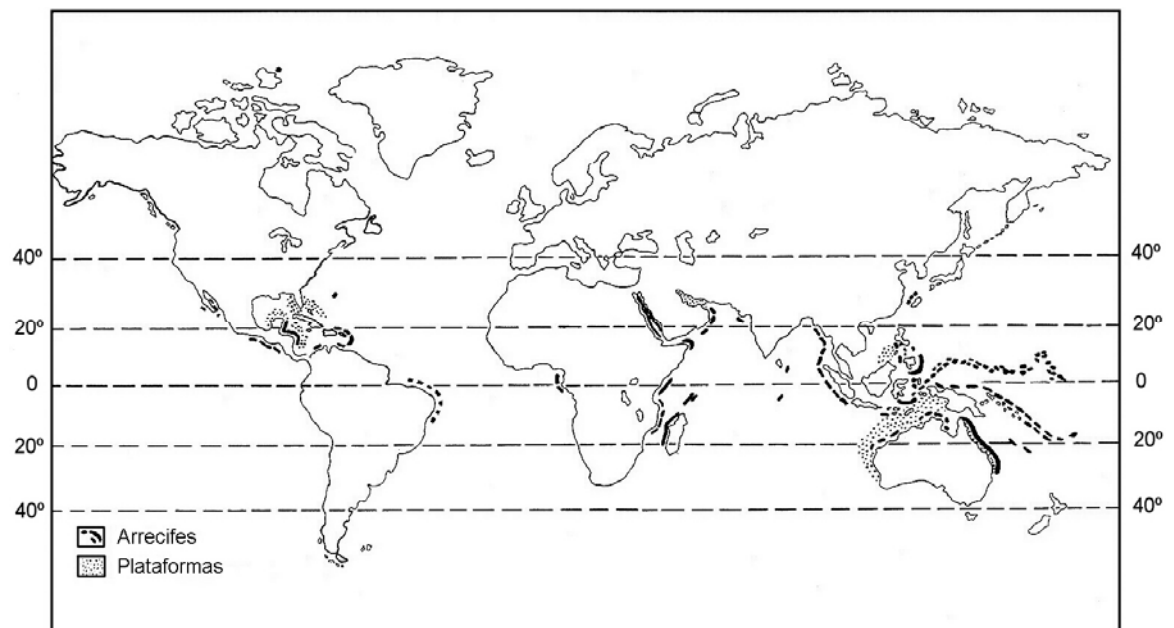


Fig.1. Formación de arrecifes y plataformas de carbonatos durante el Holoceno. Se puede observar que las áreas más importantes están alrededor del mar Caribe, golfo de México, mar Rojo, Madagascar, golfo Pérsico, Indonesia y Australia. Los carbonatos pelágicos se depositan en los fondos oceánicos por encima del nivel de compensación de la calcita. Los mayores depósitos de carbonatos pelágicos se encuentran en el océano Atlántico (modificado de Wilson, 1975, Méndez 2007).

Los ambientes marinos comprenden las siguientes zonas (fig.2):

- Zona Nerítica, la cual comprende a la plataforma continental hasta los 200 metros de profundidad.
- Zona Batial, comprendida entre los 200 y los 2000 m de profundidad. Abarca el talud proximal, distal y parte de las cuencas oceánicas donde hay acumulación de turbiditas y de sedimentos pelágicos.
- Zona Abisal, a partir de los 2000 m de profundidad. Abarca las áreas de cuenca profunda y sedimentación pelágica y está limitada por el nivel de compensación de los carbonatos.
- Zona Hadal, a partir de los 6000 m de profundidad.

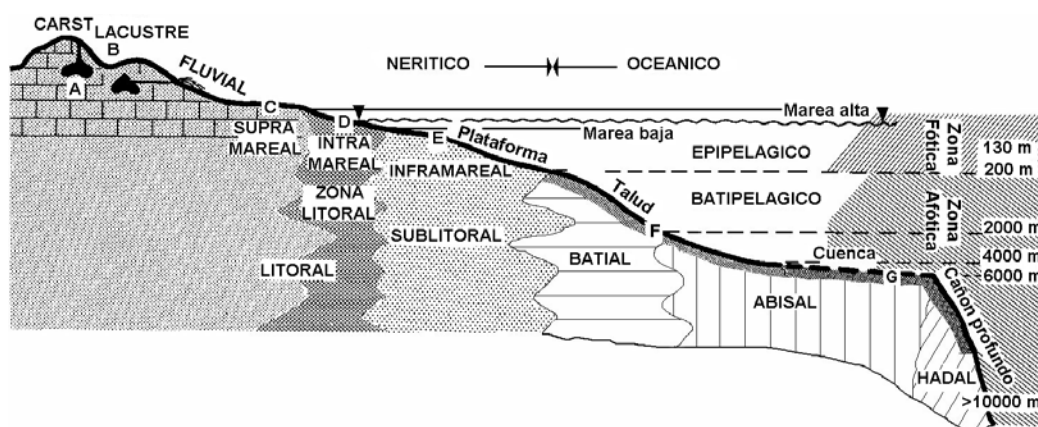


Fig.2. Clasificación oceanográfica con la distribución de las diversas zonas oceánicas (modificado de Flugel, 1982).

Depósitos de Carbonatos en Ambientes Marinos: de acuerdo a la posición con respecto a la plataforma costera, los depósitos de carbonato se dividen en tres grandes grupos:

- Carbonatos derivados de la plataforma continental: comprenden los arrecifes de barrera, arrecifes frangeantes, bancos, plataformas y rampas. Dentro de este grupo de carbonatos, los ambientes y facies más profundas pueden estar relacionados con las zonas batial y abisal. En general, estos sistemas comienzan como una rampa. (fig.3).

- Carbonatos tipo plataforma, arrecifes frangeantes y atolones no dependientes de la plataforma continental.
- Carbonatos pelágicos.

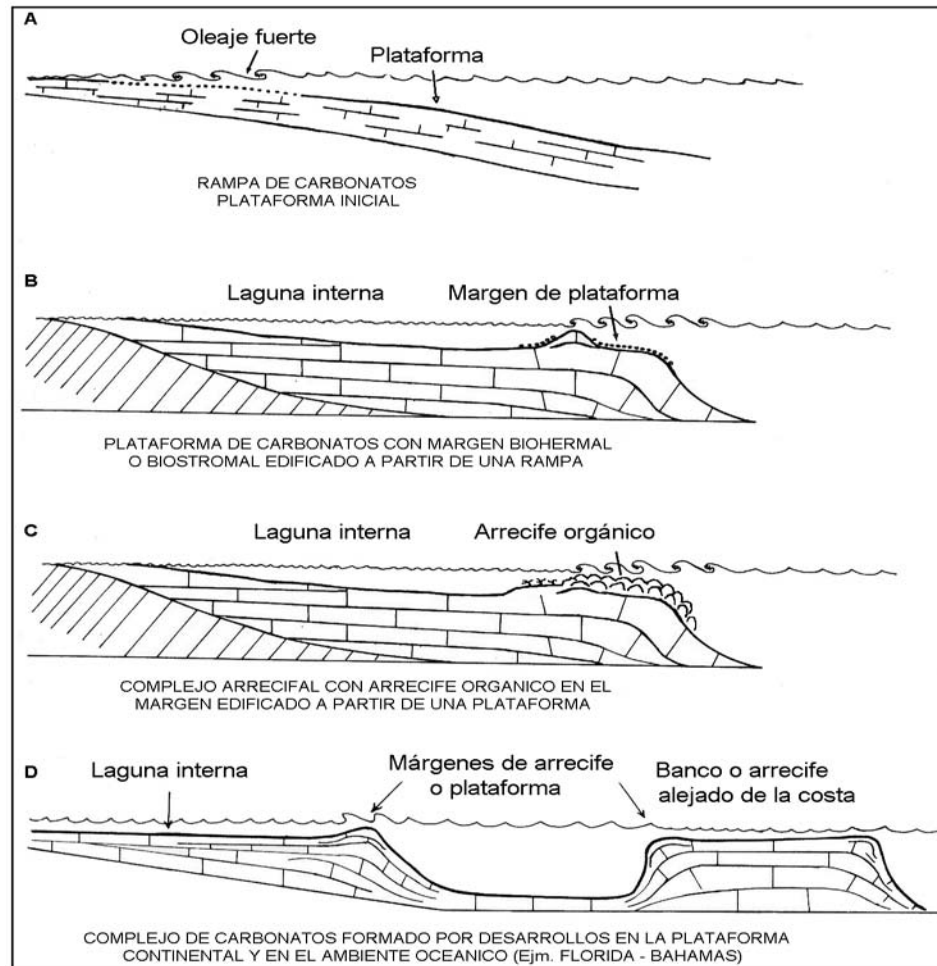


Fig.3. En el gráfico se indica la evolución de un complejo de carbonatos desde el estado inicial de una rampa, desarrollo de una plataforma y finalmente la formación de un arrecife orgánico asociado a la plataforma. La distribución vertical y horizontal de facies varía para cada uno de los sistemas. Finalmente (D), se encuentra un amplio modelo formado por una plataforma y un banco o plataforma alejado de la costa. Este modelo es similar al que se encuentra en la plataforma de la Florida y el banco de las Bahamas. Los arrecifes y plataformas de carbonatos son los sitios por excelencia para el desarrollo masivo de sedimentos y rocas de carbonatos (modificado de Wilson, 1975).

Con relación a los dos primeros grupos ubicados en la plataforma continental y relacionados directamente con la línea de costa, se pueden identificar tres grandes zonas o ambientes con numerosos subambientes y facies:

- **Ambiente Supramareal:** influenciado por las mareas y tormentas esporádicas pero ubicado por encima del nivel máximo de la marea alta. Incluye las lagunas hipersalinas, ambientes de sabkha y terrazas de tormenta. Es común encontrar minerales de evaporitas como yeso y anhidrita y también es un ambiente propicio para la formación de dolomitas, aunque la formación de estos minerales va a depender del clima y la pluviosidad. Un clima árido con poca pluviosidad es propicio para la formación tanto de evaporitas como de dolomita singenética, la cual se forma contemporáneamente con las evaporitas. Los sedimentos pueden ser variados pero hay un predominio de lodo calcáreo.
- **Ambiente Intramareal:** está situado entre la fluctuación de las mareas por lo que está sujeto a una exposición e inmersión constante, lo que genera una sedimentación cíclica y variaciones constantes del pH y las concentraciones de CO₂. Comprende ambientes como la línea de playa, manglares, canales de marea, etc. Los sedimentos son generalmente de tamaño limo y hay abundantes peloides. La fauna es muy restringida debido a la exposición constante al bajar la marea hasta su nivel mínimo.
- **Ambiente Inframareal:** está situado permanentemente por debajo del nivel de la marea baja. Corresponde a zonas de laguna de baja energía, zonas abiertas de plataforma, bancos y rampas. Los sedimentos están compuestos por limos y material muy fino, peloides, gran concentración de granos esqueléticos y bioturbación. En áreas donde hay una circulación restringida de las aguas, el sedimento presenta un olor característico a H₂S.
- **Ambiente de la Cuenca Profunda:** este ambiente comprende toda la sedimentación que se produce por debajo de los 200 m de profundidad y abarca las zonas batial, abisal y hadal. La procedencia de los sedimentos es de dos tipos: sedimentos que se desplazan por el talud exterior y sedimentos pelágicos.

Ambientes y Facies en un Complejo de Carbonatos

Frente Arrecifal: representa el eje divisorio entre el arrecife exterior y los ambientes de laguna detrás del arrecife. Este, a su vez, se divide en dos zonas principales: el arrecife orgánico y el plano arrecifal. El arrecife orgánico está formado por una gran variedad de colonias de corales hexacorarios, hidrozoarios, Lithothamiun, etc.

El crecimiento del arrecife, por lo general, va desde aguas someras hasta los 40 m de profundidad. La textura depositacional característica son los boundstone o biolititas. Este es un ambiente de alta energía donde el oleaje varía de moderado a fuerte y la distribución de los organismos se da en base a la variación de la intensidad del oleaje.

El plano arrecifal es la zona del arrecife que se extiende desde la cresta hasta las áreas de laguna detrás del arrecife y por lo general, hay desarrollo de corales como la Acropora cervicornis, porites, hidrozoarios como Millepora, así como equinoides, algas verdes como la Halimeda y algas rojas. Texturalmente, es un ambiente propicio para la formación de grainstone y packstone de bioclastos u oolitas (Méndez, 2007). Generalmente la profundidad de las aguas es muy somera y es un ambiente de baja energía ya que está protegido del oleaje. También está influenciado por las mareas. Las texturas depositacionales predominantes son grainstone cerca del arrecife y packstone en las zonas más alejadas del arrecife.

Arrecife Exterior y Talud: comprende el arrecife exterior proximal y el arrecife exterior distal. El arrecife exterior proximal se extiende desde la base del arrecife hasta los 200 m de profundidad y puede presentar una pendiente muy variada dependiendo de las condiciones tectónicas de la zona y del tipo de depósito de carbonato. Los sedimentos en su mayoría provienen del frente arrecifal, encontrándose una gran variedad en el tamaño de grano, el cual puede ir desde arenas finas hasta grandes bloques y fragmentos de corales. El arrecife exterior

distal se extiende desde los 200 m de profundidad hasta las zonas donde todavía hay una influencia directa del complejo de carbonatos (fig.4).

Ambientes Detrás del Arrecife: compuestos por sistemas de lagunas que pueden variar en cuanto a su profundidad. Las lagunas detrás del arrecife en los atolones y arrecifes de barrera tienen una mayor profundidad que las lagunas situadas detrás de los arrecifes frangeantes. En los ambientes de barrera y atolones se pueden desarrollar manchones arrecifales. El ambiente detrás del arrecife tiene un nivel de energía muy variado, donde el oleaje varía de bajo, moderado a fuerte. Los pináculos y manchones arrecifales se forman en las zonas más profundas y de mayor oleaje, mientras que en las zonas donde el oleaje es bajo predominan algas como la Halimeda y Penicillus. Los tres principales ambientes ubicados detrás del arrecife son el supramareal, intramareal e inframareal.

Sedimentación Pelágica: es la que no está relacionada directamente con la línea de costa y aunque generalmente se relaciona con ambientes de mar abierto y cuencas profundas, también se puede dar el caso de una sedimentación pelágica en ambientes someros, como es el caso de las formaciones La Luna y Querecual, las cuales se formaron cuando los mares de aguas someras penetraron en el interior de los cratones debido a una rápida trasgresión durante el Cretácico.

Un sedimento es considerado de tipo pelágico cuando contiene menos del 25% de sedimentos en la fracción de 5 micras de origen terrígeno, volcanoclástico o de origen plataformal. Si posee más de un 25% de este tipo de sedimentos entonces se denomina hemipelágico.

El factor principal para la depositación y acumulación de sedimentos pelágicos es que la tasa de sedimentación de carbonatos sea notablemente superior a la tasa de sedimentación de

sedimentos terrígenos. Por esto, y dado que la mayoría de los ambientes de aguas someras poseen un alto influjo de material terrígeno, los depósitos de carbonatos pelágicos se ubican en su mayoría en zonas de aguas profundas donde el influjo de material terrígeno es escaso.

Los depósitos de carbonatos pelágicos contienen proporciones variables de sedimentos hemipelágicos (con un 25% de arcillas terrígenas) que son transportados por el viento. La biota pelágica está formada principalmente por foraminíferos planctónicos, cocolitos, pterópodos, etc. La sedimentación pelágica se ve favorecida por niveles altos del mar e incrementos en las temperaturas, ya que esto trae consigo un aumento en la proliferación de organismos flotadores. Un factor a tomar en consideración es la relación entre el nivel del mar y el nivel de compensación de los carbonatos. Actualmente estos sedimentos están en los océanos y mares tropicales y templados, principalmente en el océano Atlántico (fig.5.)

Nivel de compensación de los carbonatos: está determinado por la profundidad a la cual la tasa de sedimentación y de disolución se compensan. El lisocline se ubica por encima del nivel de compensación y es el nivel a partir del cual la tasa de disolución se incrementa. Los niveles de compensación y lisocline varían en su profundidad dependiendo de los océanos, pero a modo ilustrativo se toma como nivel de compensación del aragonito entre 1500 y 2000 m de profundidad, mientras que para la calcita con bajo magnesio entre 4000 y 5000 m. Estos niveles varían en profundidad ya que dependen de una serie de factores físicos, químicos y biológicos como la composición química local de las aguas, la tasa de sedimentación, la profundidad y la productividad biológica. En términos generales, una disminución de la temperatura, disminución de la salinidad, aumento del CO₂ y disminución de oxígeno hacen que el nivel de compensación se ubique más cercano a la superficie. El nivel del mar también influye directamente sobre el nivel de compensación de los carbonatos. Los niveles altos del

mar ubican al nivel de compensación más cerca de la superficie, mientras que niveles bajos del mar hacen que el nivel de compensación se ubique a mayor profundidad.

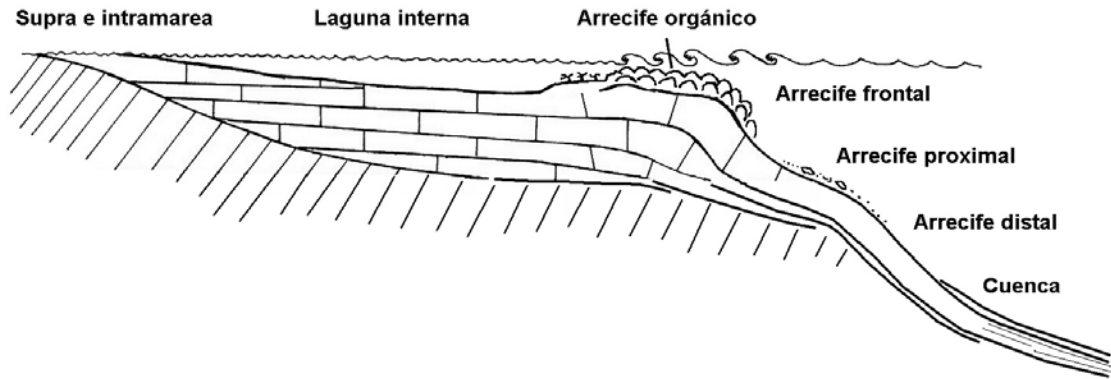


Fig.4. El arrecife orgánico alcanza su mayor desarrollo hasta los 40 m de profundidad. El arrecife proximal se prolonga hasta los 150 m y el distal hasta los 210 m, profundidad a partir de la cual la pendiente es muy suave hasta llegar a la cuenca (Méndez, 2007).

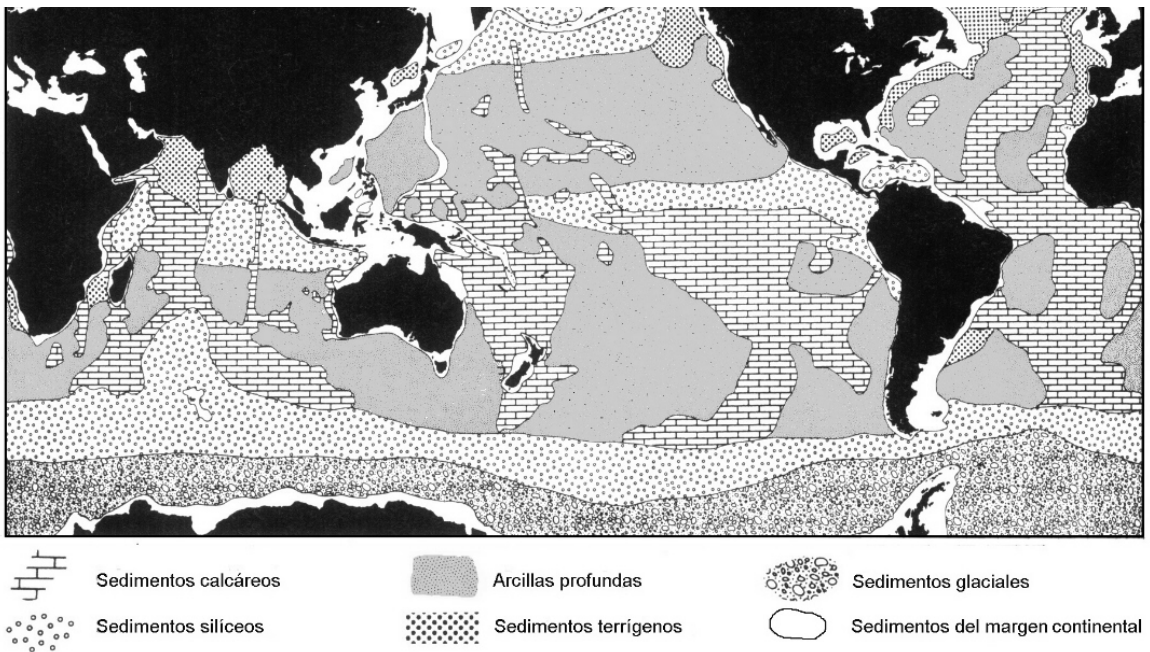


Fig.5. Tipos de sedimentos en las cuencas oceánicas del mundo. Sedimentos calcáreos (pelágicos), sedimentos terrígenos, arcillas profundas y sedimentos glaciales derivados principalmente de la Antártica (Davis y Gorsline, 1976; en Boggs, 1995).

Dolomitización

El proceso de dolomitización consiste en la conversión de la calcita CaCO_3 (con alta concentración de Mg) y el aragonito CaCO_3 en un mineral de composición química distinta, la dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. También puede haber formación de dolomita primaria por precipitación directa debido a soluciones ricas en Mg^{2+} con respecto a Ca^{2+} . A su vez, la formación de la dolomita es favorecida por una baja relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$; $\text{Ca}^{2+}/\text{CO}_3^{2-}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ y por altas temperaturas.

Cuando la dolomitización ocurre por procesos de conversión, ya sea de calcita o aragonito, el mineral original es reemplazado por uno de composición química diferente. Las reacciones químicas que muestran la formación de la dolomita son las siguientes:

- $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2(\text{CO}_3)^{2-} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
- $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$

La primera reacción representa la dolomita primaria formada por precipitación directa a partir de soluciones ricas en Mg^{2+} con respecto al Ca^{2+} . La segunda reacción representa la formación de dolomita a partir del reemplazamiento de calcita o aragonito. El ordenamiento cristalino de la dolomita va a depender del contenido de calcio en su estructura. Dolomitas ricas en Ca presentan una estructura cristalina muy cerrada y poco ordenada, lo que a su vez conlleva a generar una porosidad muy pobre ya que se conserva la fábrica original, en cambio las dolomitas que se forman a partir de fluidos ricos en Mg se generan de forma lenta y esto conlleva a una destrucción de la fábrica original, generándose una estructura cristalina amplia y presentando una gran porosidad intercristalina, con cristales predominantemente euhedrales. Dependiendo del tipo de dolomitización, los cristales de dolomita van a ser euhedrales, subhedrales y anhedrales. La dolomitización a partir de minerales de carbonato preexistentes puede ocurrir durante una diagénesis temprana, dándose lugar tan pronto como el sedimento

es depositado o durante una diagénesis tardía, ocurriendo tiempo después de la depositación y posterior a la litificación y cementación.

Según Larsen y Chilingar (1979), se pueden considerar tres tipos de dolomitas de origen sedimentario, excluyendo la originada por metamorfismo:

- **Dolomita Primaria:** formada por precipitación directa a partir de fluidos ricos en Mg.
- **Dolomita Diagenética:** formada por reemplazamiento del carbonato de calcio luego de la depositación pero antes de la litificación y cementación.
- **Dolomita Epigenética:** formada por reemplazamiento del carbonato de calcio en sedimentos que ya han sido litificados, o rocas.

Asquit (1979) solo considera dos tipos de dolomitas: singenéticas y diagenéticas, donde las dolomitas de origen primario o de precipitación directa están comprendidas dentro del grupo de las dolomitas singenéticas o de diagénesis temprana, mientras que las consideradas como diagenéticas son originadas durante la diagénesis tardía.

La consolidación y litificación del sedimento es la barrera que separa a una dolomita originada por una diagénesis temprana y una dolomita originada por una diagénesis tardía, pero como la litificación y cementación son procesos graduales, resulta difícil diferenciar el origen entre ambas.

Modelos de dolomitización singenética (dolomita de origen primario o de diagénesis temprana)

La formación de dolomita singenética y la formada por precipitación directa se da en ambientes muy específicos donde hay poco influjo de agua, climas áridos, poca pluviosidad y

alta evaporación, como es el caso de lagunas hipersalinas o ambientes de sabkha. Para que ocurra la precipitación directa de la dolomita se deben formar primero los minerales evaporitas como yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y anhidrita (CaSO_4). Esto permite que la relación Mg/Ca en el fluido remanente aumente, ya que con la precipitación de estos minerales por evaporación, el Ca está pasando a formar parte de la estructura cristalina de los minerales evaporitas. La relación Mg/Ca en el agua de mar es normalmente mayor de 3/1, pero cuando esta relación es aproximadamente de 10/1, se propicia la formación de dolomita, de ahí la importancia de las altas temperaturas y poca pluviosidad para la formación de las evaporitas. Actualmente se tiene certeza de la precipitación de dolomita primaria de manera muy local en muy pocos lugares, entre ellos la laguna “Coorong” en Australia, por lo que los modelos de dolomitización singenética se refieren al enriquecimiento paulatino de Mg en los sedimentos poco litificados durante la diagénesis temprana, lo cual ocurre en ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas que se encuentran ubicados en la zona supramareal.

La formación de dolomita singenética es explicada por varios autores a través de los siguientes modelos:

- Modelo de flujo y reflujos de aguas enriquecidas en Mg (Deffeyes et al., 1965): formación de dolomita primaria en ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas con formación de yeso y anhidrita con lo cual se incrementa la relación Mg/Ca. El reflujos de las aguas enriquecidas en Mg permite dolomitizar los sedimentos poco litificados de aragonito y calcita magnesiana.
- Dolomitización por capilaridad: la evaporación produce el ascenso de fluidos ricos en Mg desde la zona vadosa (Hsu y Schneider, 1973). Las aguas intersticiales se pueden desplazar hacia arriba por movimientos de capilaridad derivados de la tensión superficial, o por un movimiento derivado del ascenso del gradiente hidráulico, debido a la evaporación desde la superficie.

- Evaporación y ascenso de las aguas de mar o aguas meteóricas a través de los sedimentos con enriquecimiento en Mg (Hsu y Schneider 1973).
- Evaporación y ascenso de aguas subterráneas enriquecidas en Mg (Hsu y Schneider 1973).
- Dolomita formada en lagunas plataformales de aguas someras con salinidades moderadamente altas a hipersalinas (Machel y Mountjoy, 1973).

Modelos de dolomitización diagenética

Existen varios modelos generalizados:

- Zona de mezcla. El modelo de “Dorag” (Badiozamani, 1973) y el modelo “Esquizoalino” (Folk y Land, 1975). Estos modelos proponen la interacción de un lente de agua salada pobre en Mg^{2+} con aguas intersticiales que contienen alta concentración de Mg^{2+} . La solución resultante es subsaturada con respecto a la calcita pero sobresaturada con respecto a la dolomita. También disminuye la concentración de sulfato (SO_4^{2-}) en el agua salada, favoreciendo la formación de dolomita. En estas condiciones la formación de la dolomita es muy lenta porque la relación Mg/Ca es 1:1.
- Dolomitización por influjo de aguas meteóricas ricas en Mg (dolomitización hidrodinámica (Jacka y Franco, 1975; Barone, 1976): las aguas meteóricas al penetrar en el suelo se enriquecen en Mg y al desplazarse por las zonas de sabkha pueden dolomitizar los sedimentos.
- Dolomitización por reacción entre aguas intersticiales y calizas a elevadas temperaturas y presiones (Blatt, et al, 1972).

- Modelo Kohout. Dolomitización en arrecifes y plataformas por el agua de mar que penetra en los sedimentos, siempre que exista un mecanismo que permita la movilización del agua en los sedimentos (Land, 1985).
- Dolomitización en profundidad por compactación de minerales de arcilla y expulsión de fluidos ricos en Mg que pueden reemplazar a la calcita por dolomita (Land, 1985., Baker y Burns, 1985., Machel y Anderson, 1989).
- Dolomitización en profundidad por fluidos hidrotermales que emergen en zonas de discordancia o zonas de fallas a temperaturas mayores a 100 °C (Warren, 2000).

De los modelos expuestos, todos aquellos relacionados con aumento de temperatura, evaporación y aumento del magnesio con respecto al calcio, se pueden inferir como los más importantes para la formación de dolomita, por lo menos a nivel de superficie y en los primeros metros durante el soterramiento (fig.6).

Cambios en el Nivel del Mar y su Influencia en la Mineralogía de los Carbonatos

El nivel del mar, ya sea niveles altos o bajos, influye directamente en la mineralogía de los carbonatos. La expansión rápida de las dorsales oceánicas genera un aumento en el nivel del mar, con expulsión de fluidos hidrotermales a través de las dorsales, con lo que disminuye la relación Mg/Ca, se expande la plataforma continental y se favorece la formación de calcita con bajo magnesio y dolomita por encima del aragonito y la calcita magnesiana. Por el contrario, descensos en el nivel del mar producen disminuciones en la presiones parciales del CO₂, un aumento en la relación Mg/Ca y menor flujo de fluidos hidrotermales, lo que favorece la formación de aragonito y calcita magnesiana por encima de la calcita con baja concentración de magnesio y dolomita (Bogas, 1995).

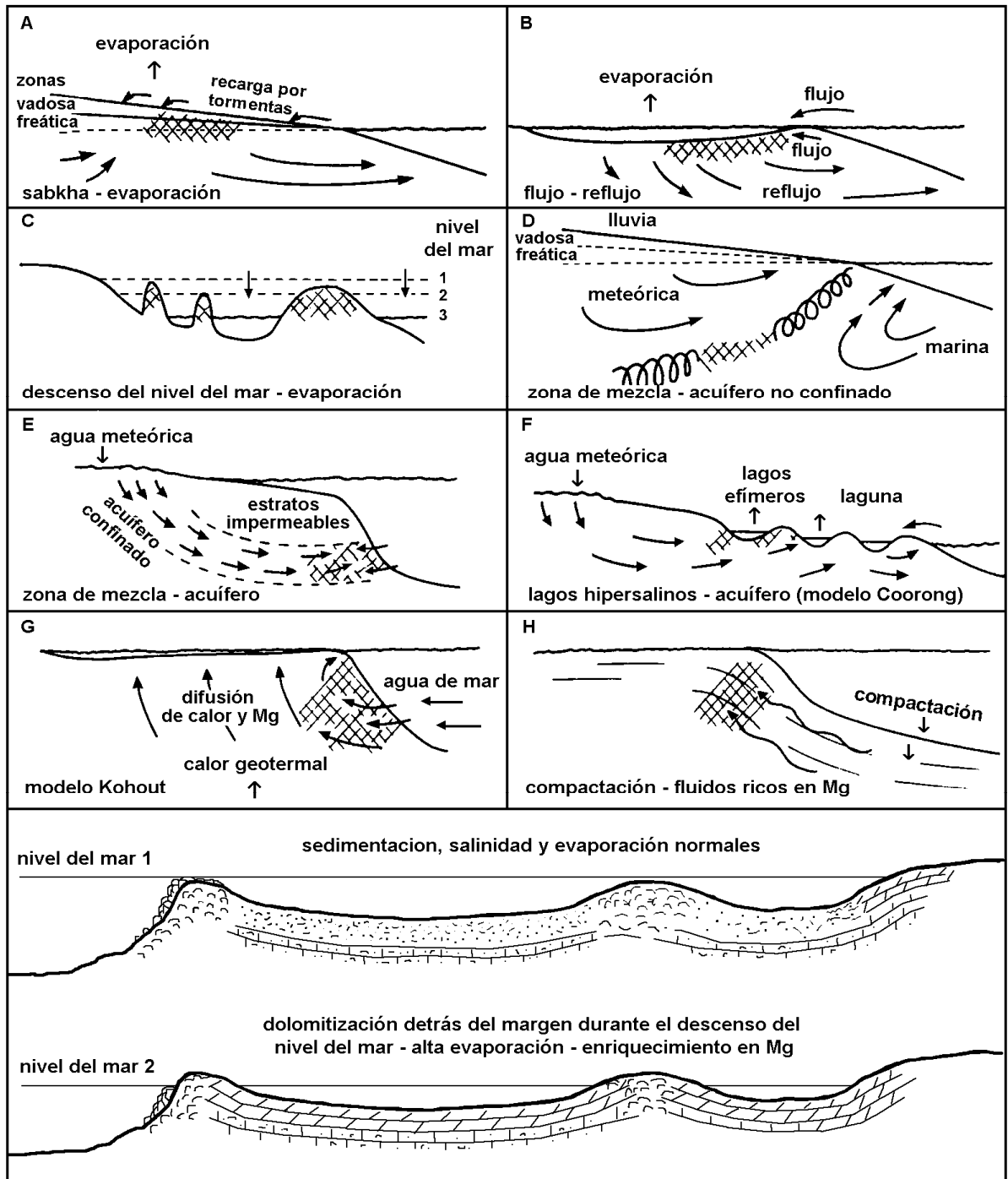


Fig.6. La mayor parte de los modelos de dolomitización están relacionados con evaporación, flujo y reflujo del agua del mar e interacción con lentes de agua dulce. Los modelos por compactación involucran arcillas y expulsión de fluidos ricos en Mg. En general, la mayor parte de la dolomitización en la superficie está relacionada en mayor o menor grado con la evaporación. Las facies de dolomitas con mayor extensión se derivan de ambientes de sabkha en llanuras de marea y dolomitas por evaporación y formación de evaporados cuando el nivel del mar desciende. Las dolomitas regionales de la Formación Apón en el Cretácico se originaron por descenso del nivel del mar y alta evaporación en las facies detrás del margen. Las dolomitas del Miembro O de la Formación Escandalosa (Cretácico de la cuenca de Barinas) se derivan principalmente de zonas de sabkha (Méndez, 2007).

Porosidad en Sedimentos y Rocas Carbonáticas

La porosidad en rocas carbonáticas indica una serie de procesos que pueden ayudar a comprender la historia de formación y la secuencia de eventos que han sufrido los sedimentos y rocas. Estos procesos pueden ocurrir durante la depositación o después de ésta, lo que va a influir en el tipo de porosidad presente, así como la generación de porosidad secundaria, o en el caso contrario, la eliminación de la porosidad primaria por procesos diagenéticos. Los tipos de porosidades más comunes que exhiben los sedimentos de carbonatos al momento de la depositación (porosidad primaria) son las porosidades interpartícula o intergranular e intrapartícula. Generalmente los carbonatos exhiben una alta porosidad y permeabilidad para el momento de la depositación, pero esta porosidad inicial puede ser modificada por procesos diagenéticos, por esto, la porosidad resultante puede ser mayor a la inicial, o por el contrario, puede haber pérdida o reducción considerable de ésta, de acuerdo al tipo de diagénesis que opere sobre las diversas facies. Las condiciones climáticas de la zona y las variaciones en el nivel del mar son factores claves que determinan el grado de porosidad presente en los carbonatos. En climas húmedos con altas precipitaciones, combinado con descensos en el nivel del mar, la diagénesis es muy activa en las zonas vadosa y freática meteórica ya que hay exposición de los carbonatos y las aguas meteóricas en contacto con el CO₂ atmosférico producen disolución, aumentando la porosidad. Sin embargo es necesario que el carbonato disuelto sea removido y no precipite en el mismo lugar donde ocurrió la disolución, ya que la porosidad adquirida se puede perder por la cementación posterior. Esta cementación es de calcita baja en magnesio. En climas áridos la disolución y posterior cementación es menor y las porosidades primarias tienden a preservarse mejor. En el ambiente marino inframareal e intramareal, se origina cementación de aragonito y calcita magnesiánica principalmente en el arrecife orgánico, bancos someros y playas, por influencia de las corrientes y el oleaje, las cuales promueven la precipitación por sobresaturación en el agua de mar.

Clasificación de Porosidades de Choquette y Pray (Choquette y Pray, 1972)

Es una clasificación genética y descriptiva en donde se indican los tipos de poros y su relación con el origen y las diferentes texturas depositacionales. La clasificación consta de 15 tipos de porosidad, y además se le han agregado cuatro tipos de porosidad (Méndez, 2007), por considerar que generalmente están presentes: porosidad de fracturas y brechas en dolomitas, porosidad intracrystalina en dolomitas, porosidad de matriz y porosidad por estilolitas. Esta clasificación se subdivide en tres grupos, dependiendo del carácter de la fábrica, selectiva o no. Los constituyentes sólidos presentes en la roca son los sedimentos de origen primario, como los bioclastos, intraclastos, partículas, ooides, etc. y los elementos secundarios son los derivados de la diagénesis como el cemento o esparita, cristales de yeso, anhidrita, dolomita, etc. Estos componentes primarios y secundarios están asociados a una facies, a un ambiente específico y a una porosidad característica. Cuando existe una relación directa entre todos los elementos citados, se dice que la fábrica es selectiva. Lo contrario se refiere a una fábrica no selectiva (fig.7).

De estos 19 tipos de porosidad, las más frecuentes son: interpartícula, intrapartícula, intercrystalina, móldica, fractura y oquedad (vug). Los minerales metaestables como la calcita magnesiana y el aragonito van a generar porosidades de tipo móldico y oquedad.

Relaciones entre las Porosidades y los Distintos Ambientes

La disolución de fragmentos esqueletales de aragonito y calcita magnesiana genera una porosidad de tipo móldica y ocurre en ambientes diagenéticos superficiales como la zona vadosa y freática. A partir de la formación de porosidad móldica, si la disolución continúa se genera la porosidad de tipo oquedad o vug. Porosidades del tipo fenestral, móldica y shelter son características de zonas de banco. También en este tipo de zona es común la porosidad

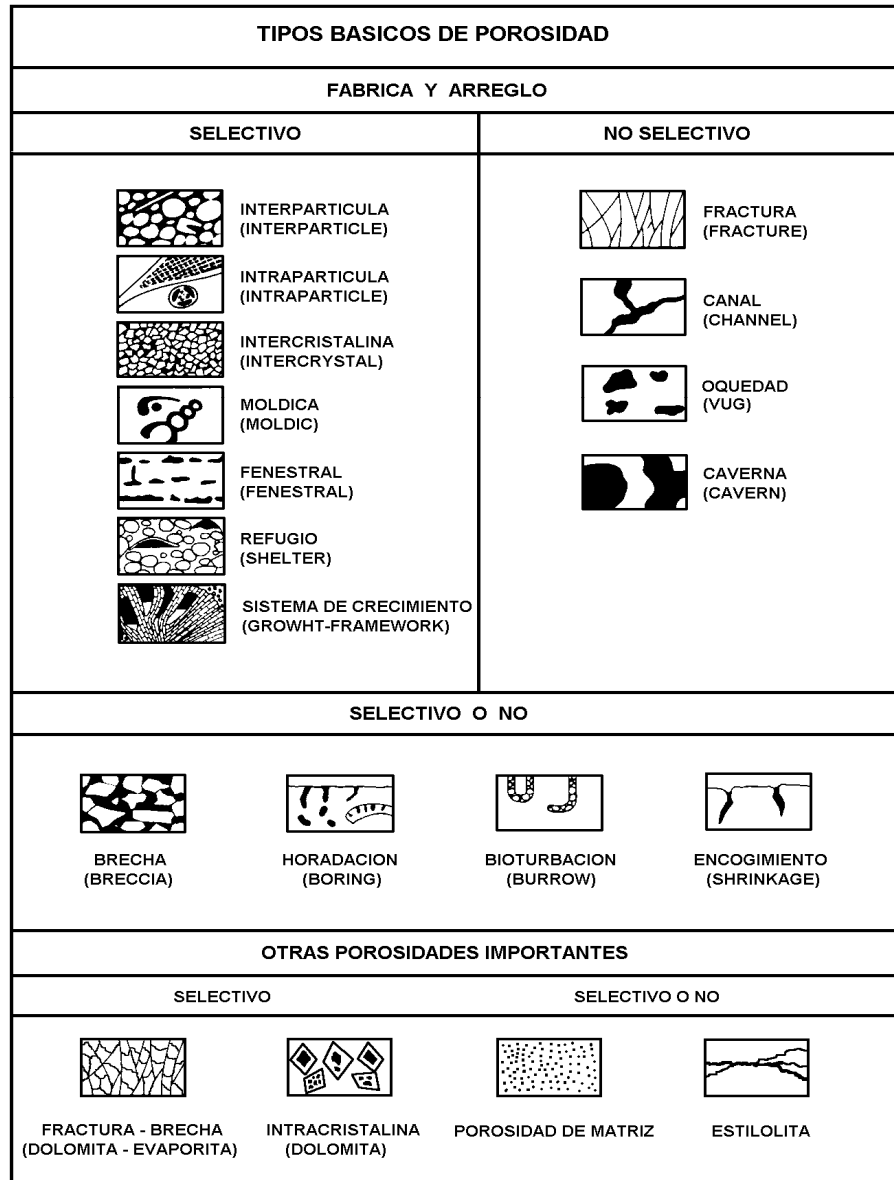


Fig.7. Tipos básicos de porosidad de acuerdo al carácter selectivo, no selectivo, o porosidades que pueden ser selectivas o no. Se incluyen otras porosidades que han sido observadas en las dolomitas de la cuenca de Barinas de Venezuela (Choquette y Pray, 1972). Porosidades adicionales de Méndez, 2007.

intrapartícula debido al continuo desarrollo de armazones orgánicos donde se desarrollan pináculos arrecifales. Este tipo de porosidad es efectiva en organismos que presentan cavidades que no son rellenadas por lodo calcáreo o micrita. La porosidad intergranular es característica de facies de oolitas o fragmentos esqueléticos y se da en ambientes de alta energía como línea de playas y facies de bancos de alta energía. Los procesos de

dolomitización pueden crear porosidades importantes del tipo intercrystalina. Si la dolomitización es completa (no parcial) hay una reducción del volumen en un 13% aproximadamente, ya que los cristales de dolomita son más densos que los de calcita alta o baja en magnesio y aragonito. Este tipo de porosidad suele estar acompañada por porosidad móldica y de oquedad. Las zonas con una actividad tectónica activa son propicias para la formación de porosidad por fractura. Las zonas de dolomitización también suelen presentar este tipo de fractura ya que la dolomita es propensa al fracturamiento por su mayor rigidez.

Modificación de las Porosidades

Los diversos procesos que abarca la diagénesis de carbonatos pueden crear porosidad secundaria a partir de una porosidad inicial o, por el contrario, puede eliminar la porosidad existente. Estos procesos diagenéticos operan ya desde el momento de la depositación de los sedimentos y continúa durante el soterramiento, sin embargo, la creación de porosidad secundaria o destrucción de la porosidad inicial se da en un mayor grado por procesos relacionados con el ambiente superficial y soterramiento temprano, sobre todo si la mineralogía está compuesta por calcita magnésiana y aragonito (metaestables) que pasarán a calcita con baja concentración de magnesio. Estos procesos de modificación de las porosidades iniciales son: cementación, recristalización, disolución y sedimentación interna,

Una de las porosidades más comunes es la móldica, la cual se forma por disolución de fragmentos esqueléticos principalmente de aragonito, proceso que ocurre en o cerca de la superficie. Si una vez presente la porosidad móldica, la disolución sigue operando, se genera una porosidad de tipo oquedad o vug. Igualmente la mayoría de los procesos de dolomitización y creación de nueva porosidad por reducción del volumen de los cristales ocurren mayormente en el ambiente meteórico y freático de agua dulce y, en un menor grado,

en soterramiento. Las porosidades que generalmente se generan a partir del soterramiento son las estilolitas y la porosidad por fractura.

Diagénesis

La diagénesis involucra todos los procesos que sufren los sedimentos justo después de la depositación y antes de que la temperatura y presión llegue a niveles de metamorfismo. Estos procesos diagenéticos permiten crear nuevos minerales por neomorfismo (aragonito a calcita) o reemplazamiento (aragonito o calcita a dolomita), así como preservar, modificar, destruir la porosidad inicial o crear nuevas porosidades. La diagénesis puede ser subdividida en temprana, cuando los sedimentos no se han litificado y el soterramiento es somero, o tardía, la cual ocurre luego de que el sedimento se ha endurecido y el soterramiento es profundo o incluso las rocas ya pueden haber sufrido un levantamiento. La diagénesis puede ser isoquímica (sin cambios en la composición química) y aloquímica (con cambios en la composición química), y está determinada por diversos ambientes diagenéticos: zona vadosa, freática (terrestre y marina), zona marina (somera y profunda) y ambientes de soterramiento (Friedman, 1980., Fuchtbauer, 1974., Logman, 1980., Chillingar y Larsen., 1979).

La mineralogía inicial de los sedimentos es muy importante a la hora de que estos sufran diagénesis. El aragonito y la calcita magnesiana, minerales metaestables que típicamente son los componentes de las conchas y partes esqueléticas de muchos organismos, van a cambiar invariablemente por diagénesis a calcita con baja concentración de Mg, lo que producirá estados de cementación y creación o modificación de las porosidades. Para que ocurran procesos de disolución es necesario la acción de las aguas meteóricas con bajo pH, con lo que el fluido remanente, a medida que la disolución va avanzando, se va enriqueciendo paulatinamente en carbonato de calcio, aumentando la alcalinidad y el pH, con posterior precipitación como cemento. Los bioclastos de aragonito, al sufrir disolución, generan

porosidad móldica en las zonas vadosa y freática- meteórica. A su vez, con la disolución de la calcita magnesiana y posterior precipitación de calcita con bajo Mg, el fluido remanente queda enriquecido en Mg, favoreciendo la dolomitización de facies ricas en calcita Mg. Los procesos de disolución pueden operar sobre la micrita y así aumentar la porosidad de las rocas ricas en lodo calcáreo.

Parámetros que influyen en la Diagénesis (Chilingar et al, 1979)

- Variaciones en el nivel del mar. Cambios eustáticos y relativos. Transgresiones y regresiones.
- Características mineralógica de la biota (algas verdes y rojas, corales, foraminíferos, bivalvos, etc) y constituyentes inorgánicos (ooides, peloides, etc)
- Factores geográficos como clima, humedad, pluviuosidad, meteorización y química de las aguas superficiales.
- Geotectonismo (tasa de meteorización, erosión, acumulación de sedimentos, morfología de la cuenca, erosión y subsidencia).
- Posición geomorfológica (cuenca versus sedimentos de plataformas lagunales, velocidad de las corrientes, tamaño de las partículas, escogimiento y flujo de sedimentos).
- Tasa de acumulación de sedimentos.
- Composición inicial de los sedimentos.
- Pureza de los sedimentos (porcentaje de arcillas y materia orgánica).
- Fluidos intersticiales y gases.
- Condiciones fisico-químicas (pH, Eh, presiones parciales de CO₂, aumento del oxígeno por acción de la fotosíntesis, variaciones, en la temperatura, salinidad y evaporación).

Cambios en el Nivel del Mar

Las variaciones en el nivel del mar juegan un papel muy importante en la variabilidad de los ambientes sedimentarios y su geometría, principalmente los ubicados en la plataforma continental, además de influir directamente en los cambios climáticos tanto en ambientes terrestres como marinos. Son originados por eventos que se desarrollan a escala global y regional, como la creación y disgregación de continentes, la formación de dorsales oceánicas, episodios de glaciaciones y deglaciaciones, enfriamiento de la Tierra (Boggs, 1995).

Eustatismo: cambios del nivel del mar a escala mundial relacionados a un punto fijo como es el centro de la Tierra. Los cambios eustáticos en el nivel del mar se producen por variaciones en el volumen de agua en las cuencas oceánicas (control glacial) o por cambios en las cuencas oceánicas producidos por la formación y tasas de desarrollo en las dorsales oceánicas y deriva continental: glaciaciones, formación y separación de supercontinentes, formación de dorsales, subsidencia termal, etc.

Cambio relativo en el nivel del mar: movimiento relativo relacionado con procesos regionales y locales de subsidencia, tectónica, sedimentación y movimiento eustático del nivel del mar combinado con los factores anteriores.

Ciclos estratigráficos

Las secuencias estratigráficas representan un conjunto de rocas limitadas en la base y el tope por discordancias y son producto de los cambios en el nivel del mar, que dependiendo de su duración se clasifican en ciclos de 1º, 2º, 3º, 4º y 5º orden. Los ciclos de primer orden son ciclos eustáticos de 100 a 400 m.a y son producto de la formación de las dorsales oceánicas, unión y separación de los continentes, deriva continental y subsidencia termal de la corteza oceánica. Los ciclos de segundo orden tienen una duración de 10 a 100 m.a y son producidos por cambios en el volumen y tasa de expansión de las dorsales oceánicas. Los ciclos de tercer

orden tienen una duración de 1 a 10 m.a, y son causados por expansiones de la corteza oceánica, la actividad volcánica por la formación o fusión de glaciares, la tectónica regional y variaciones en la fuerza centrífuga de la Tierra por cambios en el eje de rotación. Sistemas depositacionales de niveles bajos están asociados con estabilidad tectónica y disminución de la actividad volcánica. Por el contrario, los sistemas depositacionales transgresivos se relacionan con actividad tectónica y vulcanismo. Los ciclos de primer orden están compuestos por ciclos de segundo orden y éstos a su vez por ciclos de tercer, cuarto y quinto orden.

Ciclos de Milankovitch. Ciclos de Cuarto y Quinto Orden: son ritmos orbitales que producen variaciones cíclicas en la radiación solar captada por La Tierra. Generalmente son ciclos menores a 400.000 años y están ligados a variaciones climáticas a escala global, glaciaciones e interglaciaciones. Los ciclos de cuarto orden poseen una duración entre 400.000 y 100.000 años y son producto de variaciones en el movimiento de traslación de la Tierra. Los ciclos de quinto orden son de 41.000 y 21.000 años y se producen por cambios en el eje de inclinación y el bamboleo (precesión) de la Tierra durante el movimiento de rotación.

A través del estudio de los ciclos estratigráficos se pueden identificar eventos tectónicos a escala global, las glaciaciones más importantes, eventos de expansión de las dorsales oceánicas y eyecciones de basalto así como los cambios en el régimen de sedimentación.

Características asociadas a Transgresiones

Niveles altos del mar se caracterizan por climas tipo invernadero que indican altas temperaturas oceánicas y uniformes, con poca circulación de las aguas, favoreciendo la formación de ambientes anóxicos. Los altos niveles de CO₂ y la deficiencia de oxígeno en las aguas profundas, aumentan la solubilidad del CaCO₃. La formación de mares epíricos

producto de las transgresiones genera una gran extracción de CaCO_3 por precipitación bioquímica realizada por los organismos o, por precipitación inorgánica en ambientes de plataforma, por lo que disminuye la profundidad del nivel de compensación de los carbonatos. Durante las transgresiones hay mayor formación de calcita y calcita magnesia sobre el aragonito.

Características Asociadas a Regresiones: el clima global se hace más continental, hay exposición de la plataforma, por lo tanto hay erosión y diagénesis intensa en los ambientes meteóricos, con formación de evaporitas. Disminuye la temperatura global (icehouse), aumenta la circulación de las aguas y los océanos se tornan más oxigenados. Hay una menor extracción de CaCO_3 , por lo que aumenta la profundidad del nivel de compensación de los carbonatos. La disminución de las presiones parciales de CO_2 incrementa la fotosíntesis y se favorece la formación de calcita rica en Mg y aragonito sobre la calcita.

Constituyentes de las Rocas Carbonáticas (Dunham, 1962)

Granos no Esqueletales: derivados de la precipitación inorgánica y la cementación por parámetros físico-químicos. Como ejemplo se pueden citar a los ooides, las pisolitas, los peloides y pellets, litoclastos, agregados, intraclastos y extraclastos, oncoides, oncolitos y estromatolitos.

Componentes Esqueletales: son fragmentos y partes esqueletales de organismos en cuyo estudio en muestras de afloramiento, núcleos y secciones delgadas se basan las interpretaciones paleoambientales y el estudio de facies. Los más importantes son los radiolarios (no calcáreo), diatomeas (no calcáreo), moluscos, corales, hidrozoarios, braquiópodos, briozoarios, esponjas, equinodermos, anélidos, foraminíferos, estromatoporoideos, algas calcáreas y artrópodos.

Micrita: es un término descriptivo y se refiere al material fino del cual está compuesto la matriz de las rocas carbonáticas. También llamado lodo calcáreo. Se origina por diversos procesos: la precipitación química, donde interviene el pH, la fotosíntesis, la concentración de CO₂ presente, la actividad de ciertas bacterias sulfato reductoras que inducen la precipitación de aragonito y la disgregación mecánica de organismos como algas, moluscos, equinoides, etc.

Cemento: se desarrolla en los espacios vacíos o porosos, o bordeando los fragmentos esqueléticos de origen inorgánico. La composición del cemento puede ser de calcita, calcita magnesiana o aragonito, dependiendo del ambiente diagenético. Se originan por precipitación inorgánica y neomorfismo. Uno de los cementos más abundantes es la esparita, formada por precipitación directa de calcita con bajo Mg o por neomorfismo de la micrita compuesta por aragonito o calcita magnesiana.

Clasificación de Rocas Carbonáticas

Clasificación de Dunham (1962): indica tanto la textura como la génesis de la roca y se basa en el porcentaje de granos, micrita, esparita, espacios porosos y tipo de empaquetamiento, lo que a su vez indica la energía y tipo de ambiente de sedimentación y determina la formación de la roca de acuerdo a si se produjo in situ o no (fig.8).

Dunham divide las rocas carbonáticas en dos grupos, las que poseen textura depositacional reconocible y las denominadas carbonatos cristalino (o rocas con textura depositacional no reconocible). El primer grupo de rocas se subdivide en aquellas cuyos componentes originales no se enlazan juntos durante la depositación (mudstone, wackestone, packstone y grainstone) y aquellas cuyos componentes representan un conjunto homogéneo durante la depositación y se refieren a rocas arrecifales que desarrollan un crecimiento in situ (boundstone). El otro grupo de rocas está formado por aquellas que no presentan una textura depositacional

reconocible, ya que han perdido todo tipo de características que nos puedan indicar el tipo de ambiente y el nivel de energía, así como el contenido fósil. Estas rocas son denominadas por Dunham como carbonatos cristalinos (dolomías).

Las rocas con textura depositacional reconocible se clasifican de acuerdo al porcentaje de granos, micrita, esparita y al empaquetamiento o tipo de armazón dentro del cual se soportan los granos. El porcentaje de micrita indica el nivel de energía del ambiente, mientras mayor sea la concentración de micrita menor será la energía del medio y, por el contrario, al ir disminuyendo la concentración de micrita y aumentando el porcentaje de granos, mayor será el nivel de energía de las aguas. A continuación se efectúa una descripción breve de los tipos de roca.

- **Mudstone:** también llamada roca lodosa, posee menos de un 10% de granos, por lo que es una roca conformada principalmente por micrita o lodo calcáreo. Se forma en ambientes de baja energía.
- **Wackestone:** formada por más de un 10% de granos pero éstos a su vez no se soportan entre sí. El resto de la roca está compuesta por micrita.
- **Packstone:** roca en donde el porcentaje de granos es lo suficiente como para que estos se soporten entre sí. La matriz está compuesta por micrita. El nivel de energía es de medio a alto, sin embargo este no ha sido tan alto como para eliminar la micrita.
- **Grainstone:** roca en donde el porcentaje de granos es lo suficiente como para que éstos se soporten entre sí. El nivel de energía es alto ya que la micrita ha sido eliminada y los espacios porosos pueden o no estar rellenos por cemento de esparita.
- **Boundstone:** roca de carácter arrecifal y/o biohermal con crecimiento de los organismos componentes in situ. El nivel de energía es alto.

- **Carbonato cristalino:** roca con textura deposicional no reconocible que ha perdido todas las características que nos permiten reconocer el ambiente, nivel de energía, contenido de granos y fósiles. Incluye la dolomía.

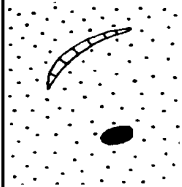
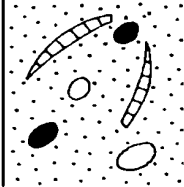
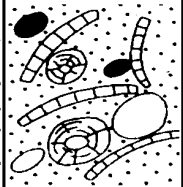
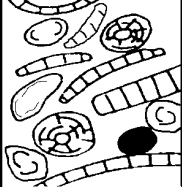
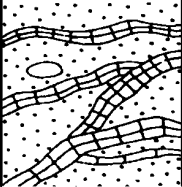
Textura deposicional reconocible					Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no enlazados durante la deposición			Sin lodo soportada por granos	Componentes originales enlazados en la deposición: intercrecimiento de materia esquelética, laminación contraria a la gravedad, organismos incrustantes y aglutinantes, sedimentos rellenos de cavidades de origen orgánico, etc.	
Contienen lodo (arcilla y limo fino de carbonato)		Soportada por granos			Grainstone
Soportada por lodo					
Granos: <10%	Granos: >10%				
Mudstone	Wackestone	Packstone			Carbonato cristalino
					

Fig.8. Clasificación de las rocas carbonáticas en base a la textura deposicional de Dunham (1962)

Grupo Cogollo. Geología Regional. Cuenca de Maracaibo

La cuenca de Maracaibo está ubicada al noreste de Venezuela y forma una depresión que está limitada al oeste por la sierra de Perijá, al este por la parte baja de Falcón y Lara, y al sureste por los Andes Venezolanos (fig.9). Se encuentra dentro de un sistema de tres fallas transcurrentes que forman un bloque triangular. Estas fallas son: al norte la falla de Oca, al sureste la falla de Boconó y al oeste la falla de Santa Marta. La cuenca de Maracaibo cubre un área de aproximadamente 70.000 Km² (Edos. Zulia, Táchira, Mérida, Trujillo, noreste de Falcón, parte de Lara y la mitad del Golfo de Venezuela) y forma parte de una gran cuenca pericratónica que va desde Venezuela hasta Perú a lo largo del margen oeste de los Escudos de Brasil y Guayana (L.E.V. 1997).

La formación de la cuenca de Maracaibo se inicia durante el Pérmico-Triásico, momento en el que ocurrieron una serie de cambios paleogeográficos que incluyen el levantamiento hacia el NW-SE del Arco de Mérida (González de Juana et al., 1980). Posteriormente comienza la separación de la Pangea durante el Triásico Tardío-Jurásico, generándose un sistema de rift que evolucionó a un margen pasivo afectado principalmente por la tectónica extensional.

Antes de la sedimentación de los carbonatos del Grupo Cogollo, un sistema de grábenes se extendía en dirección suroeste noroeste desde el Ecuador hasta el actual golfo de Venezuela. Probablemente toda la cuenca de Maracaibo estaba incluida en este sistema de grábenes, remanentes de los cuales son: la fosa de Machiques-Perijá, la fosa de Uribante, el graben del lago en la zona central, el surco de la Goajira y el graben de San Lázaro o Barquisimeto. En estos grábenes se depositaron grandes espesores de capas rojas volcánicas de carácter continental pertenecientes a la Formación La Quinta e intercaladas con flujos volcánicos máficos a intermedios (Bartok et al., 1981; Audemard, 1982; L.E.V, 1997). Finalmente los grábenes fueron rellenados con sedimentos de conglomerados y areniscas de origen fluvial de la Formación Río Negro.

Para principios del Cretácico se inició la apertura del Golfo de México y el proto Caribe, este último por medio de una dorsal oceánica, con lo cual los bordes del cratón en el norte se constituyen en grandes plataformas en áreas subsidentes. En torno a la plataforma que constituirá la cuenca de Maracaibo, parte de Colombia y el norte de Ecuador, existían una serie de áreas positivas como el Escudo de Guayana y el Macizo de Santander (Colombia). La presencia del Arco de Mérida como una proyección del escudo de Guayana hacia el noroeste (Zambrano et al, 1971; Salvador, 1986), ha sido discutida por otros autores como Dewey y Pindell (1986).

Grupo Cogollo

El Grupo Cogollo se sedimentó en la cuenca de Maracaibo durante el Aptiense y el Albiense y está conformado de base a tope por las formaciones Apón, Lisure y Maraca. A su vez, la Formación Apón está compuesta de base a tope por los miembros Tibú, Machiques-Guaimaros y Piché (fig.10). Esta gran secuencia carbonática con interdigitaciones de clásticos suprayace a la Formación Río Negro e infrayace a la Formación La Luna y abarca una gran extensión geográfica dentro del territorio venezolano, extendiéndose desde gran parte de los estados Zulia, Mérida, noreste de Táchira, parte de Trujillo, parte del occidente de Falcón, centro y sur del golfo de Venezuela y parte de Colombia (fig.11).

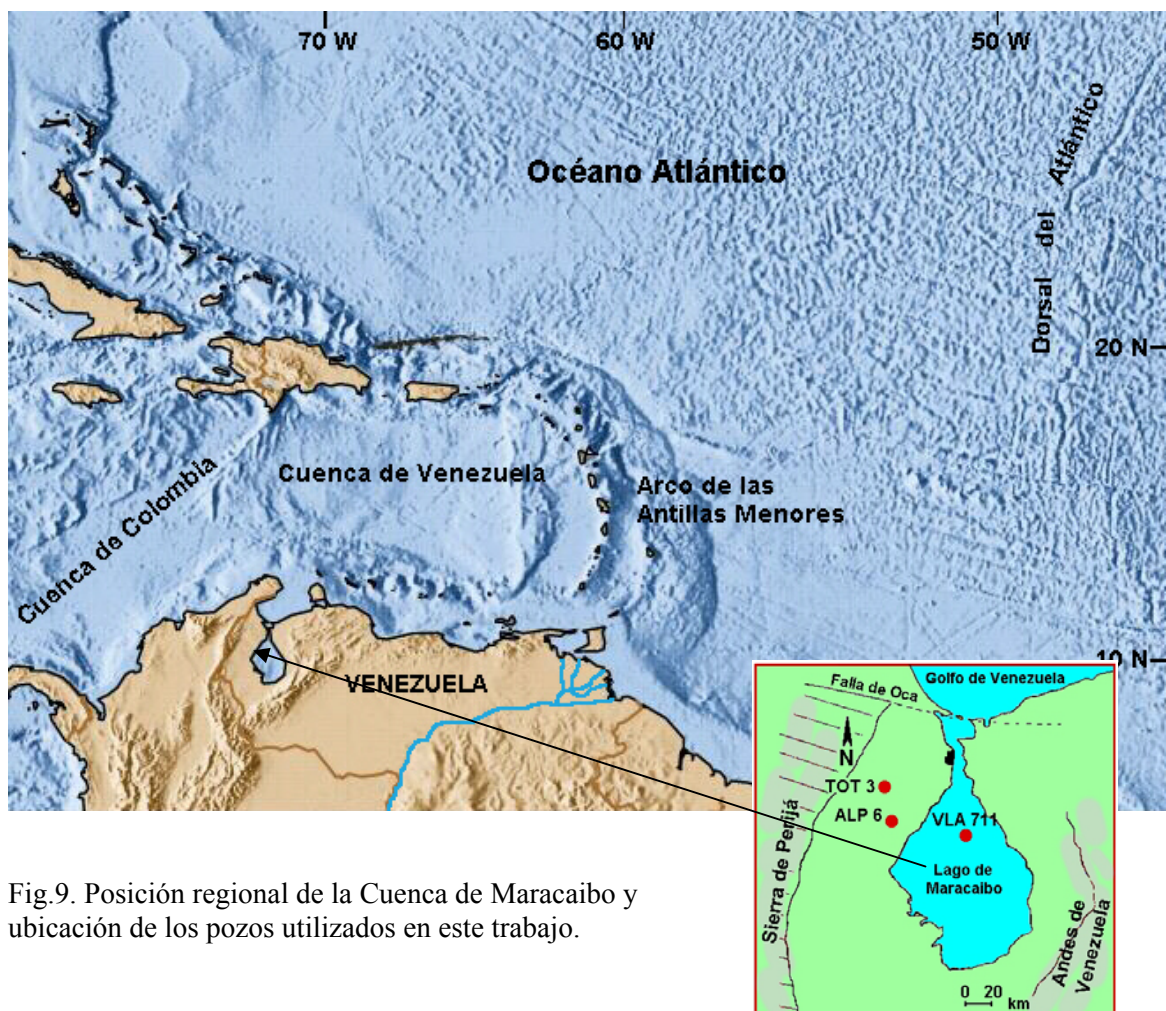
Esta gran secuencia carbonática se inicia con las transgresiones marinas que se dieron durante el Aptiense Temprano. La sedimentación calcárea se llevó a cabo en una plataforma de margen pasivo, ya que América del Norte y América del Sur se estaban alejando entre sí por medio de una dorsal oceánica, y a su vez, se estaba formando el proto-caribe (Ross y Scotese, 1988, Pindel, 1994). Una vez iniciada la transgresión durante el Aptiense Temprano, los mares epicontinentales penetraron profundamente en los cratones, desarrollando ambientes sedimentarios calcáreos detrás de los márgenes. Una de las principales causas de la

transgresión eustática que comenzó a finales del Barremiense y principios del Apítense, fue una gran emisión de basaltos a través de las dorsales oceánicas, lo que creó nueva corteza oceánica y elevó el nivel del mar durante el Aptiense, Albiense y gran parte del Cretácico Tardío (Jones y Jenkyns, 2001).

La sedimentación calcárea con interdigitaciones de clásticos se inició como una rampa de muy poca inclinación que evolucionó a plataforma. La sedimentación previa a la depositación de los sedimentos calcáreos estuvo conformada por arenas y conglomerados de la Formación Río Negro (Neocomiense-Barremiense) los cuales rellenaron los surcos de grábenes formados en el occidente de Venezuela debido a la separación de la Pangea durante el Triásico Tardío y Jurásico (L.E.V., 1997; Méndez, 2007). Esta sedimentación calcárea se inició en las plataformas que bordeaban al golfo de México y al Proto-Caribe y durante los primeros estadios de la transgresión se desarrollaron sucesivos solapamientos de sedimentos calcáreos sobre la antigua línea de costa. El margen de la plataforma interna donde se sedimentó el Grupo Cogollo estaba ubicado al este de Perijá, al norte de la península de la Goajira y se extendía por gran parte de lo que es hoy la plataforma oriental de Falcón.

Todos los sedimentos y facies del Grupo Cogollo corresponden a la plataforma interna situada detrás del margen hasta la línea de costa, donde se interdigitan con los sedimentos clásticos silíceos. Las facies del grupo Cogollo poseen una gran extensión lateral ya que corresponden a ciclos estratigráficos de la plataforma interna. En el Grupo Cogollo no se encuentran facies pertenecientes al margen de la plataforma ni al talud distal del margen, ya que el desplazamiento de la placa del Caribe arrastró y acumuló en el prisma de acreción todos los sedimentos de las facies nombradas anteriormente. Todo lo contrario ocurrió en los sistemas de carbonatos formados en el golfo de México de igual edad al Grupo Cogollo, donde sí se encuentran todas estas facies correspondientes al margen que protegía a la plataforma interna y las facies del talud externo (Méndez, 2007).

Espesores del Grupo Cogollo: la evolución de la rampa a una plataforma carbonática influye directamente en la variación de los espesores de la secuencia carbonática a lo largo de toda su extensión. En Perijá tiene cerca de 2000 pies de espesor mientras que hacia el sur del lago de Maracaibo y Los Andes el espesor se reduce a unos 600 pies. Esta gran diferencia en el espesor se debe a una gran subsidencia ocurrida hacia Perijá y, en general, en todos los subambientes cercanos al margen de la cuenca, lo que permitió una mayor sedimentación y acumulación de sedimentos. Esta tasa de subsidencia fue mucho menor hacia las líneas de costa de Los Andes, por lo que la sedimentación generó una acumulación de sedimentos de espesores mucho menor (Bartok et al., 1981, Méndez, 1997 y 2007).



Formación Apón

La localidad tipo se encuentra ubicada en el río Apón, a 10 km al oeste de Machiques donde el río corta al piedemonte oriental de la sierra de Perijá (L.E.V., 1997). La transgresión rápida que se generó a principios del Aptiense inició la sedimentación de la Formación Apón, la cual está formada en la base por el Miembro Tibú, cuya sedimentación inicial está caracterizada por facies compuestas por fragmentos de cuarzo embebidos en una matriz calcárea y un solapamiento continuo de sedimentos sobre la línea de costa debido a la rápida transgresión.

En los primeros metros de espesor del Miembro Tibú, caracterizados por una litología de carbonatos de mezcla, se encuentra la presencia del foraminífero bentónico *Chofatella decipiens*, fósil que no vuelve a aparecer en toda la secuencia estratigráfica del Grupo Cogollo, pero sí está presente en la misma posición correspondiente al inicio de la transgresión del Aptiense en el tope de la Formación Barranquín y la base de la Formación El Cantil, ubicadas en la cuenca oriental de Venezuela. Esto indica que la transgresión durante el Aptiense fue muy rápida y generada por un aumento eustático del nivel del mar, lo que propició una sedimentación muy similar de oeste a este a lo largo de todo el sistema de plataforma, hasta alcanzar la línea de costa ubicada para aquel pasado geológico en lo que es ahora Los Andes de Venezuela. Esta línea de costa retrogradaba en dirección este y limitaba las facies de extensión horizontal que se sedimentaban en un sistema de rampa que fue evolucionando a un sistema de plataforma de carbonatos de aguas muy someras.

Hacia la parte media de Tibú se encuentra una facies de wackestone de bivalvos que presenta dolomitización en la matriz de micrita. Esta dolomitización fue producto de una regresión regional para toda la plataforma. Por encima de esta facies parcialmente dolomitizada se encuentra una facies de wackestone-packstone de pelecípodos que representa el tope regresivo de un ciclo estratigráfico. En el tope de Tibú se encuentran facies asociadas al aumento en la profundidad de las lagunas internas, con un aumento en la concentración de

materia orgánica y la presencia de algas verdes, pelecípodos y equinodermos. Este aumento en la profundidad y en la concentración de materia orgánica se dio por una rápida transgresión y un evento océano anóxico cubriendo todo el este y norte de la plataforma y generando una sedimentación de tipo pelágica. Esta facies rica en materia orgánica tiene por nombre el Miembro Machiques, el cual suprayace al Miembro Tibú. Esta sedimentación pelágica se generó por los parámetros fisicoquímicos de las aguas, las cuales eran oxigenadas hacia la superficie y anóxicas en el fondo, lo que permitió la preservación de la materia orgánica y la formación de esta roca madre.

Generalmente se suele asociar a la sedimentación pelágica con ambientes sedimentarios de aguas profundas, sin embargo, la profundidad del ambiente de formación de estas calizas pelágicas solo fue de unas decenas de metros de profundidad. Lo que genera el ambiente anóxico es la rápida transgresión que hace que el ambiente anóxico se desplace desde las aguas profundas hasta las aguas someras de la plataforma. El tope de Machiques está caracterizado por una dolomía masiva de carácter regional para el norte y el oeste de la plataforma y disminuye hacia el Lago de Maracaibo y Los Andes. Esta facies, la cual posee porosidad intercrystalina y de tipo oquedad (vug), se formó en un ambiente diagenético de alta evaporación. El ambiente anóxico que caracteriza al Miembro Machiques se pierde paulatinamente hacia el lago de Maracaibo y los Andes, donde hay un cambio en la sedimentación, la cual se hace más terrígena con abundantes arenas finas, limos y arcillas que se depositaron en la línea de costa muy somera. A este cambio en el patrón de sedimentación se le designa como el Miembro Guaimaros.

La dolomita que conforma el tope de Machiques también puede ser considerada como la base del Miembro Piché, el cual está caracterizado por facies muy someras que representan un nivel alto con abundantes bioclastos como pelecípodos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos que forman una serie de pequeñas secuencias de transgresiones y regresiones. El

Miembro Piché posee facies de textura depositacional que corresponden a mudstone, wackestone, packstone y grainstone, y el espesor es similar a lo largo de toda la cuenca, disminuyendo un poco hacia los Andes y el sur del lago de Maracaibo, por lo que las facies poseen una gran extensión regional y mantienen una continuidad lateral debido a una subsidencia moderada controlada por una sedimentación muy somera. En la parte superior del Miembro Piché se encuentra el fósil *Orbitolina concava texana*, el cual es considerado una biozona ya que está presente en la misma posición estratigráfica para toda la cuenca, indicando facies transgresivas muy rápidas (L.E.V., 1997). Esta facies también está caracterizada por la presencia de estilolitas, lo cual indica que el soterramiento ocurrió muy rápido y antes de la litificación. La micrita de la facies de Orbitolina está parcialmente dolomitizada debido a una regresión local en la plataforma (Bartok et al., 1981, Ford y Houbolt, 1963., Méndez, 1989, 1997 y 2007)

Formación Lisure

La localidad tipo designada es el caño Cusare, tributario del río Chaparro y como sección alterna la del caño Lisure, tributario del río Maraca, ambas al suroeste de Machiques, distrito Perijá, estado Zulia (L.E.V., 1997). La Formación Lisure representa un sistema de nivel alto con una sedimentación de profundidades muy someras con programación en dirección hacia la cuenca. Esta presenta espesores similares a lo largo de toda la cuenca, lo que indica un equilibrio entre la subsidencia y la tasa de sedimentación. Las facies calcáreas más representativas de la Formación Lisure están compuestas por barras de bioclastos, oolitas y oncolitos, y facies de lagunas con textura de mudstone y wackestone con algas verdes y foraminíferos bentónicos parcialmente dolomitizadas. Las facies ubicadas al Sur del lago correspondientes a la base de Lisure están conformadas por interdigitaciones de cuarzo arenitas de barras de desembocadura pertenecientes a la Formación Aguardiente. En los

campos Alpuf, La Villa, Alturitas y Machiques, el intervalo ocupado por las cuarzoarenitas hacia el Sur del lago de Maracaibo está ocupado por limos y arcillas que indican facies prodeltáicas. Hacia el suroeste de la cuenca, los clásticos sustituyen a los carbonatos de Lisure, por lo que en este sector se denomina Formación Aguardiente. La Formación Lisure desarrolló grandes porosidades intergranulares en facies de oolitas y bioclastos presentes en textura grainstone, pero la alta pluviosidad generó una diagénesis en ambientes meteóricos y freáticos de aguas dulces, induciendo la precipitación de esparita que relleno los espacios porosos y eliminó gran parte de la porosidad.

Formación Maraca

La localidad tipo designada es el caño Maraca, un tributario del río Yasa, al suroeste de Machiques, distrito Perijá, estado Zulia. El tope de la formación está 1.300 m al oeste de la hacienda Maraca (L.E.V., 1997). Esta formación indica un nivel alto de facies de packstone de bivalvos a lo largo de toda la extensión de la cuenca y facies de oolitas y bioclastos hacia las líneas de costa situadas al oriente de la cuenca y marca el relleno final de la plataforma con facies muy extensas a nivel regional y depositadas en ambientes muy someros. El contenido de clásticos en las facies de bivalvos aumenta hacia el suroeste de la cuenca. El tope de la Formación Maraca está caracterizado por un evento regresivo al final del nivel alto y el contacto superior coincide con la primera aparición de las calizas pelágicas de la Formación La Luna.

Haciendo un análisis de las distintas facies presentes en el Grupo Cogollo se puede observar que la mayor parte de éstas se sedimentaron en profundidades someras, con gran extensión regional y con pequeños cambios laterales y verticales, lo que indica un sistema de plataforma interna, donde las facies más cercanas al antiguo margen de plataforma se ubican al occidente

y norte de la cuenca, mientras que la línea de costa estaba situada en el área sur oriental de la cuenca, donde actualmente se encuentran los Andes de Venezuela.

Todas las facies del Grupo Cogollo pertenecen a la plataforma interna. No hay facies pertenecientes al margen de la plataforma ni al talud externo de la cuenca. Las numerosas transgresiones y pequeñas regresiones afectaron a toda la plataforma interna debido a las profundidades someras que abarcaban toda la cuenca y además marcan el tope y la base de los ciclos estratigráficos. Las facies de dolomías más extensas están ubicadas estratigráficamente hacia el tope de los ciclos regresivos, donde los procesos de dolomitización se generaron durante una diagénesis temprana en la superficie o muy cerca de ésta. Sin embargo, en la Formación Lisure hay facies de dolomías muy locales que no corresponden con los ciclos estratigráficos, por lo que probablemente los procesos de dolomitización se produjeron por soterramiento.

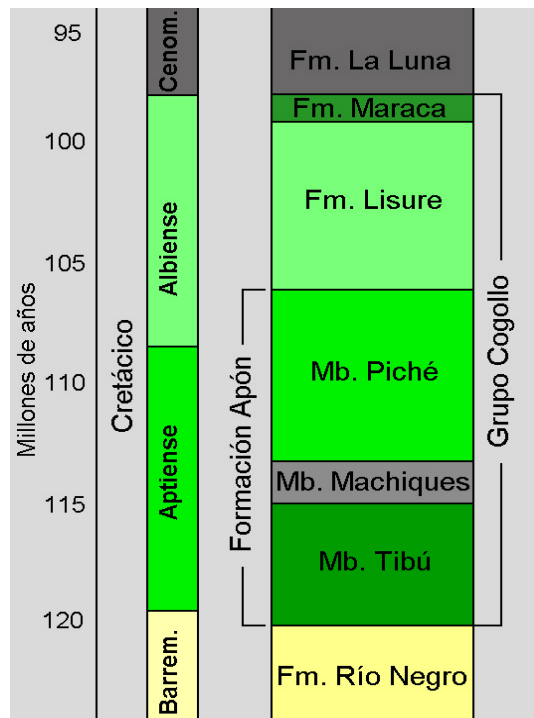


Fig.10. Columna estratigráfica del Grupo Cogollo. Formaciones, miembros y edades.

Cuadro Estratigráfico Perijá-Cuenca de Maracaibo-Andes de Mérida- Barinas Neocomiense - Maestrichtiense

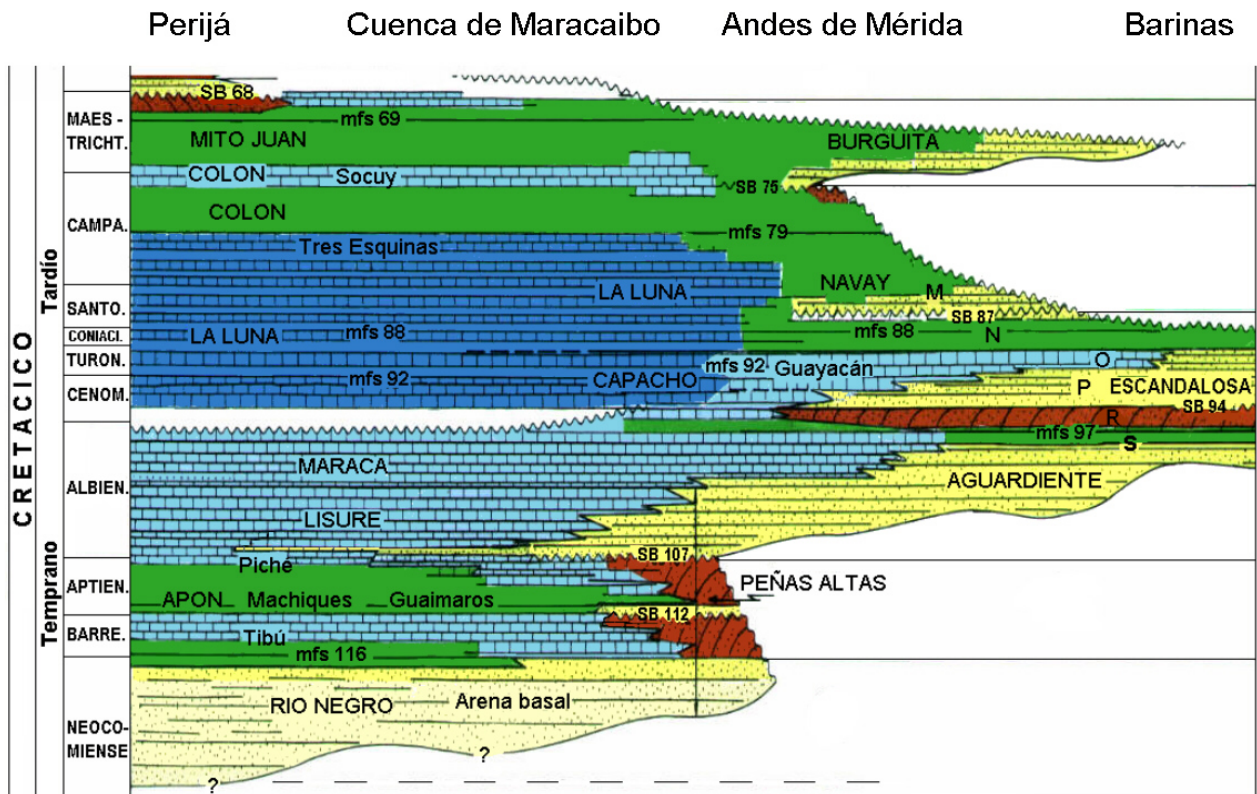


Fig.11. Cuadro estratigráfico para las formaciones y miembros del Grupo Cogollo, así como otras unidades desde Perijá hasta Barinas (L.E.V., 1970, 1997; Intevep-Beicip-Franlab, 1994).

Dolomías en el Grupo Cogollo

En el Grupo Cogollo se encuentran dolomías de carácter regional que se formaron prácticamente a lo largo de toda la cuenca y corresponden a un intervalo característico de la secuencia estratigráfica y dolomías locales, probablemente formadas por procesos muy específicos que se encuentran de manera aleatoria a lo largo de la columna estratigráfica (figs. 12, 13, 14, 15). La dolomía regional está ubicada en el tope del Miembro Machiques donde la facies dolomitizada comienza con la formación de dolomitas a expensas de los sedimentos superiores de mudstone y de calizas ricas en materia orgánica del Miembro Machiques. Las facies iniciales indican una dolomitización parcial de los sedimentos, pero a medida que la dolomitización avanzó, el proceso fue masivo, predominando los cristales de dolomita. En el tope de la dolomía puede haber porosidad intercrystalina, oquedades, fracturas y pequeños canales derivados de las fracturas iniciales. Como esta dolomía es regional para la cuenca de Maracaibo, se estima que se originó por una regresión marina que abarcó toda la plataforma. Con la regresión, disminuyó la profundidad del agua en la plataforma, se formaron salinas y sabkhas, aumentó la temperatura, salinidad y evaporación del agua, con lo cual la concentración de magnesio se elevó con respecto al calcio. Todos estos factores promovieron la formación de dolomía a lo largo del Miembro Piché (Formación Apón) y en la Formación Lisure. En el Miembro Piché de la Formación Apón y en la Formación Lisure, hay dolomías en varios intervalos que no están relacionados entre sí. Su origen se deriva de ambientes muy limitados tipo sabkha o de lagunas hipersalinas, formados en superficie durante la sedimentación del Grupo Cogollo, o pueden representar facies muy locales de dolomía formadas durante el soterramiento. La presencia de estas dolomías es aleatoria a través de la cuenca, por lo cual no se pueden predecir con el control estratigráfico. Probablemente la relación de elementos minoritarios y traza permiten definir el ambiente de formación (Méndez, 1997 y 2007)

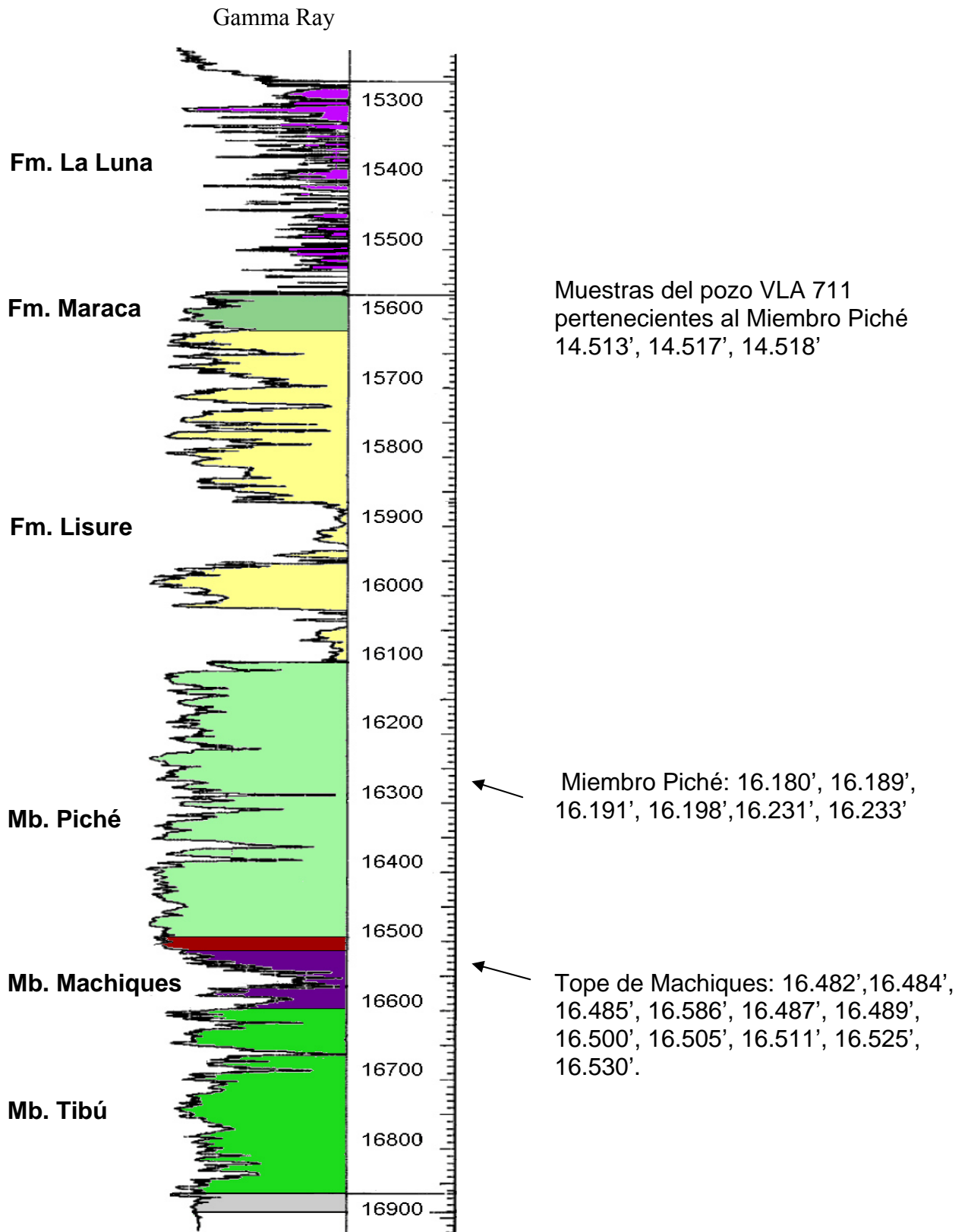


Fig. 12. Estratigrafía del Grupo Cogollo a partir del registro eléctrico de gamma ray en el pozo ALPUF 6 y ubicación de las muestras analizadas en las dolomías del tope del Miembro Machiques y en el Miembro Piché, ambos de la Formación Apón. Profundidad en pies. Se indica la profundidad de las muestras pertenecientes al pozo VLA 711.

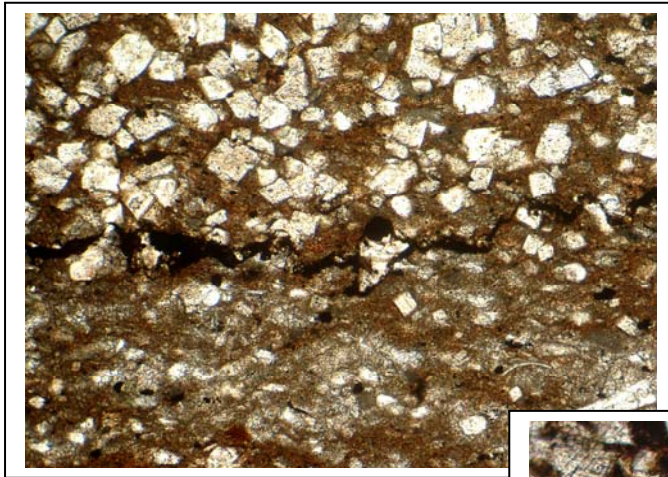


Fig. 13. Contacto en las calizas pelágicas del Miembro Machiques con el inicio de las facies de dolomías suprayacentes. Núcleo Totumo 3. Méndez, 2007.

1 mm

Fig. 14. Facies de dolomías regionales del tope de Machiques sin porosidad. Predominan los cristales euhedrales. Totumo 3. Méndez, 2007.

1 mm

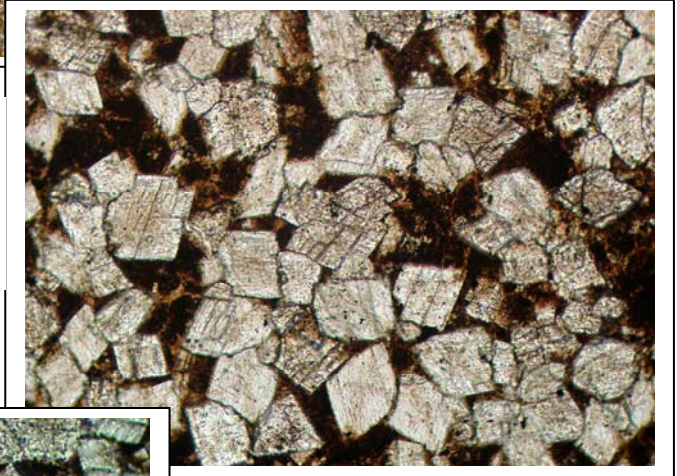


Fig. 15. Dolomías hacia el tope de la facies con porosidad de canal la cual se deriva de un incremento en la fractura original. Totumo 3. Méndez, 2007.

1 mm

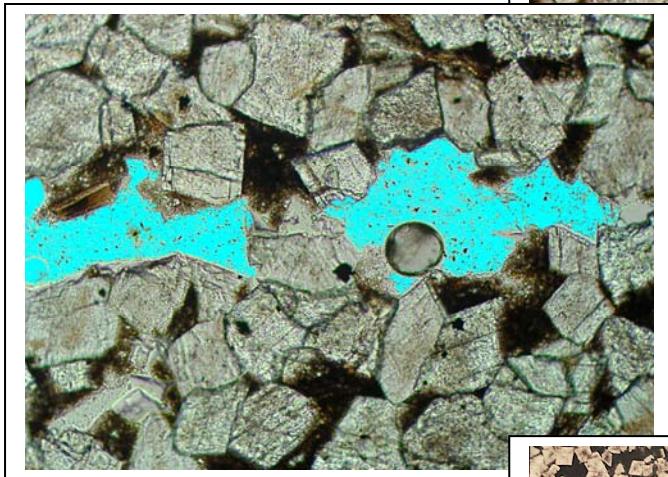
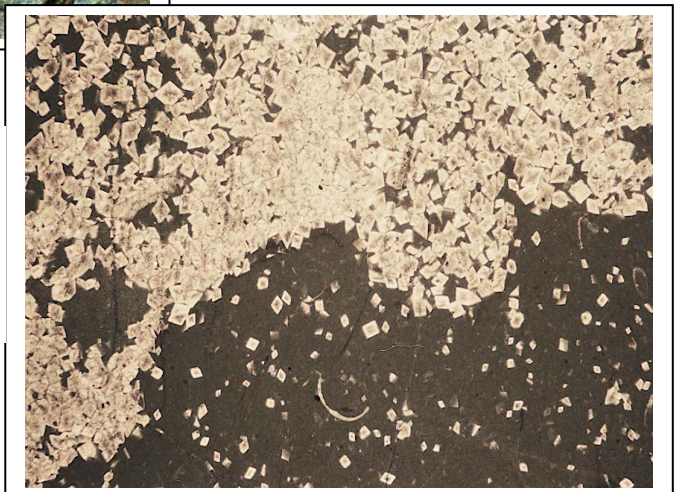


Fig. 16. Facies de dolomía aleatoria en cuanto a la posición estratigráfica. Mudstone dolomitizada. Miembro Piché. Totumo 3. Méndez, 2007.

1 mm



Figs. 13, 14, 15, 16. Facies de dolomías del Totumo 3 similares y correspondientes a los intervalos estudiados para el ALPUF 6.

Archipiélago Los Roques

El archipiélago Los Roques es un complejo arrecifal que está ubicado a unos 160 km al Norte de las costas de Venezuela. Su formación actual se inició durante el Pleistoceno Tardío y al finalizar la última glaciación conocida como Wisconsin, todo el complejo quedó expuesto a la erosión y desarrolló una morfología cárstica. Durante la transgresión del Holoceno, se dieron las condiciones necesarias para la formación de las primeras comunidades de corales, a partir de las cuales se comenzaron a formar los arrecifes de barrera. Estos arrecifes sirvieron de protección para las áreas internas y permitieron la formación de numerosos cayos y subambientes que han ido evolucionando a través de los últimos 10.000 años hasta formar un complejo de carbonatos capaz de automantenerse (Méndez, 1979). Este sistema carbonático tiene por basamento a un complejo de rocas ígneo-metamórficas del Cretácico Tardío que solo aflora en la isla El Gran Roque (Schubert y Moticska, 1972).

El archipiélago está formado por dos barreras arrecifales que van de norte a sur y de este a oeste y más de 40 cayos o islas, además de numerosos arrecifes marginales con una biota muy variada y posee una extensión de 25 km de Norte a Sur y más de 39 Km de Este a Oeste, cubriendo un área de 1.500 km², con temperaturas medias anuales alrededor de los 28 °C y precipitaciones que oscilan entre 240 mm y 480 mm al año (fig.16).

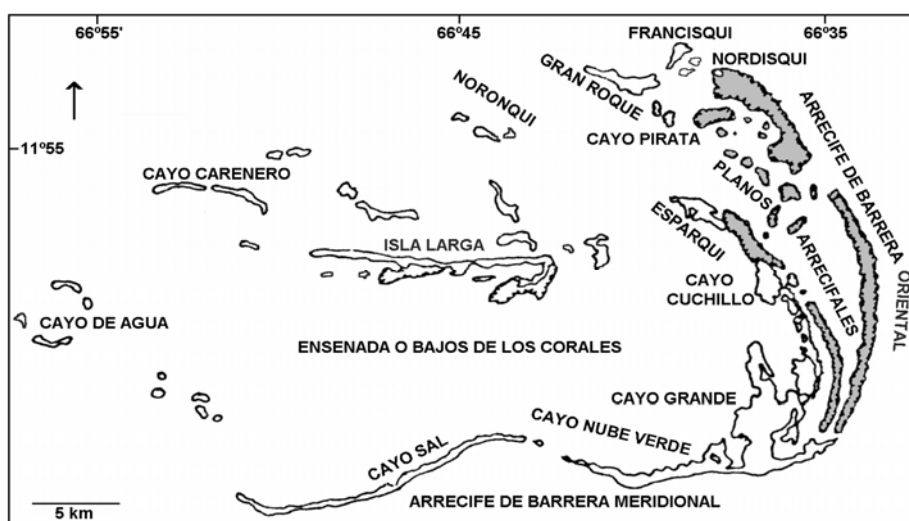


Fig. 17. El archipiélago Los Roques está formado por dos grandes barreras arrecifales y más de 40 cayos e islas en las zonas internas (Méndez, 2007).

Geología General y Formación del Archipiélago

El archipiélago se ha formado sobre una meseta submarina de forma más o menos rectangular de rocas ígneas y metamórficas que solo afloran en la isla El Gran Roque. Este basamento es de edad correspondiente al Cretácico Superior. Schubert y Moticska (1972) realizaron un estudio detallado de los diferentes tipos de rocas ígneas y metamórficas que afloran en la isla El Gran Roque, reportando que los cerros oriental y central están compuestos por metadiabasas y el cerro oriental por metalamprófido (meta-spessartina). Todo el afloramiento está intrusionado por diques de diorita cuarcífera y diques y vetas de aplitas graníticas y alcalinas, pegmatitas gráficas y metalavas andesíticas.

Esta plataforma submarina ascendió por procesos tectónicos ligados al desplazamiento de la placa del Caribe desde el Pacífico en dirección Este. El ascenso de los basamentos de las islas Curazao, Aruba, Bonaire, Isla de Aves y La Orchila también está ligado a estos procesos tectónicos ya que, junto con el archipiélago, se encuentran ubicadas hacia el límite Sur de la placa del Caribe. Durante el Terciario el levantamiento se intensificó y al emerger el basamento rocoso por encima de la superficie del mar se inició la formación de los primeros arrecifes adosados al cuerpo rocoso. A comienzos del Cuaternario, hace 1,6 millones de años, las islas de Curazao, Aruba y Bonaire continuaron su levantamiento, mientras que el basamento ígneo-metamórfico del archipiélago Los Roques y de Isla de Aves y La Orchila alcanzó una altura máxima sobre el nivel del mar y luego inició un proceso de subsidencia junto con los primeros arrecifes frangeantes. Este proceso de subsidencia siempre fue compensado por el desarrollo de nuevos arrecifes formados por encima de los anteriores.

Durante el Cuaternario la morfología del archipiélago cambió constantemente debido a numerosas transgresiones y regresiones. A partir del Pleistoceno Medio, hace 700.000 años, estas fluctuaciones se acentuaron, generándose variaciones del nivel del mar de hasta 100 metros. Los arrecifes coralinos formados previamente, al descender el nivel del mar quedaron

expuestos y se erosionaron, ubicándose a los niveles a los cuales descendió el mar. Luego al ascender el nivel del mar, se formaron nuevos sistemas de arrecifes que se superponían a los previamente formados, generando una serie de terrazas submarinas que representan los diversos ascensos del nivel del mar durante los procesos de regresiones y transgresiones y que marcan las antiguas líneas de playa. El desarrollo del archipiélago moderno se inicia durante la última gran glaciación conocida como Winconsin, entre 16.000 y 10.000 años, tiempo en el que todo el complejo carbonático se encontraba emergido y sujeto a la erosión y diagénesis, ya que el nivel del mar descendió 110 metros por debajo del nivel actual. Por último, hace 10.000 años el nivel del mar comenzó a ascender debido a lo que se conoce como la transgresión del Holoceno y nuevamente los arrecifes frangeantes se fueron desarrollando siguiendo el ascenso de las aguas, las cuales penetraron hacia las zonas internas del archipiélago, formando biota coralina y sedimentos. Las barreras arrecifales actuales se comenzaron a formar hace 6.000 años cuando el nivel del mar se encontraba 5 metros por debajo del nivel actual. El nivel del mar continuó su ascenso y siguió penetrando hacia las zonas internas, dando origen a numerosos cayos, lagunas y una gran variedad de sub ambientes (Méndez, 2002).

Aspectos Geomorfológicos

El archipiélago Los Roques se puede dividir en tres áreas geomorfológicas específicas:

- Las barreras arrecifales.
- Los cayos e islas situados detrás de los arrecifes y protegidos por éstos.
- La laguna central.

Estas áreas tienen diversos subambientes y una gran complejidad de facies y características en los sedimentos, cuya definición específica no forma parte de este proyecto.

Barreras Arrecifales

El archipiélago está conformado por dos sistemas de arrecifes. De noreste a sureste se extiende una barrera arrecifal denominada La Cabecera de Los Roques, la cual comienza en cayo Francés (al nor-este del archipiélago) y continúa por la zona de barlovento del mismo, extendiéndose hacia cayo Varada y cayo Refugio donde se interrumpe por un canal llamado canal Noreste. En cayo Noreste comienza nuevamente y continúa hasta otra apertura llamada Boca del Medio y finaliza en otra apertura denominada La Boca de Sebastopol (al sureste del archipiélago). Esta barrera arrecifal, la cual tiene una longitud aproximada de 24 km, con un plano arrecifal que se forma en su parte posterior de unos 300 m, sirve de barrera a los cayos ubicados al oeste del archipiélago y forma la zona de barlovento de cayos como cayo Francés, cayo Varada y cayo Refugio, donde se han formado terrazas de barrera muy amplias, mientras que en el plano arrecifal del arrecife se encuentran cayo Noreste, cayo Vapor y cayo Buchiyaco.

La otra barrera arrecifal que compone al archipiélago comienza en el sureste en la boca de Sebastopol y se extiende hacia el suroeste y está conformada por dos cayos muy largos que están separados por la Boca de los Corales, apertura que comunica a la laguna central con el mar abierto al sur del arrecife. Estos dos cayos llevan por nombre cayo Nube Verde al Este y cayo Salinas al Oeste (Méndez 1984). Protegidas por las barreras se encuentran todas las facies internas del archipiélago: planos arrecifales, cayos, lagunas internas, etc. (fig.17).

Formación de los Cayos

Con el ascenso en el nivel del mar debido a la transgresión del Holoceno, las aguas penetraron hacia las zonas internas y las zonas más elevadas fueron pobladas por biota y algas calcáreas, formando arrecifes frangeantes en torno al basamento calcáreo preexistente. Algunos cayos se han desarrollado en aguas muy someras con una rápida expansión de

manglares y acumulación de sedimento en sus raíces. Este tipo de cayos se han formado en las zonas internas del archipiélago, detrás de la barrera arrecifal oriental. Los manchones arrecifales son comunes en la laguna central y se han formado a partir de montículos calcáreos rígidos formados por la exposición y erosión durante los descensos del nivel del mar y que luego fueron colonizados por la biota coralina al ocurrir la transgresión del Holoceno. En las zonas más someras de la laguna central se han desarrollado otro tipo de manchones arrecifales, constituidos por pequeñas acumulaciones de sedimento que han sido consolidados por el crecimiento de algas marinas.

La geomorfología de los cayos depende de su situación geográfica dentro del arrecife y de la intensidad del oleaje al cual están expuestos. Los cayos situados en la parte Norte central y noreste poseen playas bien desarrolladas formadas por sedimentos muy finos en la zona de sotavento y terrazas de tormenta en la zona de barlovento formadas por cabezas de corales y conchas de moluscos, o pequeñas barreras de tormenta formadas por arrecifes frangeantes.

De manera general, los cayos están rodeados por aguas someras y algunos están desprovistos de vegetación, pero la mayoría presentan una vegetación formada principalmente por manglares que, en algunos casos, pueden cubrir parcial o totalmente el cayo.

Muchos de los cayos poseen lagunas con comunicación directa con el mar o lagunas internas, algunas de las cuales se surten de agua durante las lluvias esporádicas. Además, hay cayos que poseen varias lagunas internas que se comunican entre sí por pequeños canales y el nivel freático, o lagunas internas que se comunican con otras lagunas que a su vez tienen comunicación con el mar.

Lagunas

Las diversas lagunas presentes en los cayos del archipiélago se han dividido en tres grupos:

- Lagunas con comunicación directa con el mar: las cuales a su vez se clasifican en dos grupos. Lagunas que se forman por el crecimiento de zonas de manglares y lagunas formadas principalmente por restos de corales.
- Lagunas dentro de los cayos sin comunicación directa con el mar: se forman como consecuencia de las primeras lagunas formadas con comunicación directa con el mar, las cuales se cierran paulatinamente por restos de corales que son removidos por las tormentas en las zonas de barlovento. Hacia la zona de sotavento, las lagunas se van cerrando por la continua depositación de material fino y por el avance del cayo.
- Lagunas formadas por la unión de dos o más cayos: se forman por la unión de dos o más cayos por la zona de barlovento debido a la acumulación de sedimentos o por el crecimiento de arrecifes de barrera que van uniendo a los cayos.

Características Sedimentológicas

Los afloramientos de roca que se encuentran en la isla El Gran Roque son la continuación de una gran montaña submarina que sirve de basamento a todo el complejo de carbonatos, el cual se inicia con la formación de las barreras arrecifales. Estos sistemas de arrecife se van formando paulatinamente con el asentamiento de colonias de organismos, lo que inicia el ciclo de la vida y la lucha por la sobrevivencia entre los distintos organismos. Estas colonias de corales, formadas por algas calcáreas, moluscos, foraminíferos, briozarios y equinodermos, poseen la capacidad de tomar el carbonato de calcio presente en el agua de mar para construir sus caparazones y esqueletos. Al morir los organismos, sus partes esqueléticas se van acumulando y cementando entre sí para formar el arrecife.

Los organismos son la base fundamental de la sedimentación y el material sedimentario del archipiélago. De ellos proviene más del 99% del carbonato de calcio que conforma todo el sistema carbonático. Algo de sedimentos clásticos proviene de las rocas que afloran en El Gran Roque. Los sedimentos de carbonato provenientes de los organismos van desde un material muy fino hasta grandes gravas. Cerca de los cayos y los arrecifes marginales se encuentran sedimentos desde muy gruesos hasta muy finos, y el sedimento más alejado de estas zonas y localizado hacia las zonas profundas suele ser fino y fragmentado por el transporte han sufrido (Méndez, 1984).

Los ambientes sedimentarios están controlados dependiendo de su posición con respecto a las barreras arrecifales, además de la acción del oleaje y las corrientes, la salinidad, la claridad de las aguas y su situación con respecto al nivel de las mismas. De acuerdo a esto, las diversas facies se pueden agrupar en los siguientes grupos (Méndez, 1984):

- Facies detrás del Arrecife: caracterizada por ambientes someros cerca de las orillas de los cayos y barreras, ambientes de fondos arenosos, barreras y manchones arrecifales alrededor de los cayos.
- Facies externas del arrecife: se forman hacia la zona de barlovento de los cayos y barreras arrecifales. Son los ambientes con la mayor diversidad de flora y fauna dentro del archipiélago, con estructuras arrecifales fuertes y compactas.
- Facies transicional: formada por bajos arenosos y canales, donde abundan algas calcáreas como la *Halimeda* y la *Thalassia*.
- Facies de Laguna: amplia zona de pantanos y manglares con la flora y fauna que caracteriza a esta comunidad. No hay crecimiento de corales.
- Facies intramareal y supramareal: comprende las zonas de roca de playa, terrazas de tormenta, playas arenosas, lagunas internas y ambientes hipersalinos.

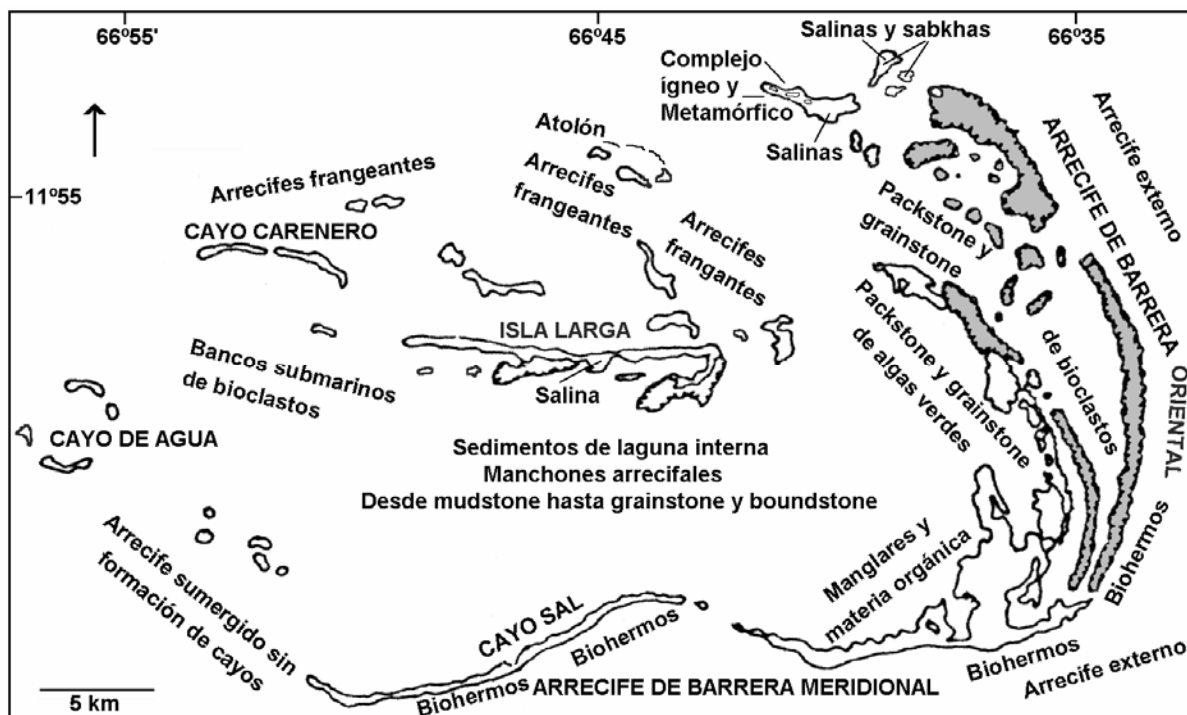


Fig.18. Aspectos morfológicos, sedimentológicos, petrológicos, texturales y facies resaltantes en el archipiélago Los Roques (Méndez, 2007).

Modelos de Dolomitización (Méndez, 2007)

Los procesos de dolomitización en el archipiélago Los Roques se derivan a partir de un incremento en la relación de los iones de magnesio con respecto a los iones de calcio. Los tres modelos principales de dolomitización son (figs.18, 19, 20):

Dolomitización por Reflujo: en el Gran Roque se localiza una laguna de profundidades muy someras, la cual se surte de agua a través de un canal muy pequeño que la comunica con otra laguna que a su vez si tiene comunicación directa con el mar. También hay penetración de agua a través de los sedimentos porosos y permeables de la zona vadosa y freática. Las altas temperaturas, alta evaporación y poca pluviosidad, generan una alta salinidad que puede superar en ciertos sectores de la laguna las 200 partes por mil, ocurriendo la formación de

sulfato de calcio en forma de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), mineral que recubre algunas partes de las paredes internas de la laguna.

Las aguas de la laguna son estratificadas y esta variación en la temperatura de las aguas va a variar dependiendo del sector de la laguna y su ubicación respecto a la laguna situada más al norte con comunicación directa con el mar. La capa más superficial presenta una salinidad normal, la cual es cercana a las 40 partes por mil y con una temperatura entre 28-30 °C. Esta capa de agua es la que penetra desde la otra laguna. Por debajo de esta capa se ubica otra de menor espesor con un aumento ligero en la temperatura y la salinidad. La tercera capa corresponde a la de aguas hipersalinas y de mayor temperatura, la cual aparece a partir de profundidades de un metro, con salinidades que pueden sobrepasar las 200 partes por mil y temperaturas de más 40 °C. La zona Norte y Este de la laguna presentan menores valores de temperatura y salinidad debido al flujo de agua proveniente de la laguna más septentrional, en cambio, hacia la zona Sur las profundidades son más someras y con valores de temperatura y salinidad correspondiente a la tercera capa de agua (capa profunda). El pH de las aguas de la laguna varía de acuerdo a la acción fotosintética en las aguas provenientes de la laguna septentrional donde la fauna es muy prolífera. Hacia la zona Norte y Este de la laguna, los valores de pH se encuentran alrededor de 9,4 lo que es muy propicio para la precipitación de carbonatos, mientras que hacia la zona Sur de la laguna el pH fluctúa entre 7,8 y 8,1 y con salinidades de más de 200 partes por mil. Estas características influyen en que hacia la parte Norte precipite aragonito derivado de las aguas alcalinas provenientes de la laguna septentrional. Esto influye directamente en el aumento de la relación Mg/Ca, ya que al precipitar el carbonato de calcio (aragonito), las aguas quedan enriquecidas en Mg con respecto al Ca. A su vez, las altas temperaturas, propias del clima árido presente en el archipiélago y constantes durante todo el año, las escasas precipitaciones y la alta tasa de evaporación, hacen que precipite yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en el fondo, las paredes y la periferia de

la laguna, lo que también ayuda a elevar la relación Mg/Ca. Todo esto permite que el refluo de las aguas enriquecidas en magnesio vayan dolomitizando los sedimentos de aragonito.

Dolomitización por Evaporación: en algunas lagunas hipersalinas y ambientes de sabkha situados en el interior de los cayos del archipiélago se forma dolomita singenética debido a las condiciones de alta temperatura y evaporación, así como la poca pluviosidad y la escasa renovación de las aguas, ya que estos ambientes no tienen comunicación directa con el mar.

La formación de dolomita en este tipo de ambientes está ligada tanto a la formación de minerales evaporitas como yeso y anhidrita, así como a la disminución de aragonito y al aumento de la calcita magnesiana. La disolución de aragonito puede dar origen a la formación de calcita con bajo Mg, calcita con alto Mg y dolomita, dependiendo de la concentración de Mg presente y de las condiciones climáticas. Durante las escasas precipitaciones, hay disolución de aragonito y transformación de éste en calcita con bajo Mg. Durante los períodos de sequía, la alta evaporación forma los minerales evaporitas y ocurre la formación de dolomita y calcita magnesiana, dependiendo del incremento de Mg en el sistema. La formación de calcita con bajo Mg a expensas de la disolución de aragonito, así como la precipitación de yeso y anhidrita por evaporación, incrementan la relación Mg/Ca en el fluido remanente. Dependiendo de la relación Mg/Ca, va a ocurrir la formación de dolomita o calcita con alto Mg. La formación de dolomita en ambiente de lagunas hipersalinas ocurre en las zonas periféricas de la laguna donde la evaporación es más intensa.

Formación de Dolomita en Zonas de Estromatolitos: en la mayor parte de los ambientes hipersalinos de Los Roques se encuentran formaciones de estructuras de estromatolitos en las áreas adyacentes a las lagunas internas, preferentemente en los ambientes situados por encima de las mareas. En estas zonas de alta evaporación se propicia la formación de aragonito,

seguido de cristales de sulfato de calcio, lo que facilita el desarrollo de dolomita singenética debido al aumento de la relación Mg/Ca. A su vez, la actividad de las algas verde-azules, con alto contenido de materia orgánica rica en Mg, activan la formación de dolomita y calcita magnesiana.

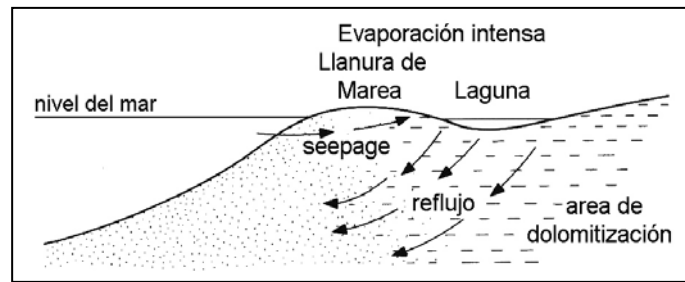


Fig.19. Modelo de dolomitización para los sedimentos recientes no consolidados. El término “seepage” es usado en la literatura en español para este modelo de dolomitización. Se encuentra en varios cayos del archipiélago Los Roques (Méndez, 2007).



Fig.20. Modelo de dolomitización por alta evaporación la cual forma proto dolomita en las zonas superficiales del sedimento no litificado. Se pueden considerar zonas de sabkha (Méndez, 2007).

Fig.21. Similar al anterior, pero en la laguna se originan estructuras de estromatolitos por las algas verde-azules. Los estromatolitos se forman en capas horizontales o en forma de domos. Zonas de sabkha (Méndez, 2007).

Antecedentes

Grupo Cogollo

Garner (1926) estableció el término Caliza de Cogollo en una secuencia de calizas infrayacentes a la Formación La Luna, en sección del río Cogollo de la Sierra de Perijá.

Liddle (1928) y Hedberg (1931) usan para la misma sección el nombre de Caliza Cogollo, y Hedberg y Sass (1937) la llaman Formación Cogollo.

Notestein et al. (1944) utilizaron el nombre Formación Cogollo, en el área de la Concesión Barco (Colombia), para designar un intervalo correlacionable con la Formación Capacho del Táchira, y equivalente lateral y en tiempo a la parte inferior de la Formación La Luna en Perijá.

Sutton (1946) introduce por primera vez el nombre del Grupo Cogollo en la Subcuenca de Maracaibo y lo subdividió en dos unidades separadas por un hiatus: la inferior, Formación Apón, y la superior, con las formaciones Aguardiente en la base y Capacho en el tope.

Rod y Maync, 1954) dividen al Grupo Cogollo en tres formaciones de base a tope: Apón, Lisure y Maraca.

Renz (1959) da los nombres formales de los miembros Tibú, Machiques y Piché para las unidades de Apón, separadas por Rod (1954)

Ford y Houbolt (1963) dividen a la Formación Apón en cuatro miembros que de base a tope son: Tibú, Lutitas de Guáimaras, Machiques y Piché.

González de Juana et al. (1980) proponen restringir geográficamente el nombre de Grupo Cogollo a la provincia donde la litofacies sea predominantemente calcárea.

Bartok et al. (1981) dividen al Grupo Cogollo del subsuelo, en el centro del Lago de Maracaibo, en: Cogollo Inferior, caracterizado por una interdigitación de carbonatos y clásticos y Cogollo Superior, representado por carbonatos más limpios.

Méndez (1989, 2007) realizó un modelo depositacional del Grupo Cogollo entre el sureste de la Plataforma del lago de Maracaibo y la sierra de Perijá-Valle del César, indicando que el Grupo Cogollo en la cuenca de Maracaibo presenta un ambiente sedimentario de plataforma interna detrás de un margen, específicamente durante la depositación de la Formación Apón ocurrió un incremento en la subsidencia y un pulso transgresivo marino desarrolló un medio anóxico que penetró desde la cuenca profunda y el margen, y sedimentó sobre parte de la plataforma interna el Miembro Machiques.

Murat y Azpirtxaga (1995) (trabajo interno realizado para Maravén. No publicado formalmente). Realizaron el análisis secuencial del Grupo Cogollo de la Cuenca de Maracaibo a partir de la descripción sedimentológica de núcleos y registros, definiendo tres ciclos de segundo orden, los cuales representan tres tipos de plataforma de carbonatos, variando de una rampa a una plataforma. A partir de este análisis secuencial identificaron que los yacimientos del Grupo Cogollo están mejor desarrollados en la base de los sistemas transgresivos de alto nivel, que conforman la secuencias de tercer orden.

Archipiélago Los Roques

Aquerrevere y López (1938) realizaron una descripción de los depósitos de fosfatos situados en la isla del Gran Roque.

Schubert y Moticska (1972) efectuaron un trabajo detallado de la descripción petrológica de las rocas meta ígneas del Gran Roque, así como su ubicación. El trabajo se extendió a las islas de La Orchila y La Blanquilla, entre otras.

Sonnenfeld (1973) efectuó estudios sobre las lagunas situadas en los cayos de Los Roques, principalmente en el Gran Roque.

Hudec (1974) estudió en detalle, enfatizando en las características químicas del agua, la laguna hipersalina situada en el Gran Roque.

Méndez (1977, 1979) realizó una descripción general de los ambientes, sedimentos y morfología del archipiélago Los Roques. Se publicó un trabajo completo en “Cuadernos Lagovén” y en el V Congreso Geológico de Venezuela.

Méndez (1984) elaboró su tesis de doctorado en geología en Los Roques, Las Aves y La Blanquilla. Se describió en detalle los diversos ambientes y facies, sedimentología general, morfología y sistemas de terrazas submarinas del Pleistoceno, así como la relación de elementos mayores, minoritarios y traza en los distintos tipos de sedimentos en relación a las facies, biota y textura.

Méndez (1985) publicó varios trabajos sobre ambientes y facies, tipos de sedimentos, terrazas submarinas, etc. en el VI Congreso Geológico de Venezuela.

Méndez (1997) trató el tema de subsidencia y levantamiento tectónico en Los Roques, Aves, La Orchila y La Blanquilla en el VIII Congreso Geológico de Venezuela.

METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Etapas de Campo

Muestreo: las muestras a analizar pertenecientes al Grupo Cogollo se tomaron en las instalaciones de la nucleoteca de PDVSA ubicada en La Concepción, Estado Zulia. Se tomaron muestras de las facies de dolomías de interés para los pozos ALPUF-6 y VLA-711.

Además se realizó una descripción detallada del núcleo perteneciente al pozo TOTUMO-3, del cual se tomaron fotografías de las facies más representativas y de interés. Con las facies de dolomías se determinarán las concentraciones de 9 elementos (indicados más adelante) para relacionar la mineralogía y geoquímica con el posible ambiente de formación (superficie o subsuelo). Las muestras pertenecen al tope del Miembro Machiques y la base del Miembro Piché. En el archipiélago Los Roques se tomaron una serie de muestras de diversos ambientes y facies, de las cuales se seleccionaron las correspondientes a los ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas para determinar los cambios en el sedimento desde aragonito y calcita magnesiana hasta la aparición de la proto dolomita. Igualmente se seleccionaron facies de los planos arrecifales y líneas de playa de algunos cayos con el objeto de relacionar la mineralogía y elementos minoritarios y traza con la biota calcárea presente y, a su vez, comparar estos datos con los de los ambientes de sabkha. El listado de muestras que fueron sometidas a análisis químico se presenta a continuación.

Muestras del Cretácico

Tabla 2. Muestras del núcleo ALPUF 6 pertenecientes al Miembro Piché

Profundidad en pies	Profundidad en metros
16180	4854
16189	4856,7
16191	4857,3
16198	4859,4
16223	4866

Tabla 3. Muestras del núcleo ALPUF 6 pertenecientes al tope del Miembro Machiques

Profundidad en pies	Profundidad en metros
16482	4944,6
16484	4945,2
16485	4945,5
16487	4946
16500	4950
16505	4951
16511	4953
16530	4959

Tabla 4. Muestras del núcleo VLA 711 pertenecientes al Miembro Piché

Profundidad en pies	Profundidad en metros
14513	4354
14517	4355,1
14518	4355,4

Muestras del Holoceno

Cayo Francisquí Medio: la secuencia de muestras F1, F2, F3, F4, F5, F6y F7 fueron tomadas desde la línea de playa en dirección a la laguna hipersalina, siendo F1 una muestra perteneciente a la línea de playa y F7 una muestra perteneciente al ambiente de sabkha.

Cayo Francisquí Abajo: la secuencia de muestras FA 1, FA 2, FA 3, FA 4, FA 5, FA 6, FA 7 y FA 8 fueron tomadas bajo el mismo criterio explicado anteriormente y con la misma relación entre la nomenclatura y el ambiente donde fue tomada la muestra.

Plano arrecifal: las muestras P1, P2 y P3 fueron tomadas en distintos sectores del plano arrecifal perteneciente a la barrera arrecifal ubicada al Este del archipiélago.

Cayo Sardina: las muestras S1 y S2 fueron tomadas en el sector de sotavento de este cayo.

Halimeda: esta muestra está compuesta únicamente por *Halimeda opuntia* (aragonito), un alga verde muy común en el archipiélago (Figura 16).

Alga Roja: esta muestra está compuesta únicamente por *Goniolithom sp* (calcita magnesiana), un alga roja muy común en el archipiélago (Figura 17).

Etapas de Laboratorio

A continuación serán descritos los métodos físicos y químicos con los cuales fueron tratadas las muestras:

Tratamiento Físico: las muestras tanto de núcleo como de sedimento fueron lavadas y secadas por un lapso de 24 horas, para luego ser pulverizadas y cuarteadas para obtener un material fino, homogéneo y representativo.

Tratamiento Químico: se basó en la metodología propuesta por Robinson (1980) para calizas y dolomitas. El procedimiento se describe a continuación:

Separación de la fase carbonática de la fase siliciclástica: se pesó aproximadamente 1 gramo de muestra pulverizada en un vaso de precipitado de 100 mL y se le agregó 10 mL de agua destilada (H₂O) y 50 mL de ácido clorhídrico (HCl) 2M. Se dejó reaccionar por 90 minutos y en caliente, mediante el uso de una plancha. La solución obtenida fue filtrada y llevada a un volumen de 50 mL agregando agua destilada. Posteriormente, de esta solución se tomaron 25 mL, los cuales fueron diluidos con agua destilada hasta llegar a un volumen de 50 mL. El residuo compuesto por material siliciclástico no fue sometido a análisis químico.

Determinaciones realizadas luego del tratamiento físico y químico de las muestras

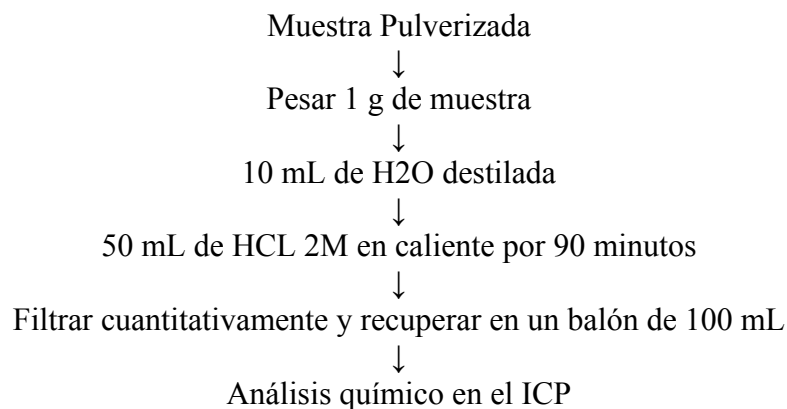
Difracción de Rayos X: por medio de esta técnica se determinó la mineralogía presente tanto en la fase carbonática como en la siliciclástica a partir de las muestras pulverizadas.

Espectrometría de emisión óptica inductivamente acoplado a plasma (ICP): por medio de esta técnica instrumental se determinó la concentración de los siguientes elementos presentes en la fase carbonática: calcio (Ca), magnesio (Mg), estroncio (Sr), hierro (Fe), manganeso (Mn), sodio (Na), potasio (K), bario (Ba) y cinc (Zn).

Desviación Estandar

Las desviación estándar de las concentraciones de cada elemento tanto para las muestras de núcleo como para las muestras de sedimento se fue obtenida a partir del promedio de 5 réplicas de las muestras identificadas como Halimeda, Alga Roja, FA 1, FA 5, Plano 1 y Plano 2 para las muestras de sedimento, y 16530, 16511, 16505, 16500, 16487, 16482, 16198 y 14517 para las muestras de núcleo.

Esquema experimental



Resultados y Discusión

Descripción macroscópica de las muestras de sedimento del archipiélago Los Roques

Cayo Francisquí Medio

F 1: muestra tomada en la línea de playa y compuesta por fragmentos de *Halimeda*, algo de pelecípodos y un mínimo de algas rojas. Tamaño de grano de arena gruesa a gránulos (figura 18).

F 2 y F 3: similar a F 1 pero de color más oscuro. Tamaño de grano arena gruesa a gránulos.

F 4: ya se comienza a observar la presencia de minerales evaporitas, ya que los fragmentos de los organismos están recubiertos por material derivado de la laguna hipersalina.

F 5: material tomado en las adyacencias de la laguna hipersalina, muy alterado con respecto a F 1, F 2 y F 3. El sedimento está mucho más disgregado. Compuesto principalmente por *Halimeda*

F 6: material con granulometría similar a F 5, pero con mayor contenido de *Halimeda* y evaporados. (figura 19).

F 7: granulometría similar a F 5 y F 6, con similar contenido de halimeda pero con la presencia de cristales rosados (pueden ser evaporitas).

Cayo Francisquí Abajo

FA 1: muestra tomada en la línea de playa, con porciones similares entre pequeños fragmentos de *Halimeda*, pelecípodos y gasterópodos. Algunas partículas oscuras (tal vez mangle). Tamaño arena gruesa.

FA 2: más fragmentada que FA 1. Tamaño de grano arena gruesa a media. Material derivado de FA 1.

FA 3: muestra compuesta por *Halimeda* (principalmente), pelecípodos y gasterópodos. Presenta cementación temprana (aragonito y calcita Mg).

FA 4: similar a FA 3 pero con la presencia de minerales evaporitas.

FA 5: material tomado en la laguna hipersalina, de color marrón oscuro y con cementación temprana. Tamaño de grano más fino que FA 3 y FA 4.

FA 6: similar a FA 5 pero con la presencia de materia orgánica.

FA 7: material derivado de costras de laguna. Se observan cristales blancos, beige y rosados y también materia orgánica (pobablemente algas verde-azules).

FA 8: material derivado de costras de la laguna. Cristales de color beige.

Plano Arrecifal

Plano 1: material compuesto por fragmentos de *Halimeda*, algas rojas, pequeños fragmentos de coral, pelecípodos, gasterópodos, *Homotrema rubrum* y espinas de equinoides. Tamaño de grano de arena gruesa a gránulos.

Plano 2: fragmentos de corales mayores. También *Halimeda*, espinas de equinoides y *Homotrema rubrum*.

Plano 3: igual a Plano 2 pero más disgregado. Tamaño de grano con rango entre gránulos de 2-4 mm y arenas gruesas.

Cayo Sardina

Sardina 1: muchas algas rojas, también *Halimeda*. Tamaño de grano entre arena gruesa y gránulos.

Sardina 3: similar al anterior pero perteneciente a la línea de playa. Tamaño de grano entre arena gruesa a media.

1 cm



Figura 16. *Halimeda opuntia*. Alga verde compuesta mineralógicamente por aragonito

2 cm



Figura 17. *Goniolithom* sp. Alga roja compuesta mineralógicamente por calcita magnesiana.

1 cm



Figura 18. Muestra F 1. Sedimentos de la línea de playa del cayo Francisquí Medio. Se observan fragmentos de Halimeda, pelecípodos y algas rojas

1 cm

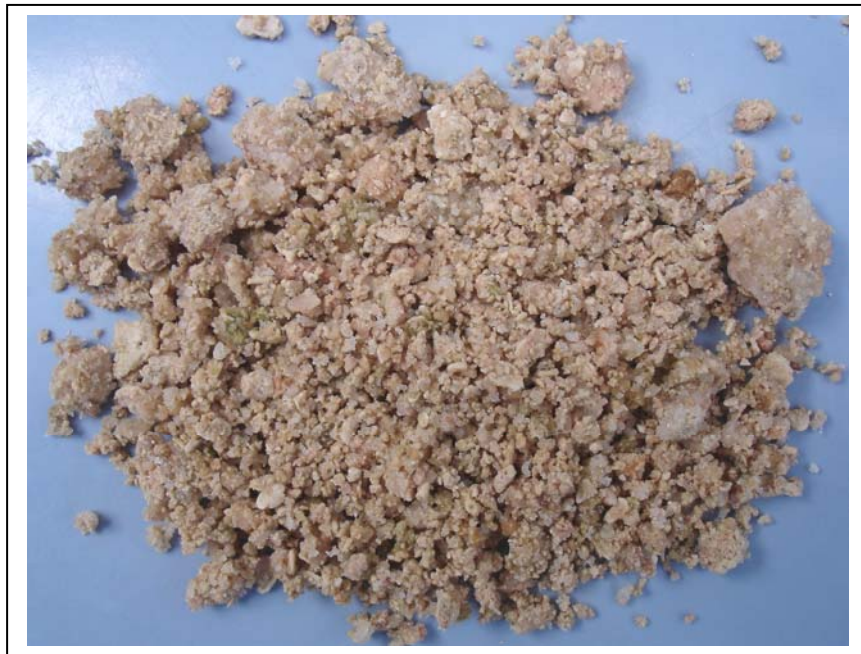


Figura 19. Muestra F 6. Sedimentos pertenecientes al ambiente de sabkha del cayo Francisquí Medio. Material alterado con respecto a los sedimentos de la línea de playa por procesos diagenéticos superficiales. Mineralogía compuesta por aragonito, calcita magnesiana, yeso y halita.

2 cm



Figura 20. Muestra Plano 2. Se observan fragmentos de corales mayores, *Halimeda*, espinas de equinoides y *Homotrema rubrum*. Mineralogía compuesta por aragonito y calcita magnesiana.

1 cm



Figura 21. Muestra Sardina 1. Se observan fragmentos de algas rojas y *Halimeda*. Mineralogía compuesta por aragonito y calcita magnesiana.

Difracción de Rayos X

Por medio de difracción de rayos X se determinó la composición mineralógica de las siguientes muestras:

Cayo Francisquí Abajo

FA 1: aragonito, calcita magnesiana

FA 3: aragonito, calcita magnesiana, halita

FA 5: aragonito, calcita magnesiana, yeso y halita

FA 8: aragonito, yeso, halita y calcita magnesiana

Cayo Francisquí Medio

F 1: aragonito, calcita magnesiana (difractograma 1)

F 2: aragonito, calcita magnesiana

F 4: aragonito, calcita magnesiana

F 5: aragonito, yeso, calcita magnesiana, halita (difractograma 2)

Plano arrecifal

Plano 1: aragonito, calcita magnesiana

Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Machiques

16530: dolomita, calcita, cuarzo

16487: dolomita, calcita, cuarzo

Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Piché

16223: dolomita, calcita, cuarzo

16180: dolomita, calcita, cuarzo

Pozo VLA 711. Dolomías del Miembro Piché

14518: dolomita, calcita, cuarzo, illita

14517: dolomita, calcita, cuarzo, illita

Gráfico 1. Difractograma de la muestra F 1, cayo Francisquí Medio

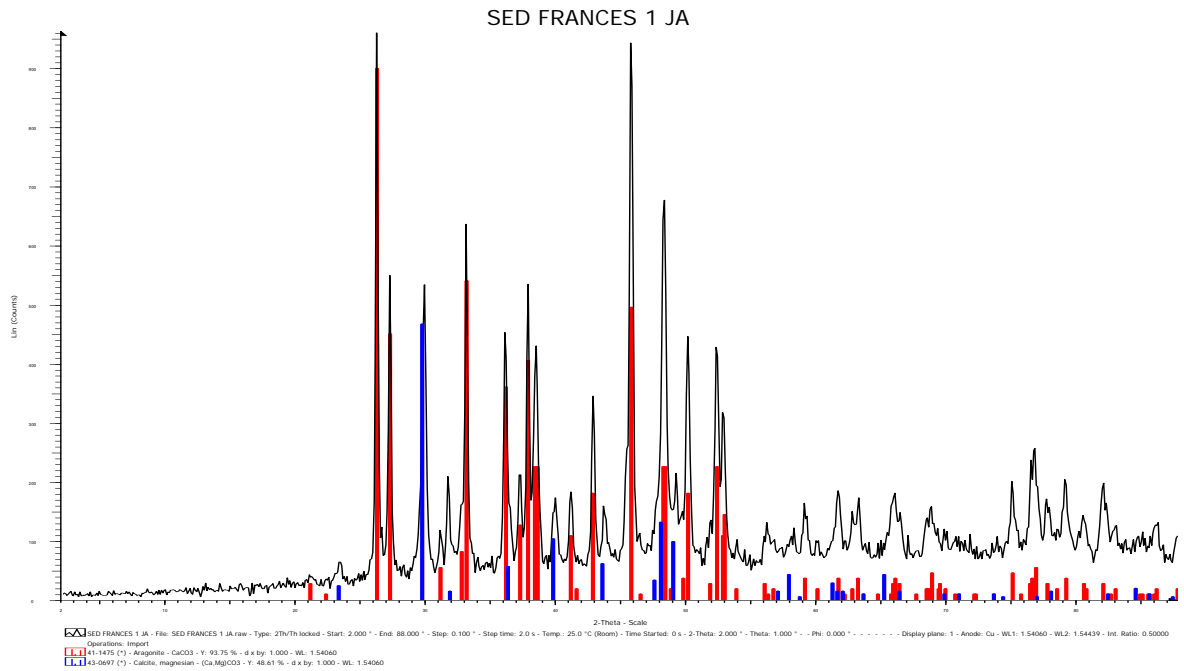
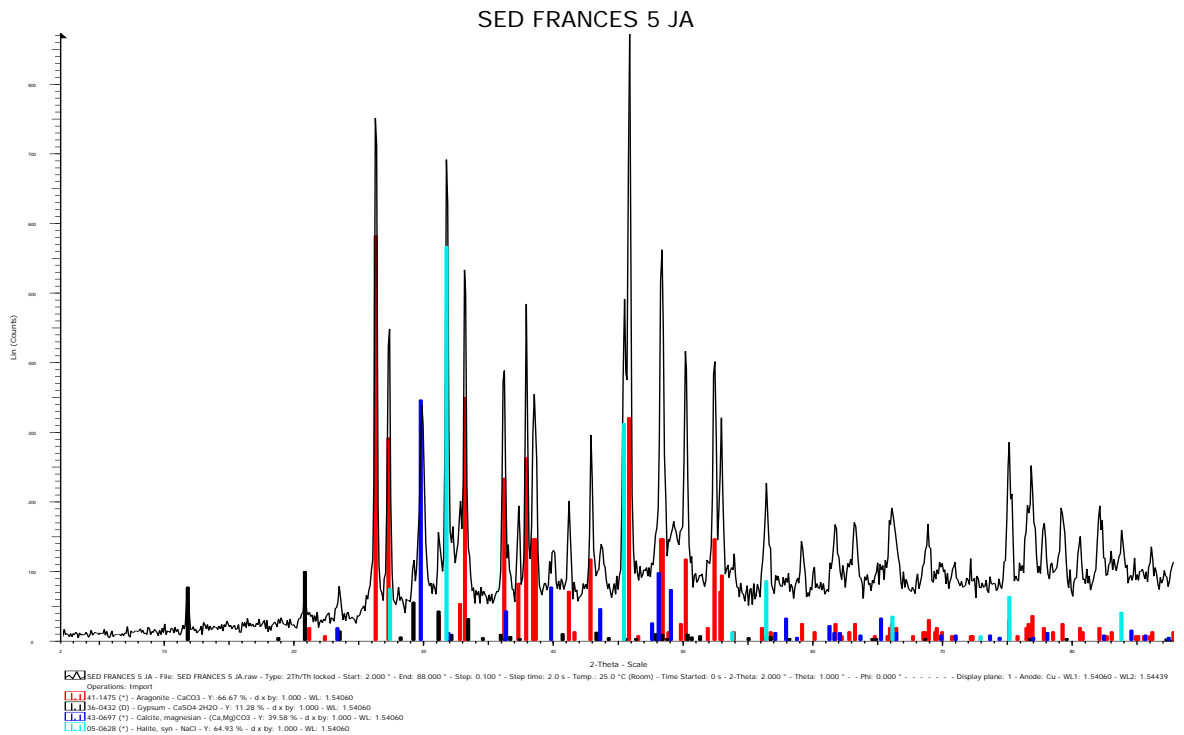


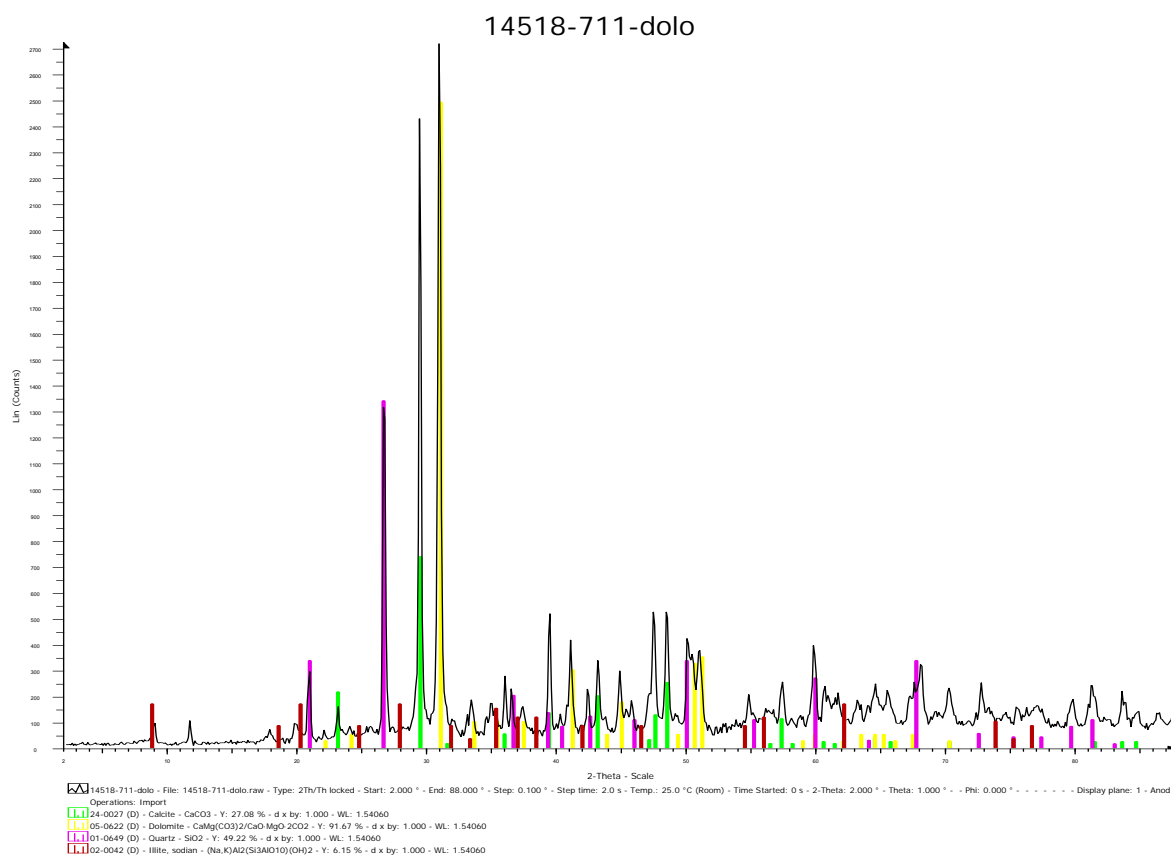
Gráfico 2. Difractograma de la muestra F 5, cayo Francisquí Medio



Durante la etapa de disolución de las muestras de sedimento con HCL 2M, la poca cantidad de residuo insoluble indica que el yeso presente en las muestras ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se disolvió junto con la fase carbonática. Por lo tanto se realizó un ensayo para estimar la cantidad de

yeso en las muestras de ambientes hipersalinos. Para ello se preparó una muestra pulverizada compuesta por 50 % de yeso y 50% de aragonito (0,5 g de cada uno), la cual se homogeneizó con alcohol para luego hacerle un barrido en el difractómetro de rayos X y de esta manera obtener el difractograma para poder compararlo con los pertenecientes a las muestras de sabkha. Mediante el cálculo del área bajo la curva de los picos principales de yeso y aragonito, se determinó que las muestras poseen alrededor de 1 % de yeso. Por lo tanto, una pequeña fracción de las concentraciones de Ca reportadas más adelante pertenece al contenido de yeso en las muestras

Gráfico 3. Difractograma de la muestra 14518, pozo VLA 711, Miembro Piché



Comparación entre Halimeda y Alga Roja

Tabla 5. Composición química de las muestras Halimeda y Alga Roja

Muestra	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	pm K	pm Fe	ppm Mn	ppm Zn
Halimeda	35,5	1,02	6649	103	1766	470	86	89	51
Alga Roja	27,2	8,72	1566	106	920	201	96	90	50
Desv.Std	0,78	0,14	258	2	73	17	2	2	6

Tabla 6. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras Halimeda y Alga Roja

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
Halimeda	2,44	88,64	3,54
Alga Roja	2,08	67,88	30,28

Todas las muestras de sedimentos que fueron tomadas en distintos puntos del archipiélago están compuestas mineralgicamente, en distintas proporciones, por aragonito y calcita magnesiana como componentes principales, además de minerales de evaporitas presentes en las muestras tomadas en las lagunas hipersalinas.

A través de las descripciones macroscópicas de las muestras de sedimentos, se identificaron organismos constituidos por aragonito como la *Halimeda*, pelecípodos, gasterópodos y fragmentos de coral, así como organismos constituidos por calcita magnesiana como algas rojas, equinodermos y *Homotrema rubrum* (foraminífero bentónico).

La composición elemental de cada muestra estudiada depende de las proporciones presentes de organismos tanto de aragonito como de calcita magnesiana. Es por esto que se hizo la determinación elemental de Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Mn, Na, K y Zn para una muestra compuesta únicamente por *Halimeda opuntia* y una del alga roja *Goniolithom sp*, con el propósito de saber las concentraciones de estos elementos en muestras compuestas únicamente por aragonito y calcita magnesiana. Teniendo estos datos, se pueden hacer estimaciones sobre la cantidad de estos dos minerales presentes en las muestras estudiadas. La concentración de los

elementos determinados va a variar dentro de una misma composición mineralógica de acuerdo al tipo de organismo. Por ejemplo, la concentración de Sr no va a ser igual en un fragmento de *Halimeda* que en uno de pelecípodo, pero sí se tiene la certeza de que la concentración de este elemento va a ser superior en los organismos constituidos por aragonito (sistema ortorrómbico) que en los constituidos por calcita magnesiana (sistema romboédrico).

La muestra de *Halimeda opuntia* (aragonito) posee mayores concentraciones de Ca (35,50 %), Sr (6649,1 ppm), Na (1766,6 ppm) y K (470,6 ppm), mientras que la muestra de alga roja (calcita magnesiana) posee mayores concentraciones de Mg (8,7 %). Las concentraciones de Fe, Ba, Mn y Zn son muy similares.

Plano Arrecifal

Tabla 7. Composición química de las muestras del Plano Arrecifal

Muestra	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	ppm K	ppm Fe	ppm Mn	ppm Zn
Plano 1	30,21	5,48	2756	99	622	171	83	89	54
Plano 2	29,4	5,45	2720	102	918	212	83	89	51
Plano 3	31,84	5,53	3072	103	1074	266	93	91	47
Desv. Std	0,78	0,14	258	2	73	17	2	2	6

Tabla 8. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras del Plano Arrecifal

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
Plano 1	2,04	75,44	19,1
Plano 2	1,52	73,41	18,91
Plano 3	2,35	79,52	19,2

Las muestras del plano arrecifal poseen una composición intermedia entre aragonito y calcita magnesiana, ya que están compuestas principalmente por fragmentos de corales, *Halimeda*, pelecípodos y gasterópodos (todos estos de aragonito), así como por algas rojas, *Homotrema rubrum* y equinodermos (todos estos de calcita magnesiana). Elementos como el Ca y Mg poseen concentraciones intermedias entre *Halimeda opuntia* (aragonito) y

Goniolithom sp (calcita magnesiana), mientras que el Sr, Na y K están en concentraciones ligeramente más cercanas a las presentes en el alga roja. A su vez, el Fe, Mn, Ba y Zn poseen valores similares tanto dentro de las muestras de plano arrecifal como en la muestras de *Halimeda opuntia* y *Goniolithom sp*.

Cayo Sardina

Tabla 9. Composición química de las muestras de cayo Sardina

Muestra	%Ca	% Mg	mg/Kg Sr	mg/kg Ba	mg/Kg Na	mg/Kg K	mg/Kg Fe	mg/Kg Mn	mg/Kg Zn
Sardina 1	29,88	5,86	2173	102	620	168	81	88	46
Sardina2	31,97	4,94	3154	101	805	137	88	87	43
Desv.Std	0,78	0,14	258	2	73	17	2	2	6

Tabla 10. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras de cayo Sardina

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
Sardina 1	1,02	74,60	20,34
Sardina 3	0,71	79,83	17,13

Cayo Sardina está ubicado muy cerca de Boca del Medio, al Este del archipiélago. Debido a su ubicación dentro del plano arrecifal, la composición de las muestras de cayo Sardina son muy similares a las muestras Plano 1, Plano 2 y Plano 3, no solo en cuanto a la composición mineralógica, sino también debido a las proporciones de aragonito y calcita magnesiana, ya que están compuestas principalmente por *Halimeda* y algas rojas. Igualmente, las concentraciones promedio de los elementos determinados tanto para las muestras del Plano Arrecifal como para las muestras de cayo Sardina son muy similares.

Tabla 11. Composición química promedio de las muestras del Plano Arrecifal y cayo Sardina

Muestra	% Ca	% Mg	mg/Kg Sr	mg/kg Ba	mg/Kg Na	mg/Kg K	mg/Kg Fe	mg/Kg Mn	mg/Kg Zn
Sardina	30,92	5,40	2664	101	713	153	84	87	44
Plano A.	30,48	5,49	2850	101	872	217	86	90	50

Tabla 12. Porcentaje promedio de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las muestras del Plano Arrecifal y cayo Sardina

Muestra	% residuo	% CaCO_3	% MgCO_3
C. Sardina	0,87	77,22	18,73
Plano A.	1,97	76,12	19,07

Cayo Francisquí Medio

Tabla 13. Composición química de las muestras del cayo Francisquí Medio

Muestra	% Ca	% Mg	mg/kg Sr	mg/kg Ba	mg/kg Na	mg/kg K	mg/kg Fe	mg/kg Mn	mg/kg Zn
F 1	31,64	5,13	3430	107	860	178	141	92	51
F 2	29,88	5,31	3251	107	1229	297	102	91	46
F 3	29,43	5,06	3332	99	1728	409	101	84	51
F 4	29,66	5,37	3304	106	1443	394	121	90	54
F 5	30,06	5,32	3241	106	2057	525	99	90	57
F 6	27,1	6,11	2942	103	4029	839	103	90	62
F 7	24,84	6,2	2537	106	4032	805	110	90	51
Desv. Std	0,78	0,14	258	2	73	17	2	2	6

Tabla 14. Porcentaje de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las muestras del cayo Francisquí Medio

Muestra	% residuo	% CaCO_3	% MgCO_3
F1	2,6	79,02	17,8
F 2	2,36	74,63	18,43
F 3	1,96	73,49	17,57
F 4	2,7	74,08	18,64
F 5	1,85	75,06	18,45
F 6	2,36	67,66	21,21
F 7	3,31	62,04	21,52

Gráfico 4. Correlación en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg

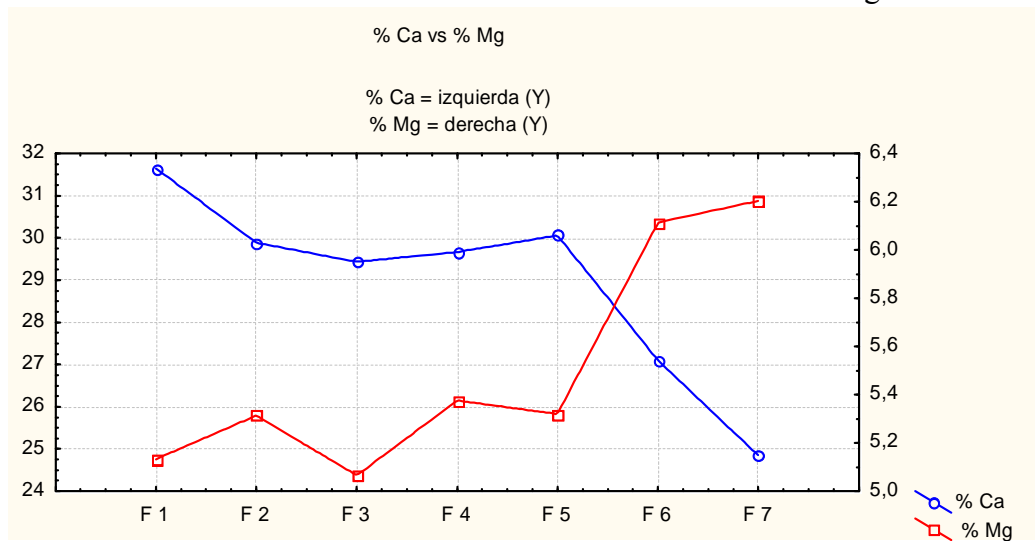
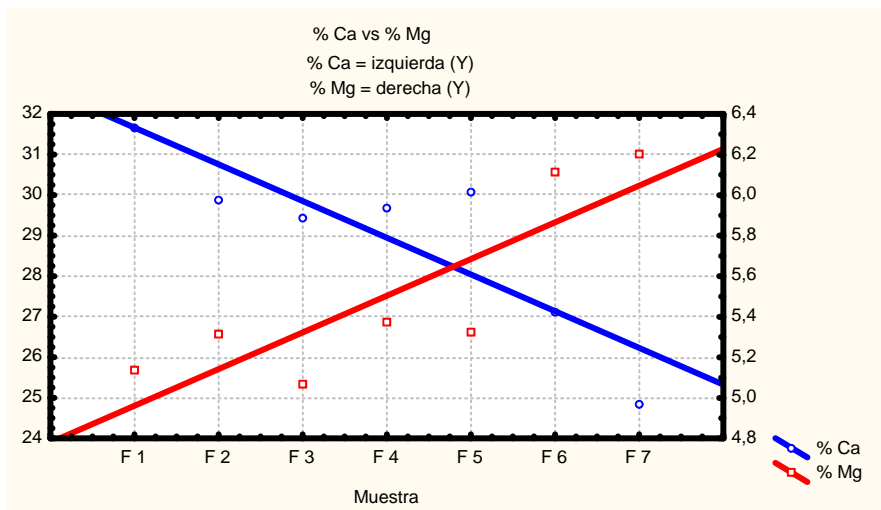


Gráfico 5. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg



Ca: las concentraciones de Ca van disminuyendo progresivamente desde la línea de playa hacia el sector donde se encuentra la laguna hipersalina, presentando una concentración promedio de 28,94 %, con un máximo de 31,64 % y un mínimo de 24,84 %.

Mg: la disminución progresiva en las concentraciones de Ca va acompañada de un aumento en la concentración de Mg en los sedimentos presentes en la laguna hipersalina. Las muestras presentan una concentración promedio de Mg de 5,50 %, con un máximo de 6,20 % y un mínimo de 5,06 %.

Gráfico 6. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba

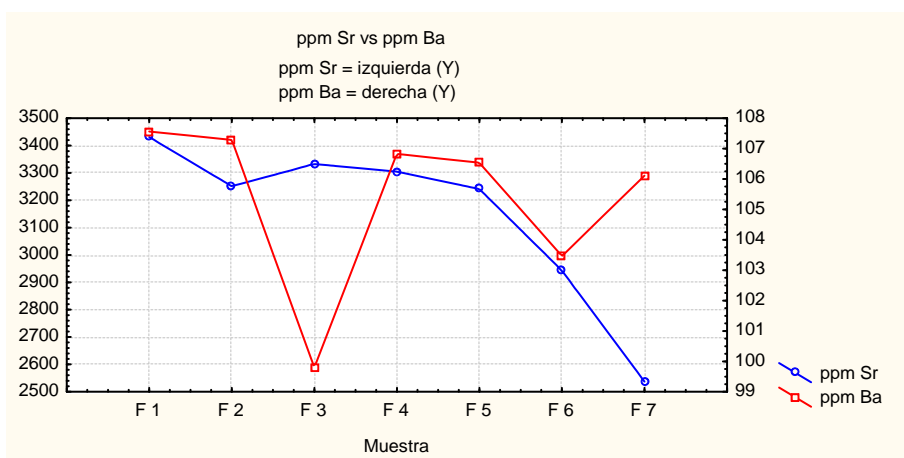
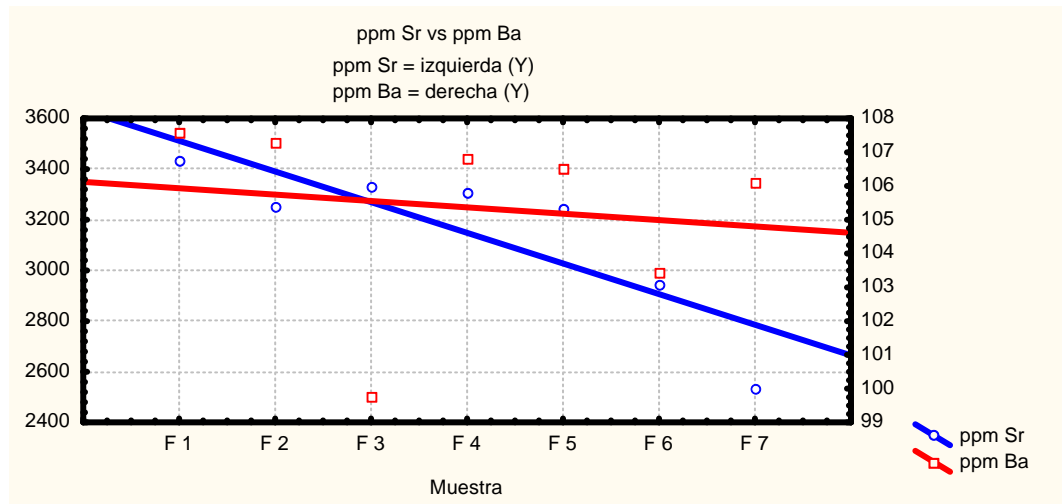


Gráfico 7. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba



Sr: presenta un comportamiento muy similar al Ca, lo cual se observa en los gráficos de correlación y correlación lineal en función del sector del cayo donde se realizó la toma de la muestra (desde la línea de playa hacia la laguna hipersalina), por lo que la concentración de Sr disminuye progresivamente hacia la laguna, acompañado de un aumento en la concentración de Mg. Las muestras presentan una concentración promedio de Sr de 3148,69 ppm, con un máximo de 3430,92 ppm y un mínimo de 2537,34 ppm.

Ba: la disminución en la concentración de Ba en las muestras estudiadas no es tan pronunciada como la pérdida de Sr desde la línea de playa hacia la laguna, pero sí se observa una tendencia a disminuir, lo que se puede observar en el gráfico de correlación lineal de Sr vs Ba. Este elemento presenta en las muestras estudiadas una concentración promedio de 105,36 ppm, con un máximo de 107,56 ppm y un mínimo de 99,79 %.

Gráfico 8. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K

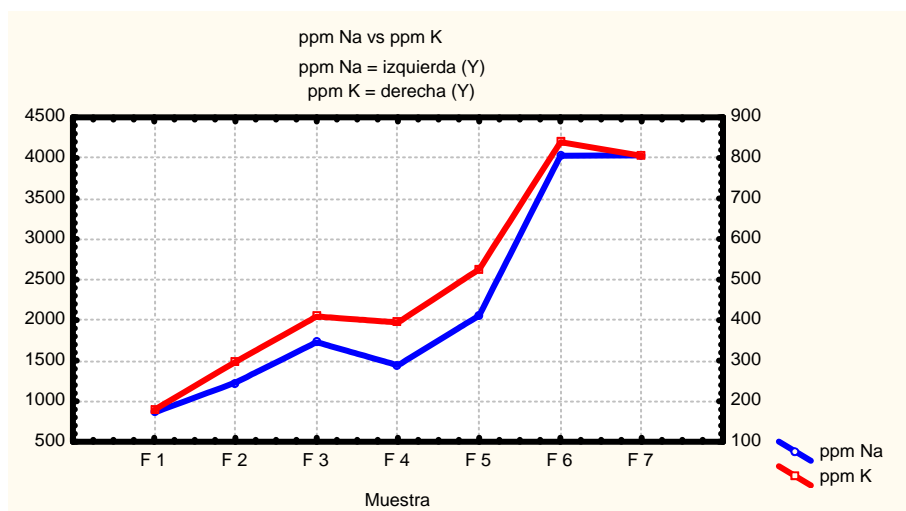
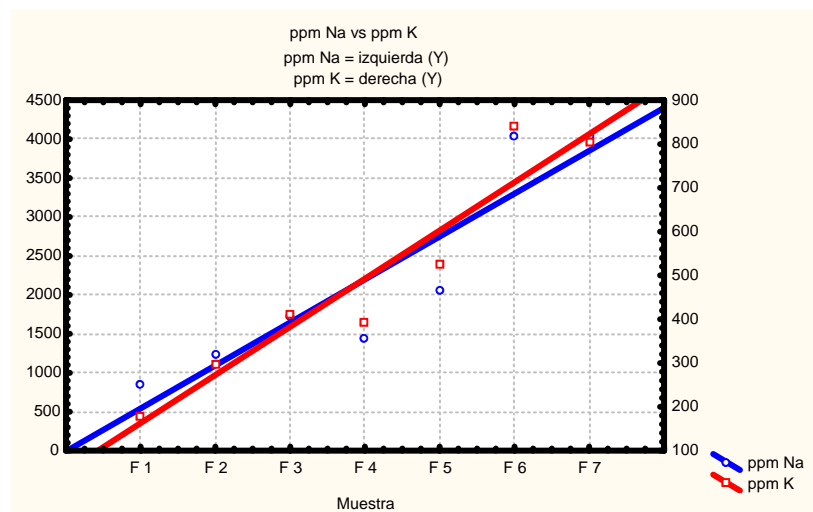


Gráfico 9. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K



Na y K: estos dos elementos presentan un comportamiento prácticamente idéntico, lo cual se puede comprobar mediante el análisis de los gráficos de correlación y correlación lineal de Na vs K, donde se observa que ambos elementos presentan sus mayores concentraciones en el sector de la laguna hipersalina donde hay cristalización de minerales evaporitas. El Na presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 2197,39 ppm, con un máximo de 4032,50 ppm y un mínimo de 860,71 ppm, mientras que el K presenta una

concentración promedio de 492,71 ppm, con un máximo de 839,07 ppm y un mínimo de 178,5 ppm.

Gráfico 10. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn

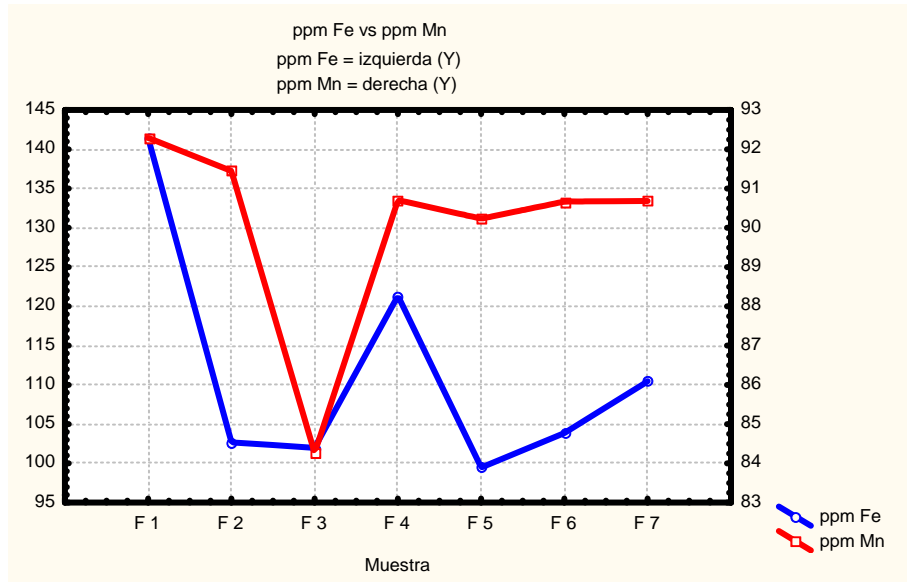
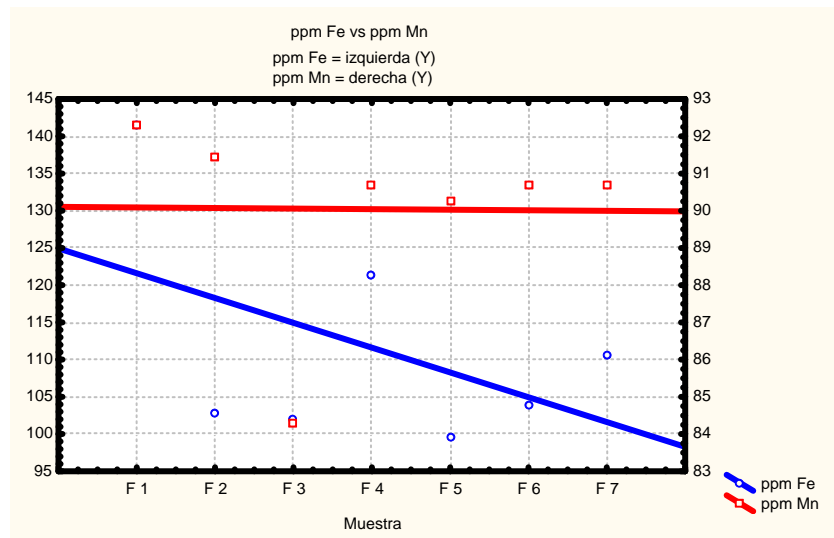


Gráfico 11. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn



Fe: al igual que el Ca y el Sr, el Fe en las muestras estudiadas disminuye progresivamente de concentración desde la línea de playa en dirección a la laguna hipersalina, ubicada en la zona

supramareal. La concentración promedio de Fe es de 111,61 ppm, con un mínimo de 141,49 ppm y un máximo de 99,47 ppm.

Mn: en los gráficos de correlación y correlación lineal que muestran el comportamiento del Mn en las muestras estudiadas, se puede observar como sus concentraciones no presentan una gran variación, con excepción de la muestra F 3, la cual presenta la concentración más baja. El resto de las muestras presenta concentraciones muy similares, por lo que el gráfico de tendencia lineal que muestra el comportamiento del Mn indica que éste se mantiene en concentraciones similares tanto para las muestras tomadas en la línea de playa como para las tomadas en el sector de la laguna hipersalina. La concentración promedio es de 90,04 ppm, con un máximo de 92,29 ppm y un mínimo de 84,26 ppm.

Gráfico 12. Correlación en función de la toma de la muestra: % residuo vs ppm Zn

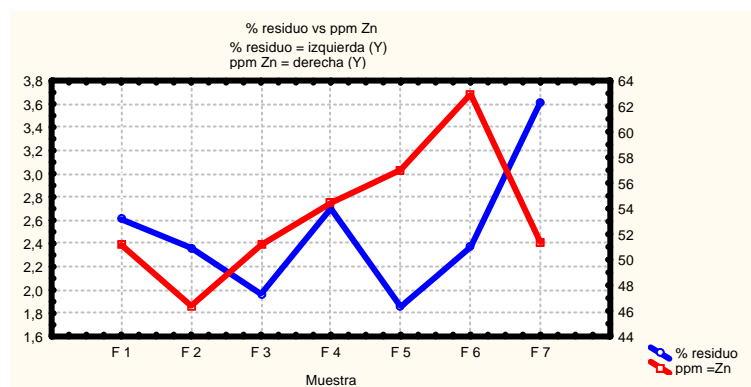
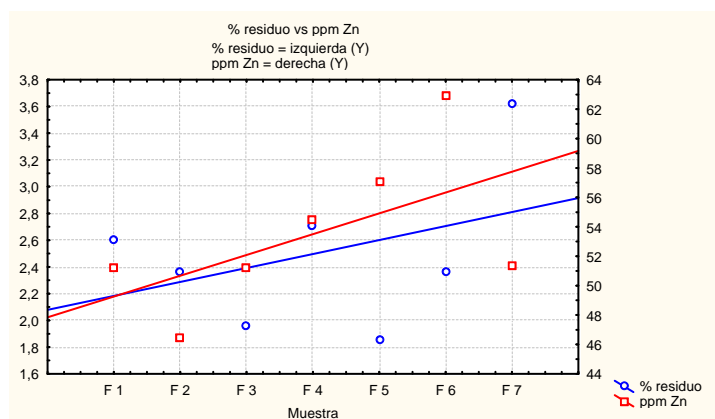


Gráfico 13. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % residuo vs ppm Zn



Zn: al igual que el Mg, Fe, Na y K, el cinc también presenta un aumento en su concentración en el sector de la laguna hipersalina, lo que se puede observar en el gráfico de correlación lineal de % de residuo vs ppm de Zn. Este aumento en la concentración de cinc se debe a un mayor contenido de materia orgánica (estromatolitos) presente en las muestras tomadas en el ambiente de sabkha. La concentración promedio de Zn es de 53,49 ppm, con un máximo de 62,94 ppm y un mínimo de 46,39 ppm.

% Residuo: la fase no soluble en HCl presente en las muestras estudiadas (materia orgánica), al igual que el cinc, aumenta su concentración en las muestras tomadas en la laguna hipersalina, presentando una concentración promedio de 2,5 %, con un máximo de 3,6 % y un mínimo de 1,9 %.

Tanto la descripción macroscópica de las muestras de sedimento, como los resultados obtenidos por difracción de rayos X y la determinación multielemental por medio del ICP, muestran como el sedimento va cambiando en cuanto a su morfología, granulometría, composición mineralógica y composición química desde la línea de playa hacia la laguna hipersalina. La muestra F1 posee una granulometría de sedimentos de tamaño arena gruesa y está compuesta principalmente por *Halimeda*, pelecípodos y con un menor contenido de algas rojas. La *Halimeda* y los pelecípodos están compuestos mineralógicamente por aragonito, mientras que las algas rojas por calcita magnesiana. El alto contenido de aragonito es lo que le da a esta muestra las mayores concentraciones de Ca y Sr. Este último es un elemento que entra en la estructura del aragonito debido a su cristalografía amplia (sistema ortorómbico). A medida que ocurre la transición desde la línea de playa hacia la laguna hipersalina, se puede observar como el aragonito, el cual es un mineral metaestable, va decayendo progresivamente. Esto se puede observar en el gráfico de correlación lineal de Ca vs Sr, elementos que van

decaendo en su concentración en dirección hacia la laguna hipersalina. También hay disolución de calcita magnesiana en dirección hacia la laguna, pero como el contenido de aragonito es superior, hay enriquecimiento en Mg con respecto a Ca en los sedimentos. Al igual que el Ca y Sr, hay disminución progresiva en la concentración de Ba y Fe, los cuales, junto con el Sr, están presentes como elementos traza en la estructura de los organismos, pero una vez iniciada la disolución de aragonito y calcita magnesiana por la diagénesis, éstos quedan en solución y no entran en la estructura cristalina cuando ocurre la precipitación inorgánica del carbonato de calcio por sobresaturación. El Mn también decae pero en una menor proporción con respecto a estos dos últimos. Las muestras F2 y F3, al igual que F1, están compuestas mineralógicamente por aragonito y calcita magnesiana.

La disminución en las concentraciones de Ca, Sr, Fe, Ba y Mn debido a la disolución de aragonito por causa de las lluvias esporádicas, hace que estos cationes queden en solución en los fluidos que están en contacto con los sedimentos. A su vez, a medida que el ambiente se va haciendo más hipersalino, hay un aumento en la concentración de Na, K y Zn en los sedimentos, así como de Mg. La muestra F4 ya presenta variaciones en la mineralogía, en donde, además de aragonito y calcita Mg, hay presencia de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). En las muestras F5, F6 y F7 hay presencia de halita y yeso. El Zn presenta mayores concentraciones en la zona hipersalina ya que éste está presente en la materia orgánica (estromatolitos) que se acumula por debajo de la capa de sedimentos calcáreos y evaporitas de la laguna.

La precipitación de yeso es la clave para el enriquecimiento de los sedimentos en Mg. La diagénesis produce disolución de aragonito, la cual, en proporción, es mucho mayor a la disolución de calcita magnesiana, debido a su mayor contenido en las muestras. Por esto, el fluido remanente va a tener alto contenido de Ca en solución. Por efecto de las altas temperaturas y el poco influjo de agua al sistema, por tratarse de la zona supramareal, hay precipitación de yeso por la alta evaporación, con lo cual hay salida de calcio del fluido

remanente, y éste queda enriquecido en Mg. A medida que el proceso de evaporación avanza, la precipitación inorgánica de calcita magnesiana o aragonito va a depender de la relación Mg/Ca.

Es importante destacar la diferencia en cuanto al nivel de energía propicio para la formación tanto de la *Halimeda opuntia* (aragonito) como del alga roja *Goniolithom sp* (calcita magnesiana). La primera es un alga verde que se forma en ambientes de baja energía, ya que es muy frágil, en cambio la segunda es un alga roja que se forma en ambientes de mayor energía. Esta es la razón por la cual, la muestra F 1, tomada en la línea de playa (sotavento), está compuesta en mayor proporción por *Halimeda*. A su vez, en el sector de la laguna hipersalina no puede haber presencia de algas rojas de origen biogénico, por lo explicado anteriormente, por lo tanto, la presencia de calcita magnesiana en las muestras tomadas en la laguna hipersalina, se debe a la precipitación inorgánica de calcita magnesiana a expensas de la disolución de aragonito y de las altas concentraciones de Mg con respecto a Ca.

Esta precipitación inorgánica de calcita magnesiana, en el sector de la laguna, es la fase mineral conocida como proto-dolomita, ya que marca el inicio del enriquecimiento de los sedimentos en Mg.

Cayo Francisquí Abajo

Tabla 15. Composición química de las muestras del cayo Francisquí Abajo

Muestra	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	ppm K	ppm Fe	ppm Mn	ppm Zn
FA 1	30,07	5,26	3178	100	764	211	85	88	43
FA 2	31,4	5,05	3451	101	488	122	96	90	46
FA 3	29,83	5,04	3082	104	1468	366	103	90	67
FA 4	29,71	4,99	3474	102	980	255	82	87	46
FA 5	29,69	4,82	3560	90	1377	295	85	79	42
FA 6	30,75	5,67	2645	98	541	133	84	87	45
FA 7	20,84	4,99	1470	98	2933	621	89	85	46
FA 8	22,24	4,78	1471	98	1100	250	86	85	44
Desv. Std	0,78	0,14	258	2	73	17	2	2	6

Tabla 16. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras del cayo Francisquí Abajo

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
FA 1	0,76	75,1	18,26
FA 2	1,37	78,4	17,51
FA 3	1,00	74,47	17,49
FA 4	1,36	74,18	17,31
FA 5	2,14	74,13	16,73
FA 6	1,45	76,78	19,65
FA 7	1,85	52,02	17,33
FA 8	1,76	55,55	16,57

Gráfico 14. Correlación en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg

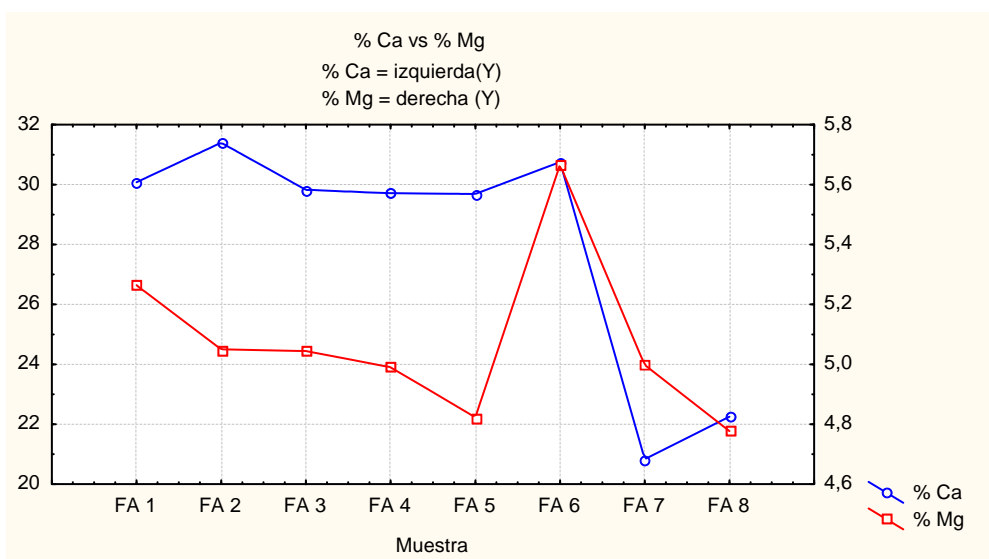
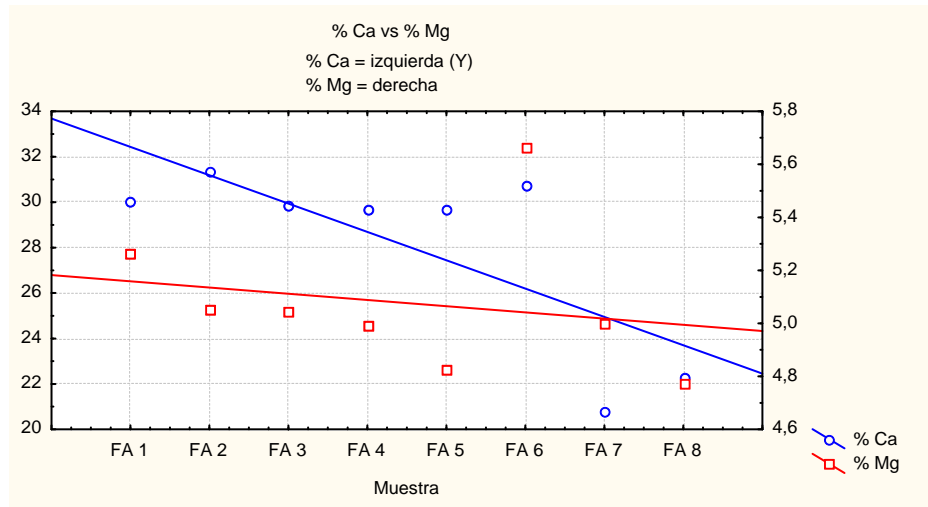


Gráfico 15. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: % Ca vs % Mg



Ca: disminuye su concentración en las muestras de sedimentos estudiadas partiendo desde la línea de playa en dirección a la laguna hipersalina. El Ca presenta una concentración promedio de 28,06 %, con un máximo de 31,40 % y un mínimo de 20,84 %.

Mg: contrario a los resultados obtenidos en las muestras de sedimentos del cayó Francisquí Medio, en este cayó no se observa un enriquecimiento de Mg en las muestras tomadas en el sector de la laguna en comparación con las muestras tomadas en el sector de la playa. Si bien, la mayor concentración de Mg está presente en la muestra FA 6, con un 5,6 % (muestra tomada en la laguna hipersalina), los gráficos de correlación y correlación lineal de Ca vs Mg muestran como el Mg disminuye en su concentración ligeramente desde la línea de playa hasta el sector de la laguna, presentando una media de 5,07 %, con un máximo de 5,67 % y un mínimo de 4,78 %. La diferencia entre la máxima y mínima concentración de Mg en las muestras estudiadas no llega al 1 %.

Gráfico 16. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba

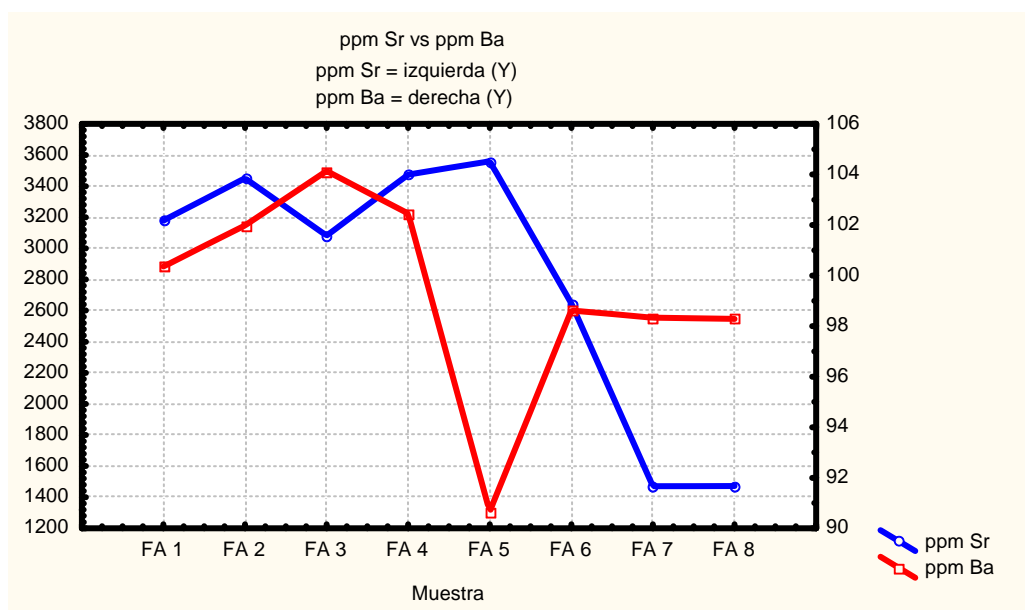
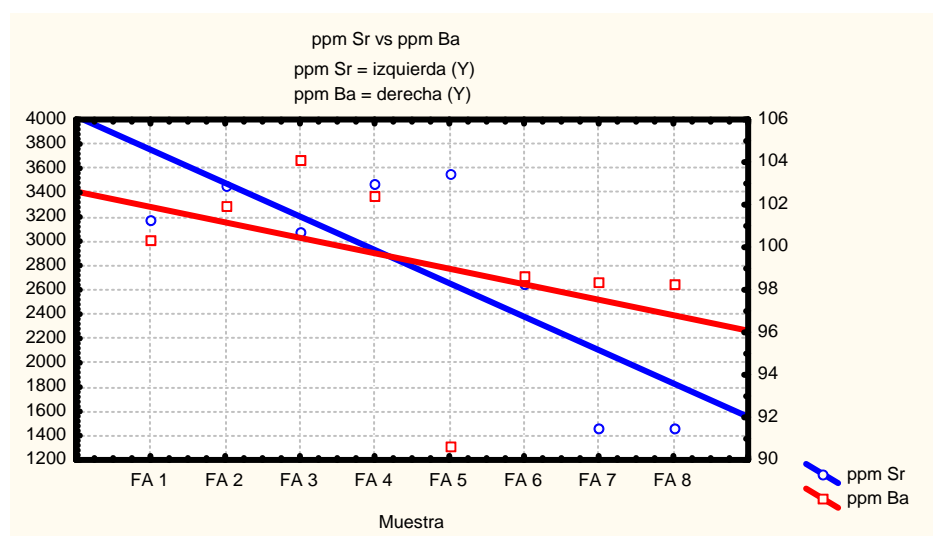


Gráfico 17. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Sr vs ppm Ba



Sr y Ba: la concentración de estos dos elementos va disminuyendo en las muestras de sedimentos estudiadas conforme ocurre la transición desde la línea de playa hasta el sector de la laguna hipersalina, aunque el Sr decrece en un mayor grado, lo cual se puede observar en la gráfica de correlación lineal de Sr vs Ba. El Sr presenta una concentración promedio de

2791,83 ppm, con un máximo de 3560,37 ppm y un mínimo de 1470,22 ppm, mientras que el Ba presenta un promedio de 99,35 ppm, con un máximo de 104,13 ppm y un mínimo de 90,66 ppm.

Gráfico 18. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K

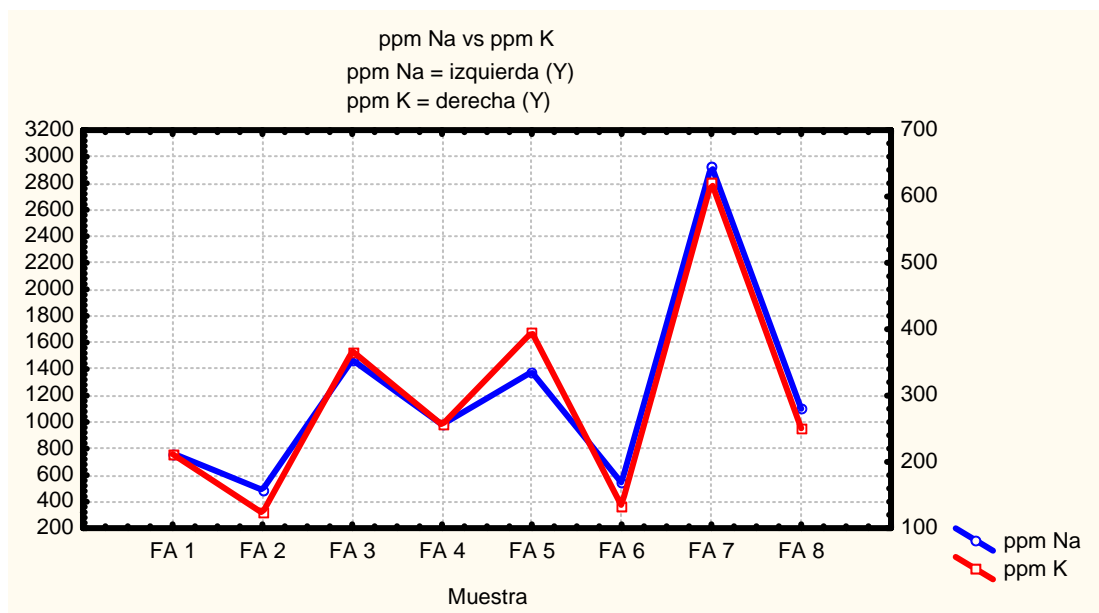
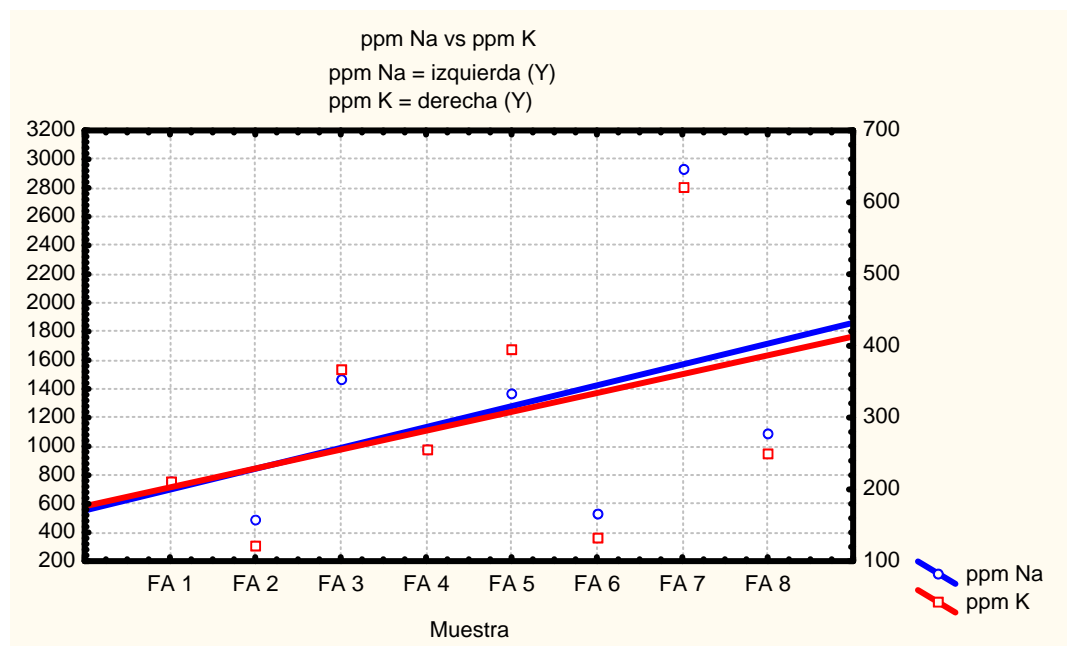


Gráfico 19. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Na vs ppm K



Na y K: estos dos elementos presentan en las muestras estudiadas un comportamiento muy similar, lo cual se puede observar en los gráficos de correlación y correlación lineal de Na vs K. El Na se encuentra en mayor concentración, con un promedio de 1206,90 ppm; un máximo de 2933,67 ppm y un mínimo de 488,55 ppm, mientras que el K presenta una concentración promedio de 282,34 ppm, un máximo de 621,68 ppm y un mínimo de 122,89 ppm. Ambos elementos presentan un aumento en la concentración dentro de las muestras estudiadas a medida que el ambiente se va haciendo más hipersalino.

Gráfico 20. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn

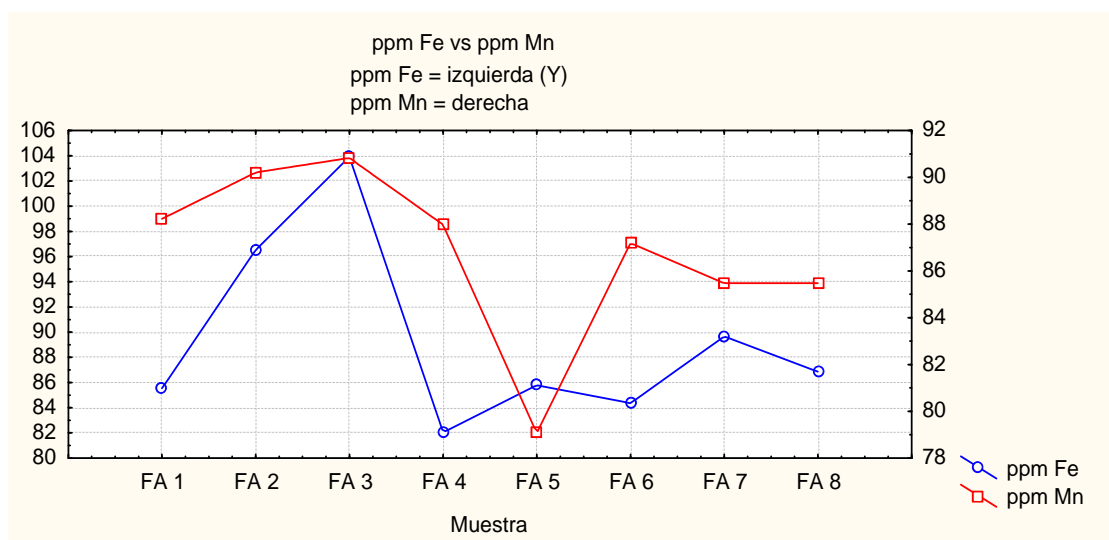
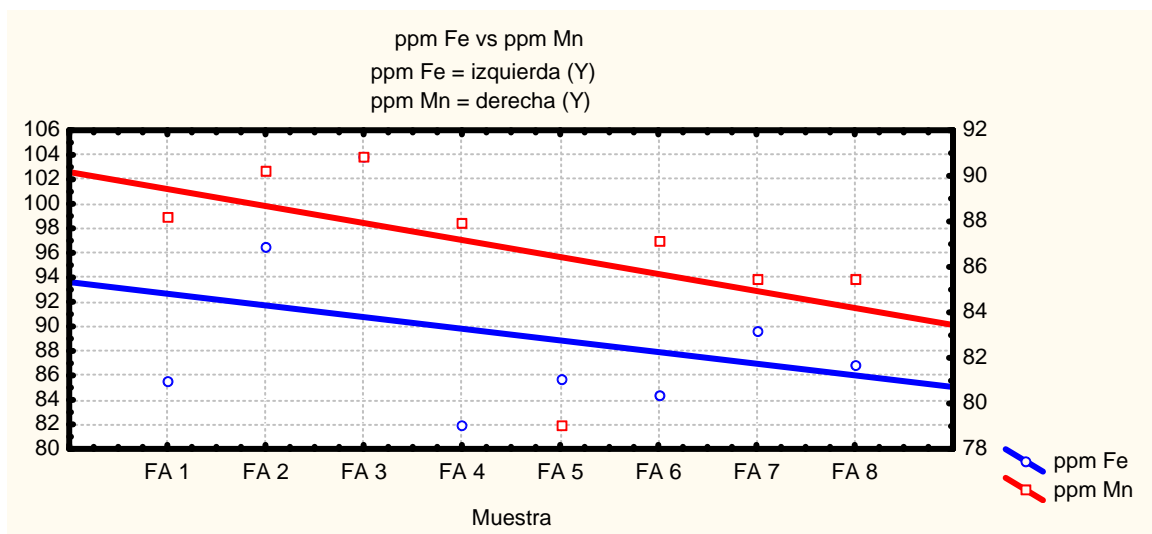


Gráfico 21. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Fe vs ppm Mn



Fe, Mn: estos 2 elementos decrecen en su concentración desde la línea de playa en dirección hacia la laguna hipersalina. Las pendientes de las rectas tanto del Mn y Fe en el gráfico de correlación lineal Fe vs Mn muestran que ambos elementos decrecen en su concentración en el ambiente de sabkha. El Fe presenta una concentración promedio de 89,30 ppm, un máximo de 103,91 ppm y un mínimo de 82,04 ppm. El Mn presenta una concentración promedio de 86,80 ppm, un máximo de 90,83 ppm y un mínimo de 79,0 ppm.

Gráfico 22. Correlación en función de la toma de la muestra: ppm Zn vs % residuo

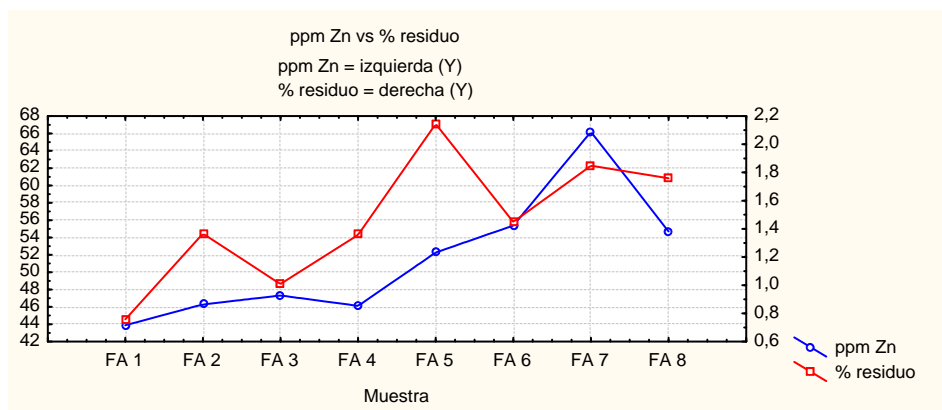
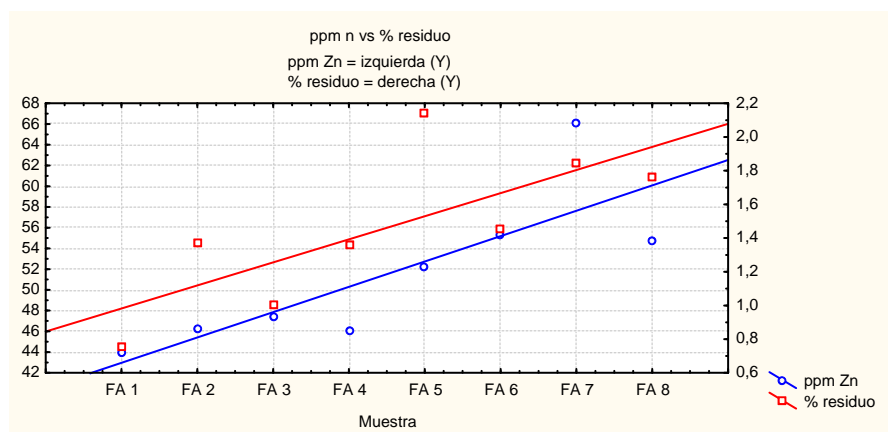


Gráfico 23. Correlación lineal en función de la toma de la muestra: ppm Zn vs % residuo



Zn: presenta una concentración promedio de 51,51 ppm, un máximo de 66,18 ppm y un mínimo de 43,88 ppm y aumenta su concentración en las muestras tomadas en el ambiente de sabkha, las cuales presentan un mayor porcentaje de residuo insoluble en HCl.

% Residuo: la fase no soluble en HCl va aumentando progresivamente hacia el sector de la laguna hipersalina, ya que en esta zona hay mayor concentración de materia orgánica, principalmente estromatolitos. El porcentaje de residuo en las muestras presenta una media de 1,46 %, con un máximo de 2,14 % y un mínimo de 0,76 %.

Las muestras FA 1 y FA 2 están compuestas por fragmentos de *Halimeda*, pelecípodos, gasterópodos y algas rojas. El contenido de aragonito es superior al de calcita magnesiana. A partir de la muestra FA 3 comienza la aparición de minerales evaporitas, con la presencia de halita. La secuencia de muestras que FA 4, FA 5, FA 6, FA 7 y FA 8 están compuestas mineralógicamente por aragonito, calcita magnesiana, yeso y halita.

Los procesos diagenéticos producen disolución de aragonito y calcita magnesiana (el primero en mayor proporción) desde la línea de playa en dirección a la laguna hipersalina (zona supramareal), lo que genera la disminución en la concentración de Ca, Sr, Ba, Fe y Mn. A su vez, la disminución en la concentración de los elementos nombrados anteriormente está

acompañada por el aumento en la concentración de Na y K a medida que las condiciones de salinidad van aumentando. La precipitación de yeso hace que el fluido remanente quede enriquecido en Mg, debido a la salida de parte del Ca en solución.

La gran diferencia entre los datos obtenidos a partir de los análisis de las muestras tomadas en este cayo, con respecto a muestras del cayo Francisquí Medio, es que estas muestras no presentan un enriquecimiento en Mg a medida que el ambiente se hace más hipersalino. Sí se observa claramente una disminución tanto del Ca como el Sr, lo cual es importante ya que refleja la disolución de aragonito. También hay precipitación de yeso (fundamental para el enriquecimiento del fluido en Mg). La causa de que los datos no muestren un incremento en la concentración de Mg en los sedimentos presentes en la laguna, se le puede atribuir al hecho de que quizás el proceso de evaporación todavía no es tan avanzado, por lo tanto la relación Mg/Ca todavía no ha llegado a valores que permitan el enriquecimiento en Mg en los sedimentos. Un factor que puede estar inhibiendo el proceso de evaporación en el ambiente de sabkha es un alto influjo de agua en el sector de la laguna hipersalina a través de la zona vadosa, lo que hace que aumente la cantidad de fluidos presentes en la laguna, lo cual a su vez puede retardar los procesos de evaporación.

Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Machiques

Tabla 17. Composición química de las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Machiques

Muestra	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	ppm K	ppm Fe	ppm Mn	ppm Zn
16482	19,21	14,3	148	253	86	101	160	101	55
16484	17,65	13,27	186	902	108	116	228	123	85
16485	18,06	13,04	155	185	110	163	312	107	93
16487	19,69	12,04	300	348	171	262	326	168	126
16500	21,67	12,05	218	588	114	224	251	114	77
16505	28,23	4,459	442	121	96	145	177	104	68
16511	27,64	5,318	385	161	100	162	159	107	83
16530	22,93	10,25	241	604	150	459	349	134	110
Desv. Std	0,63	0,20	5	8	6	18	9	3	6

Tabla 18. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Machiques

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
16482	2,19	47,98	49,61
16484	21,91	45,11	45,23
16485	9,67	44,08	46,05
16487	46,92	49,17	41,76
16500	15,92	54,11	41,82
16505	8,92	70,49	15,47
16511	13,41	69,02	18,45
16530	20,40	57,26	35,55

Gráfico 24. Correlación en función de la profundidad: % Ca vs % Mg

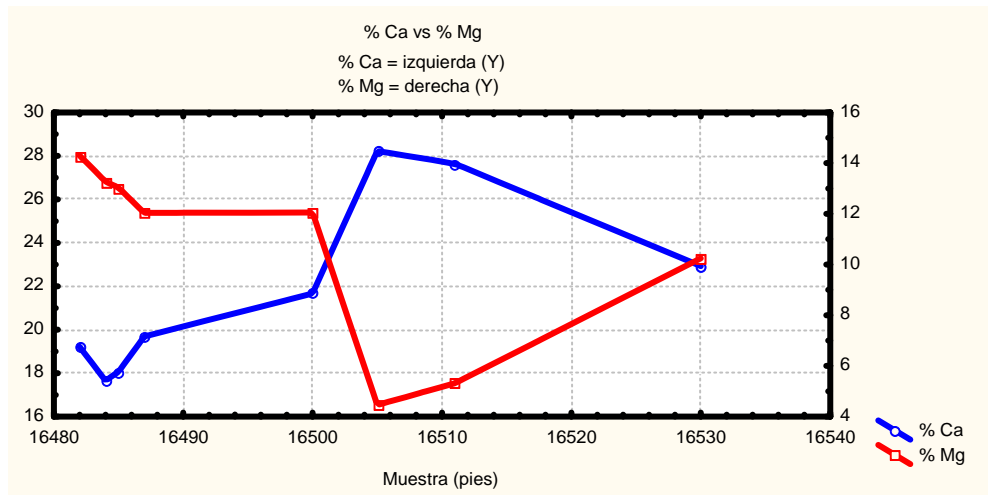
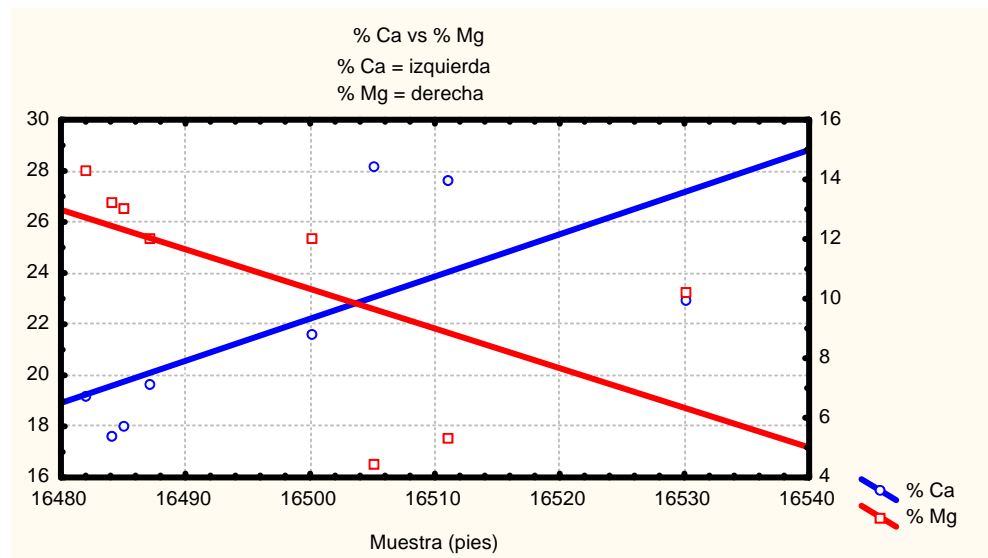


Gráfico 25. Correlación lineal en función de la profundidad: % Ca vs % Mg



Ca: las muestras presentan una concentración promedio de Ca de 21,88 %, con un máximo de 28,23 % y un mínimo de 17,65 %. El Ca presenta un incremento en su concentración a medida que aumenta la profundidad, por lo tanto, las mayores concentraciones se presentan en las muestras situadas en la base del intervalo estudiado.

Mg: las muestras presentan una concentración promedio de Mg de 10,59 %, con un máximo de 14,30 % un mínimo de 4,45 %. La concentración de Mg disminuye a medida que la

profundidad aumenta, lo que, unido a las concentraciones de Ca citadas previamente, nos indica que hay mayor dolomitización hacia el tope del intervalo estudiado, y ésta va disminuyendo hacia la base. Esto indica que tanto el Ca como el Mg contrastan en su comportamiento. Por medio de la gráfica de % de Ca vs % de Mg en función de la profundidad se observa que a medida que aumenta la profundidad, la concentración de Ca tiende a aumentar y la de Mg a disminuir. Por el contrario, al disminuir la profundidad, la concentración de Mg aumenta y la de Ca disminuye.

Gráfico 26. Correlación en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba

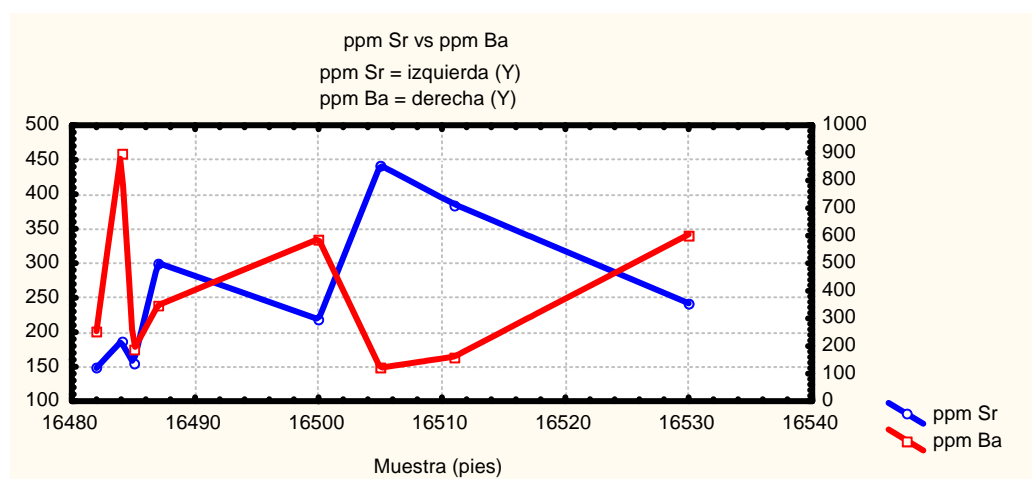
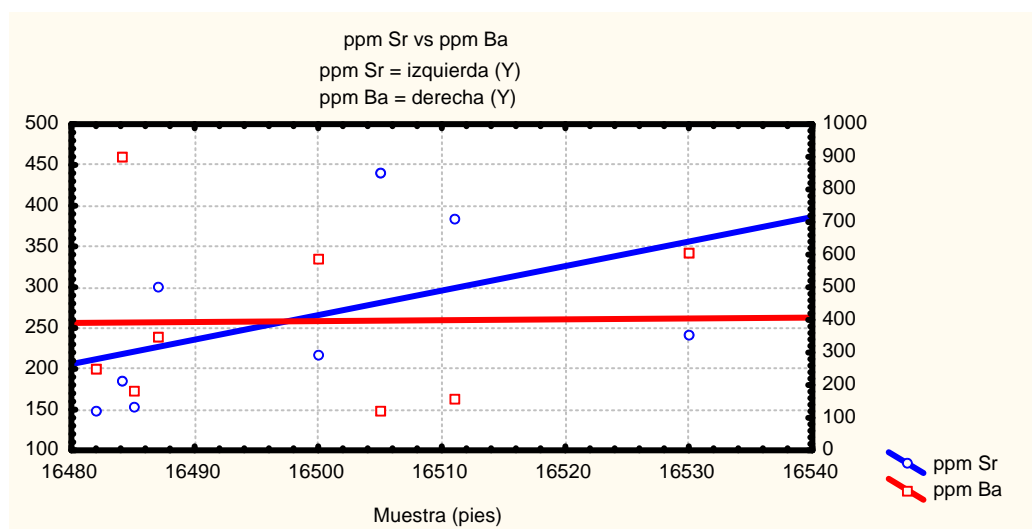


Gráfico 27. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba



Sr: presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 259,85 ppm, con un máximo de 442,17 ppm y un mínimo de 148,11 ppm. Las menores concentraciones de Sr se observan en las muestras de menor profundidad, a su vez, las mayores concentraciones se observan en la mitad más profunda del intervalo de muestras estudiadas, por lo que este elemento tiende a aumentar su concentración conforme aumenta la profundidad.

Ba: las concentraciones de Ba en las muestras estudiadas presentan una gran diferencia entre el valor máximo y el mínimo, siendo éstos 902,10 ppm y 121,08 ppm respectivamente, con una concentración promedio de 395,66 ppm. Pese a las grandes diferencias existentes entre estos datos debido a grandes oscilaciones en las concentraciones de Ba, la gráfica de tendencia lineal muestra que la concentración de Ba se mantiene a lo largo del intervalo de muestras estudiadas, ya que esta gráfica presenta una pendiente casi nula.

Gráfico 28. Correlación en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K

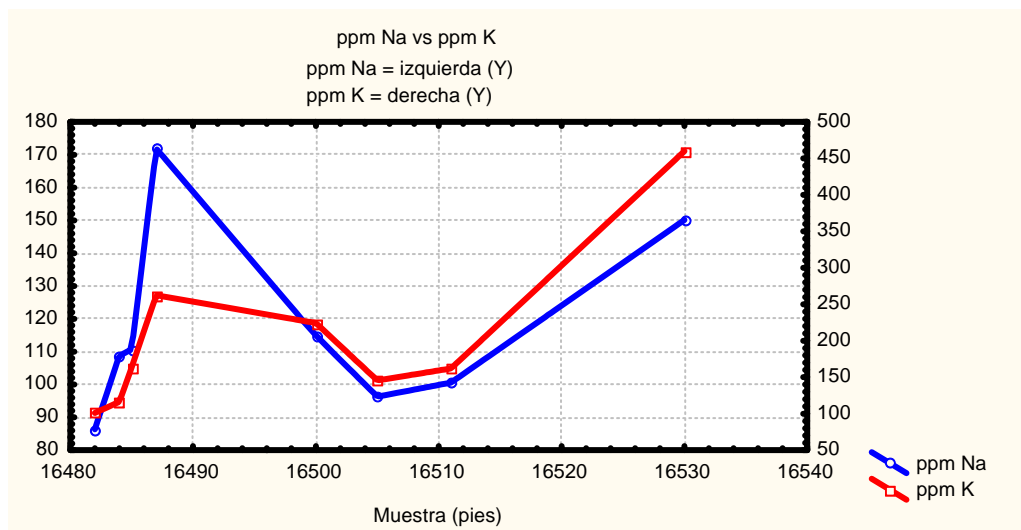
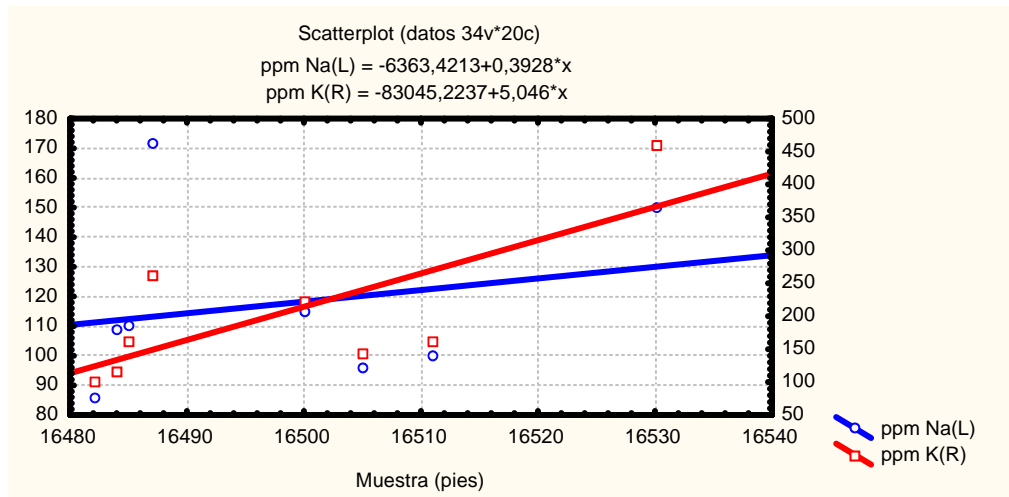


Gráfico 29. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K



Na: el gráfico de correlación lineal de la concentración de Na vs la profundidad de las muestras nos indica que este elemento en las muestras estudiadas aumenta en su concentración hacia la base del intervalo de dolomías, por lo que presenta un comportamiento similar al Ca y contrario respecto al Mg. Su concentración promedio es de 117,45 ppm, presentando un valor máximo de 171,84 ppm y un mínimo de 88,35 ppm.

K: presenta un comportamiento bastante similar al Na, aumentando su concentración a medida que aumenta la profundidad. Hay una gran similitud entre los gráficos que muestran las variaciones en la concentración con respecto a la profundidad entre el Na y el K. Este último presenta una concentración promedio de 204,37 ppm, con un máximo de 459,39 ppm y un mínimo de 101,06 ppm. La pendiente del gráfico de tendencia lineal de K vs Na nos indica que el K aumenta su concentración en un mayor grado conforme aumenta la profundidad en comparación con el Na.

Gráfico 30. Correlación en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn

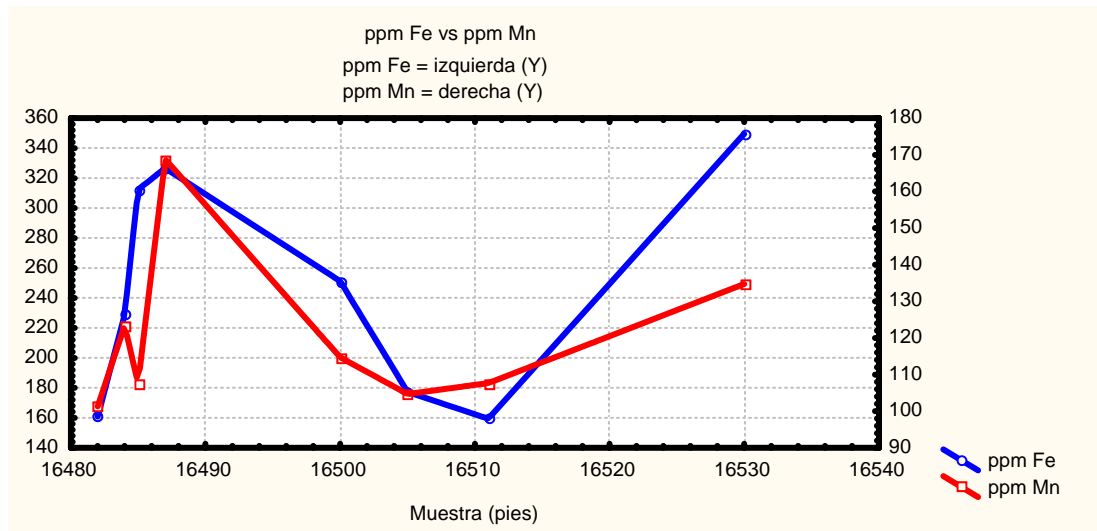
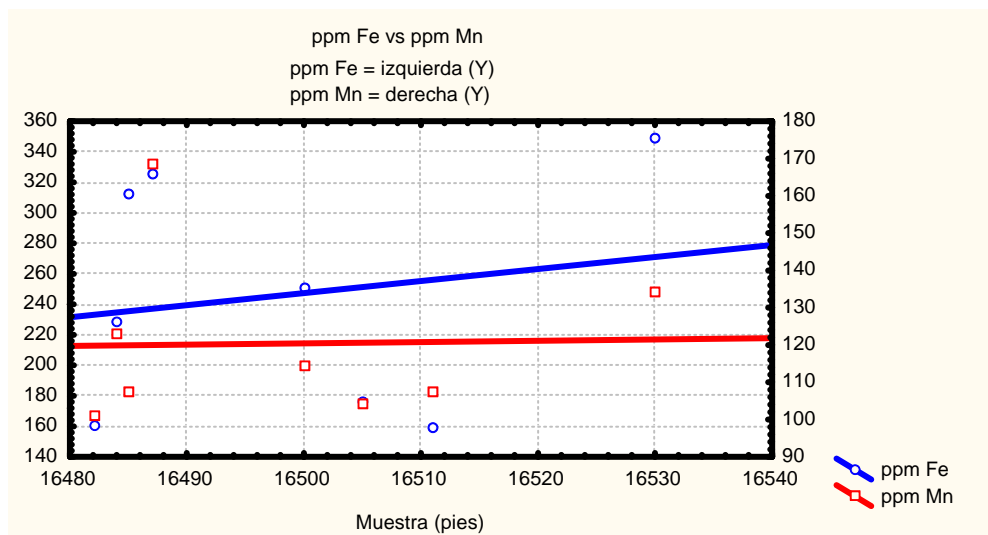


Gráfico 31. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn



Fe: este elemento aumenta de concentración a medida que aumenta la profundidad en las muestras estudiadas. Esto se puede observar en las gráficas de correlación y correlación lineal de Fe vs Mn. La concentración máxima de Fe es de 349,51 ppm y la mínima de 159,39 ppm, con un promedio de 245,77 ppm. A través del estudio de las gráficas de correlación lineal en función de la profundidad, se observa que hay relación entre el Fe y el Ca, los cuales presentan un comportamiento similar en las muestras estudiadas. Lo contrario ocurre al comparar el Fe con el Mg.

Mn: este elemento muestra una ligera tendencia a aumentar de concentración conforme aumenta la profundidad de las muestras, ya que el gráfico de tendencia lineal de concentración vs profundidad muestra una pendiente ligeramente positiva. La concentración promedio de Mn en las muestras es de 120,36 ppm, con un máximo de 168,82 ppm y un mínimo de 101,32 ppm.

Gráfico 32. Concentración de Zn (ppm) en función de la profundidad: ppm Zn

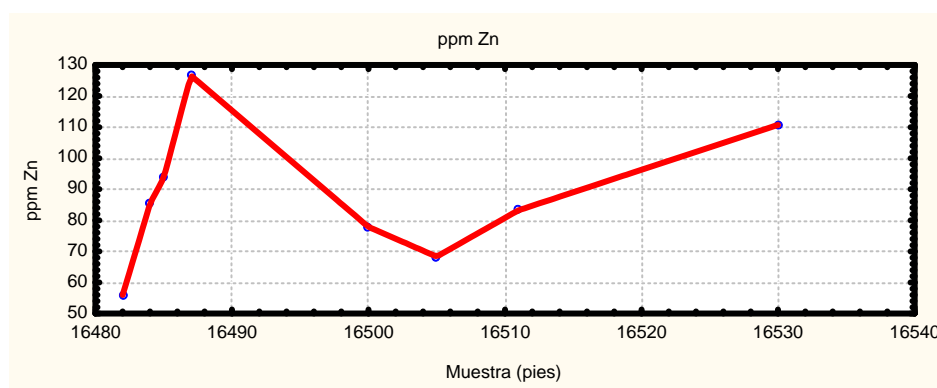
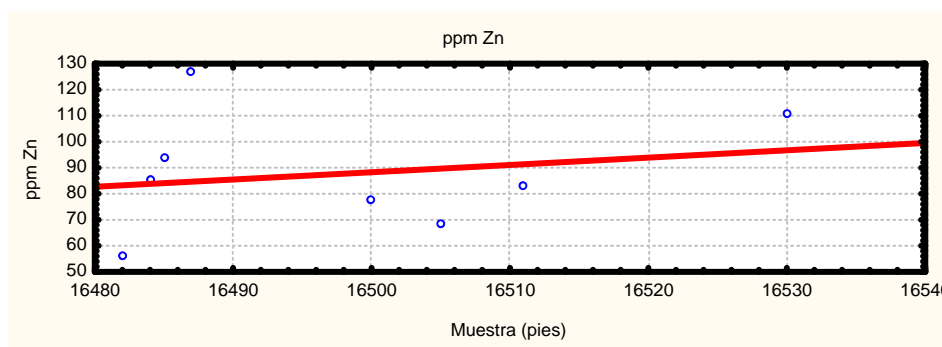


Gráfico 33. Relación lineal entre la concentración de Zn (ppm) y la profundidad



Zn: presenta una concentración promedio de 87,73 ppm, con un máximo de 126,62 ppm y un mínimo de 55,62 ppm. Al igual que el Ca, Na, K, Sr y Fe, a través de la gráfica de tendencia lineal se observa claramente que la concentración de Zn tiende a aumentar conforme aumenta la profundidad.

Gráfico 34. Porcentaje de residuo en función de la profundidad

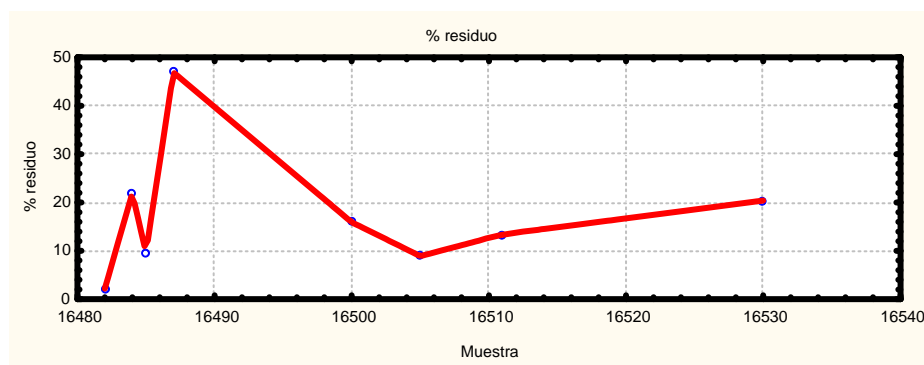
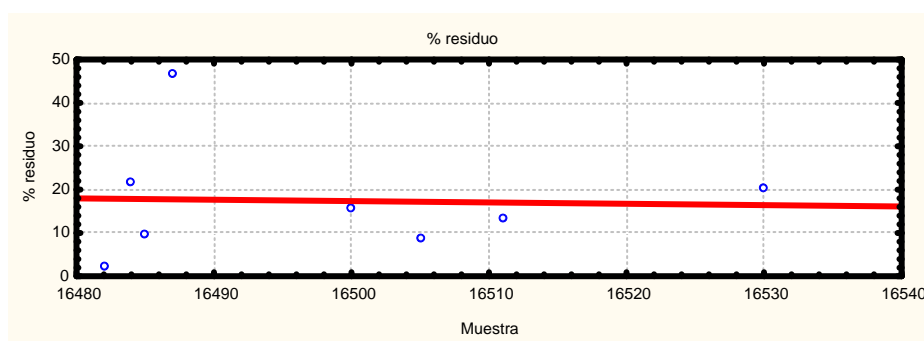


Gráfico 35. Relación lineal entre el porcentaje de residuo y la profundidad



Fase siliciclástica: el gráfico de correlación muestra que el porcentaje de material siliciclástico presenta grandes fluctuaciones dentro de las muestras estudiadas, con un máximo de 46,91 % y un mínimo de 2,18 %, y un promedio de 17,41 %. No existe una relación directa entre el contenido de clásticos y la profundidad.

El intervalo de muestras estudiadas pertenece al tope del Miembro Machiques de la Formación Apón. Los datos obtenidos pertenecen a 8 muestras de núcleo del pozo ALPUF 6. El intervalo de profundidad de las muestras va de 16530 pies a 16482 pies.

Las muestras corresponden a dolomías formadas a partir de calizas tipo mudstone y calizas pelágicas. Los resultados obtenidos por ICP y Difracción de Rayos X, permite afirmar que la dolomitización va aumentando conforme disminuye la profundidad en las muestras del núcleo. Por lo tanto, las mayores concentraciones de Ca se encuentran en las muestras de

mayor profundidad, puesto que hay menor concentración de cristales de dolomita. De la misma forma, las concentraciones de Ca disminuyen en las muestras menos profundas, al mismo tiempo que va aumentando la concentración de Mg. Esto también determina el mayor contenido de micrita en las muestras más profundas y hacia el tope un mayor contenido de cristales de dolomita.

Los datos obtenidos muestran que no solo la concentración de Ca es mayor hacia la base del intervalo estudiado, sino también las concentraciones de Sr, Fe, Mn, Na, K y Zn. Esto indica que las condiciones de salinidad eran menores durante los primeros estadios del ambiente de laguna somera con alta evaporación y a medida que el proceso de evaporación fue avanzando, el fluido remanente se fue enriqueciendo paulatinamente en Mg, no solo con respecto al Ca, sino también con respecto a los cationes mencionados anteriormente. Por esto, las dolomitas del tope de la secuencia son más estequiométricas en cuanto a su relación Ca/Mg, lo que se traduce en un mayor contenido de cristales de dolomita y un menor contenido de micrita debido a la disminución en la concentración de CaCO_3 .

Por último, no parece haber relación entre el porcentaje de material siliciclástico en las muestras y la profundidad, ya que los valores presentan una gran fluctuación y no una tendencia definida, con una gran diferencia entre el valor máximo y mínimo. Lo mismo ocurre con las concentraciones de Ba.

Pozo ALPUF 6. Dolomías del Miembro Piché

Tabla 19. Composición química de las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché

Muestra	% Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	ppm K	ppm Fe	ppm Mn	ppm Zn
16180	20,7	12,95	197	113	105	120	422	133	122
16189	26,66	8,43	233	330	93	137	230	110	62
16191	21,22	9,88	205	302	102	157	387	108	64
16198	22,58	10,86	215	145	94	143	205	102	66
16223	19,98	11,87	238	202	138	324	291	113	218
Desv. Std	0,63	0,2	5	8	6	18	9	3	6

Tabla 20. Porcentaje de CaCO₃, MgCO₃ y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché

Muestra	% residuo	% CaCO ₃	% MgCO ₃
16180	4,94	51,69	44,92
16189	8,91	66,58	29,23
16191	1,42	52,99	34,29
4,57	4,56	56,38	37,67
20,90	20,90	49,90	41,18

Gráfico 36. Correlación en función de la profundidad: % Ca vs % Mg

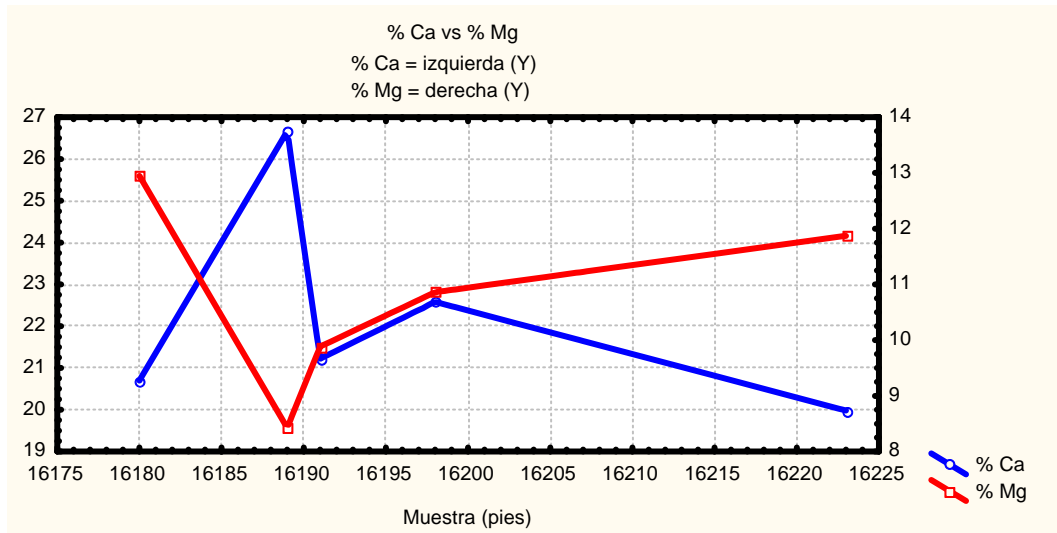
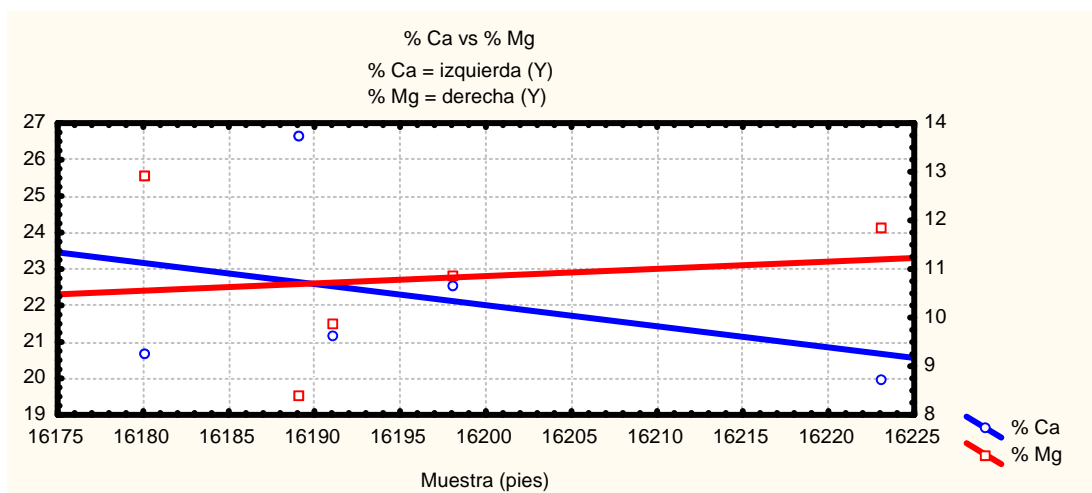


Gráfico 37. Correlación lineal en función de la profundidad: % Ca vs % Mg



Ca: presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 22,22 %, con un máximo de 26,66 % y un mínimo de 19,98 %. Tanto la muestra más somera como la más profunda presentan concentraciones de Ca muy similares (20,7 % y 19,9 % respectivamente). El gráfico de correlación lineal de Ca vs Mg muestra que el primero disminuye de concentración conforme aumenta la profundidad, sin embargo, no existe una gran diferencia entre la concentración máxima y mínima de Ca en las muestras estudiadas.

Mg: las concentraciones de Mg presentan grandes fluctuaciones, lo cual se puede observar en el gráfico de correlación en función de la profundidad de Ca vs Mg. Presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 10,79 %, con un máximo de 12,94 % y un mínimo de 8,42 %. A partir de los datos de concentración tanto de Ca como de Mg, se puede decir que no existe una variación tan significativa en el contenido de cristales de dolomita dentro del intervalo estudiado, y esto se puede observar en el gráfico de correlación lineal de Ca vs Mg, en donde se observa que el Mg aumenta de concentración conforme aumenta la profundidad, pero no de forma muy significativa, ya que la diferencia entre la concentración máxima y mínima es de 4,5 % aproximadamente.

Gráfico 38. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba

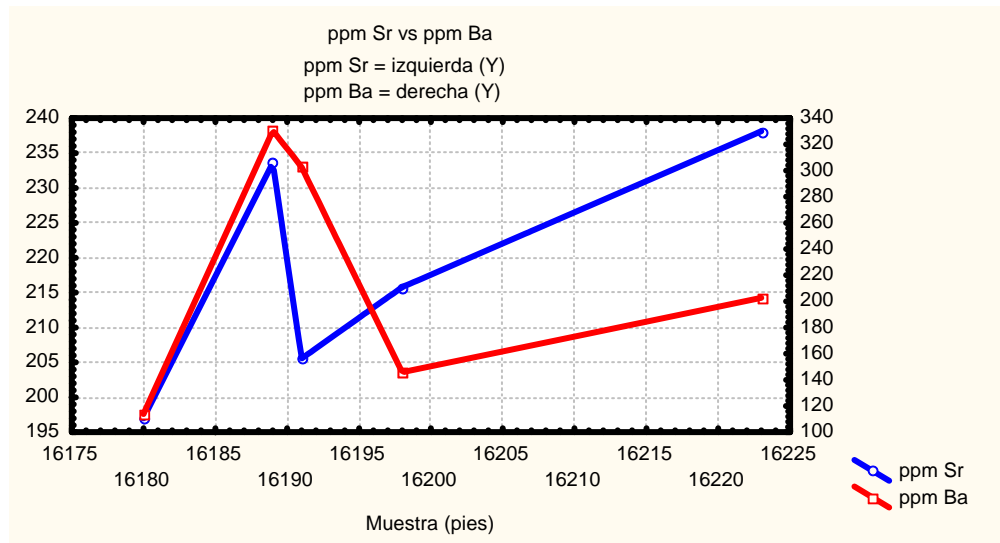
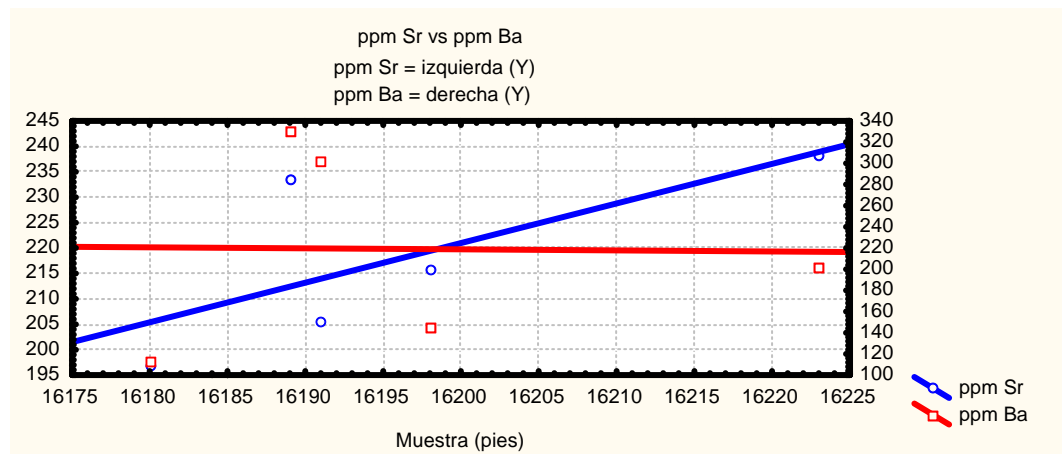


Gráfico 39. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Sr vs ppm Ba



Sr: presenta un comportamiento similar al Na y al K, aumentando su concentración en las muestras estudiadas a medida que aumenta la profundidad, con una pendiente muy similar a las presentadas por estos dos elementos en los gráficos de correlación lineal en función de la profundidad. El Sr presenta una concentración promedio de 218,01 ppm, con un máximo de 238,13 ppm y un mínimo de 196,99 ppm.

Ba: este elemento presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 219,14; con un máximo de 330,47 ppm y un mínimo de 113,96 ppm. Se observa una gran diferencia

entre el valor máximo y mínimo y no existe relación entre la concentración de Ba en las muestras con respecto a la profundidad

Gráfico 40. Correlación en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K

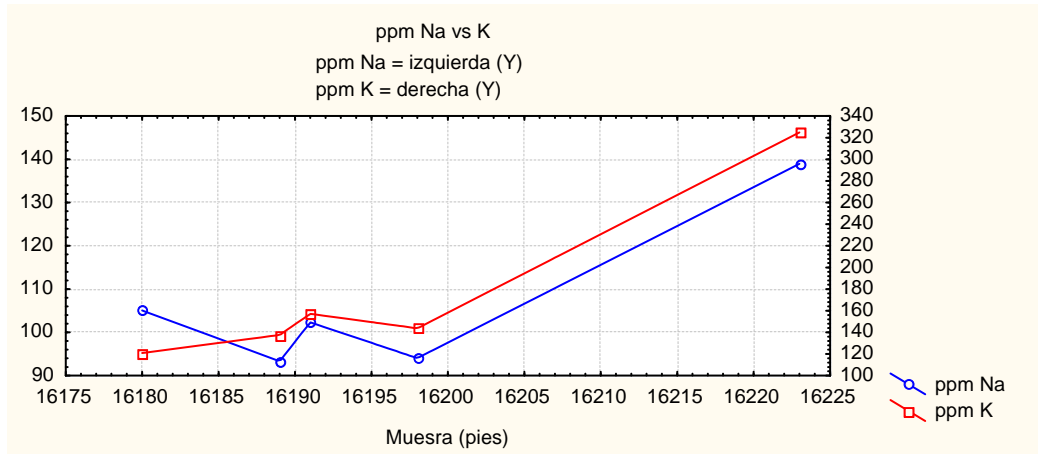
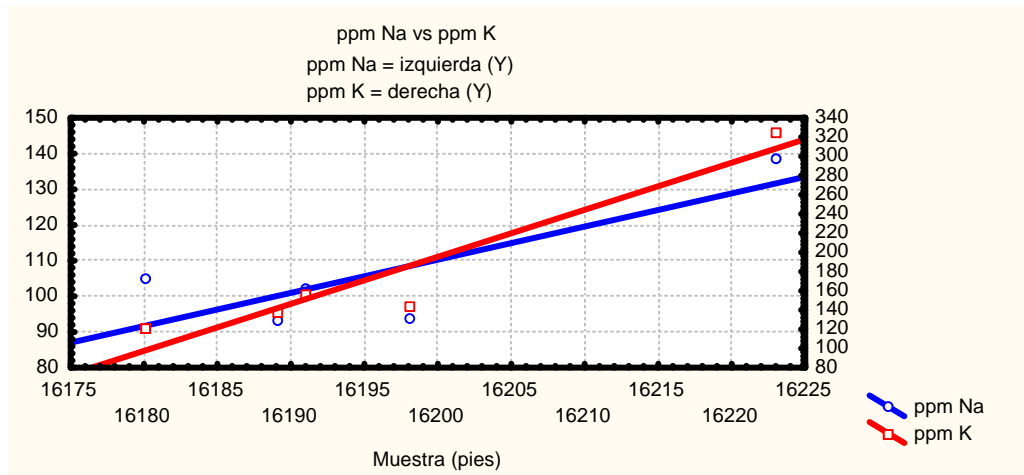


Gráfico 41. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Na vs ppm K



Na: el comportamiento de este elemento es muy similar al del Ca y Sr y totalmente contrario al del Mg. Este disminuye en su concentración a medida que disminuye la profundidad de las muestras, con un valor promedio de 106,73 ppm, presentando un máximo de 138,95 ppm y un mínimo de 93,32 ppm.

K: presenta un comportamiento muy similar al Na, Ca y Sr, disminuyendo de concentración a medida que disminuye la profundidad, lo cual se puede observar en las gráficas de correlación y correlación lineal de K vs Na en función de la profundidad. El K presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 176,85 ppm, con un máximo de 324,95 ppm y un mínimo de 120,86 ppm.

Gráfico 42. Correlación en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn

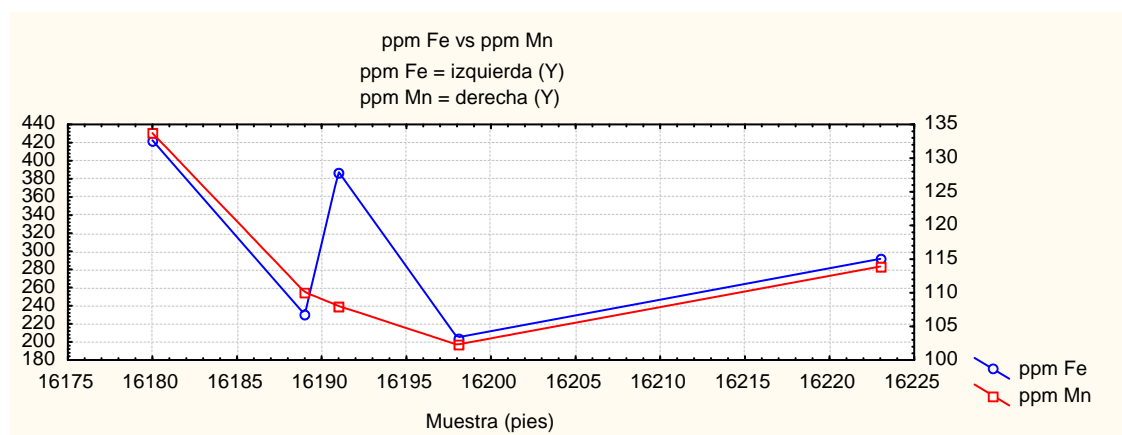
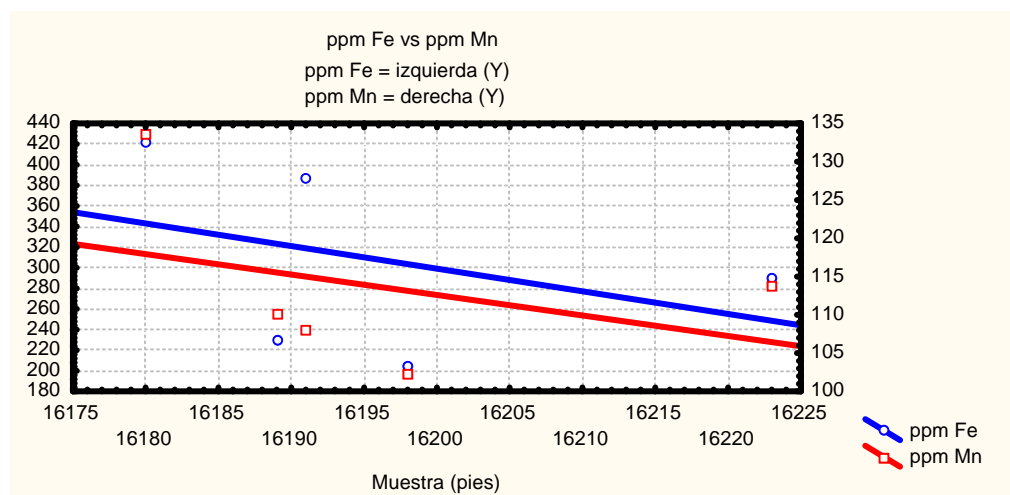


Gráfico 43. Correlación lineal en función de la profundidad: ppm Fe vs ppm Mn



Fe: este elemento va aumentando su concentración conforme disminuye la profundidad, lo que contrasta con el comportamiento del Na, K y Sr, con un promedio en las muestras estudiadas es de 307,48 ppm, con un máximo de 422,69 ppm y un mínimo de 205,07 ppm.

Mn: presenta una concentración promedio de 113,61 ppm en las muestras estudiadas, con un máximo de 133,73 ppm y un mínimo de 102,29 ppm. Se puede observar que hay poca diferencia entre el valor máximo y el mínimo, sin embargo la concentración de Mn aumenta a medida que disminuye la profundidad, teniendo un comportamiento muy similar al Fe, lo cual se puede observar en gráfico de correlación lineal de Fe vs Mn.

Gráfico 44. Concentración de Zn (ppm) en función de la profundidad

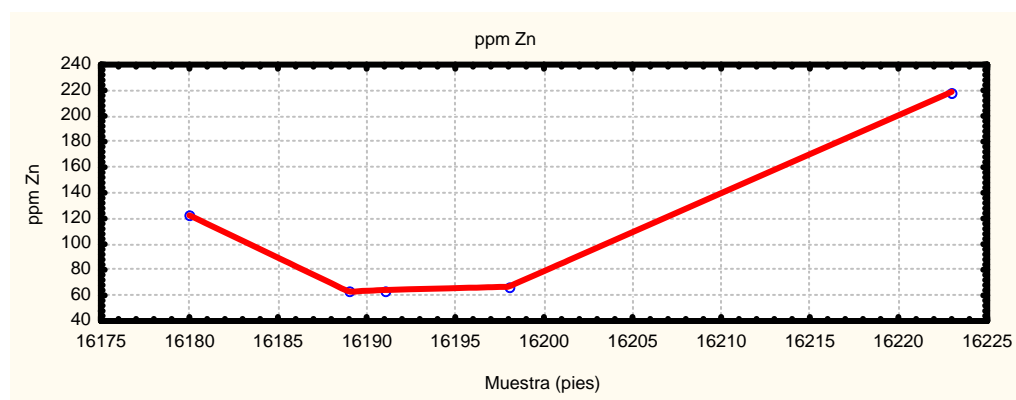
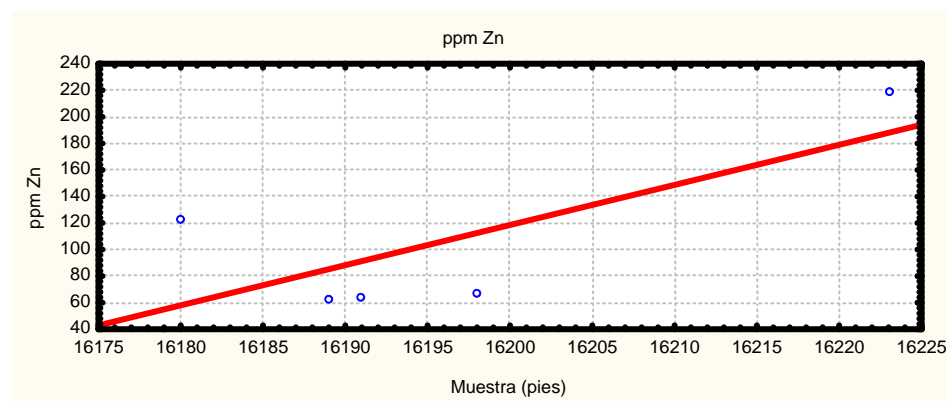


Gráfico 45. Relación lineal entre la concentración de Zn (ppm) y la profundidad



Zn: presenta un comportamiento muy similar al K y Na, ya que los gráficos de correlación y correlación lineal son muy parecidos, con tendencia a aumentar de concentración conforme aumenta la profundidad. El cinc presenta una concentración promedio en las muestras estudiadas de 107,03 ppm, con un máximo de 218,79 ppm y un mínimo de 62,89 ppm.

Gráfico 46. Porcentaje de residuo en función de la profundidad

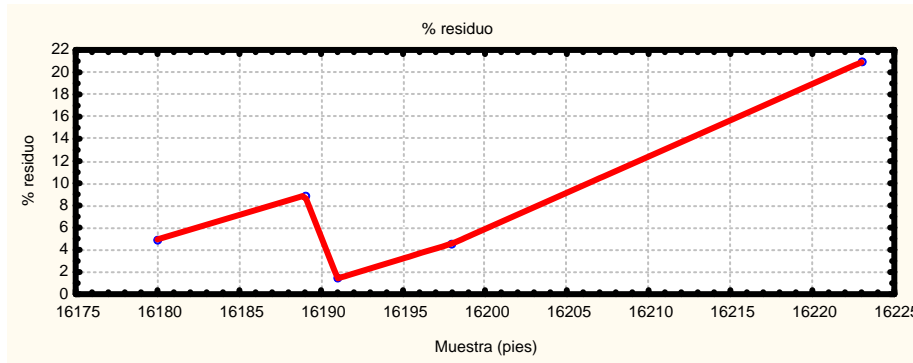
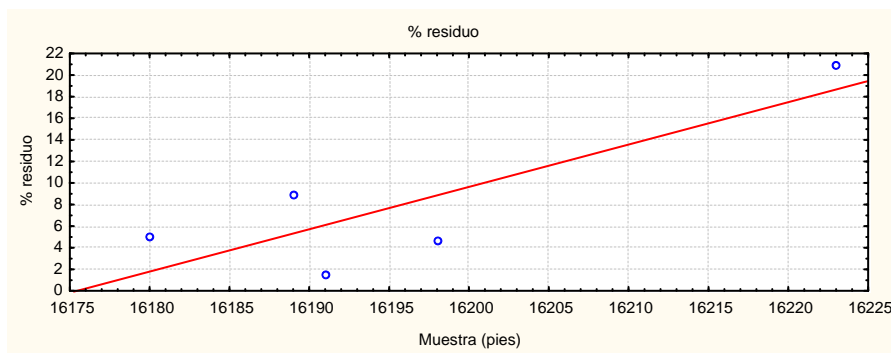


Gráfico 47. Relación lineal entre el porcentaje de residuo y la profundidad



Fase siliciclástica: el porcentaje de clásticos terrígenos aumenta conforme aumenta la profundidad de las muestras. Este comportamiento es similar dentro de las muestras estudiadas en elementos como Na, K, Sr y Zn. Los datos presentan un promedio de 8,14 %, con un máximo de 20,90 % y un mínimo de 1,42 %.

La facies de dolomías del Miembro Piché, de acuerdo a los datos obtenidos, presentan similitudes y diferencias en comparación con las dolomías del Miembro Machiques. Estas últimas, de acuerdo al estudio de las concentraciones de elementos mayoritarios, minoritarios y traza en relación a la profundidad, se generaron claramente por un gran ambiente de laguna hipersalina debido a una regresión que abarcó toda la cuenca. Estas relaciones elementales

son similares en las dolomías de Piché en elementos como Sr, Na, K y Zn, lo que podría sugerir la influencia de ambientes de lagunas hipersalinas locales y sabkhas en el proceso de dolomitización. Sin embargo, elementos como Ca, Mg, Fe y Mn presentan comportamientos que contrastan. En las dolomías de Piché (pozo ALPUF 6), las concentraciones de Ca aumentan hacia el tope del intervalo estudiado, mientras que el Mg disminuye, lo que directamente se podría traducir en una mayor dolomitización hacia la base (todo lo contrario ocurre en las dolomías del Miembro Machiques). Sin embargo tanto el aumento de Ca como la disminución del Mg hacia el tope no es tan pronunciado, ya que las diferencias entre las concentraciones máximas y mínimas para ambos elementos no es tan significativa, por lo tanto, la dolomitización hacia la base es ligeramente menor. Con respecto a elementos como Fe y Mn, éstos disminuyen en su concentración conforme aumenta la profundidad, comportamiento inverso al de estos mismos elementos en las dolomías del Miembro Machiques.

Los datos obtenidos para estas 5 muestras del pozo APUF 6 (Miembro Piché) permiten afirmar que estas dolomías fueron formadas por ambientes de lagunas hipersalinas y/o sabkha locales, ya que las concentraciones de los elementos determinados en las muestras estudiadas presentan tanto similitudes como diferencias con respecto a las dolomías del Miembro Machiques. En estas últimas, la variación en las concentraciones con respecto a la profundidad muestran tendencias claras que permiten confirmar que esta facies se formó por una gran regresión que abarcó toda la cuenca y que formó un ambiente de laguna interna (detrás del margen de la plataforma) con condiciones hipersalinas y parámetros fisicoquímicos ideales para que el enriquecimiento de los sedimentos en Mg comenzara como un proceso superficial. Por el contrario, las facies de dolomías presentes en el Miembro Piché no tienen continuidad lateral, por lo tanto, se formaron por eventos más locales y de menor alcance, donde los procesos de dolomitización no fueron tan avanzados como en las dolomías

del Miembro Machiques. Esto se puede comprobar mediante los porcentajes de CaCO_3 y MgCO_3 .

Haciendo un análisis de las concentraciones promedio de cada elemento determinado, se puede observar que las dolomías de Machiques poseen concentraciones superiores de Sr, Ba, Na y K, lo que indica una mayor influencia del ambiente superficial. Por el contrario, las concentraciones de Fe son superiores en las dolomías de Piché, lo que podría indicar que estas últimas se han enriquecido en este elemento durante el soterramiento, el cual se produjo antes de que la litificación se completara. Esto se puede comprobar por la presencia de estilolitas dentro de esta facies.

Pozo VLA 711. Dolomías del Miembro Piché

Tabla 21. Composición química de las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché

Muestra	%Ca	% Mg	ppm Sr	ppm Ba	ppm Na	ppm K	ppm Fe	ppm Mn	ppm Zn
14513	22,55	7,68	239	185	154	601	3258	223	118
14517	23,67	8,86	222	170	132	430	1176	190	101
14518	22,92	10,50	234	299	152	586	1854	187	100
Desv. Std	0,63	0,2	5	8	6	17	9	3	6

Tabla 22. Porcentaje de CaCO_3 , MgCO_3 y residuo en las muestras de dolomías del Grupo Cogollo, Miembro Piché

Muestra	% residuo	% CaCO_3	% MgCO_3
14513	35,86	56,31	26,65
14517	31,68	59,11	30,74
14518	33,29	57,23	36,44

No se realizaron gráficos de correlación ni correlación lineal para las muestras del pozo VLA 711, ya que el número de muestras (3) es muy pequeño y la diferencia de profundidad entre la muestra más somera y la más profunda es de solo 4 pies, por lo que el intervalo en pies cubierto por el muestreo es muy corto como para establecer tendencias de comportamiento de los elementos con respecto a la profundidad.

Se observan grandes diferencias entre las dolomías del Miembro Piché del pozo ALPUF 6 y las dolomías del Miembro Piché del pozo VLA 711. Esto se debe principalmente a la ubicación de ambos pozos dentro de la cuenca de Maracaibo. Como ya se explicó antes dentro de la geología regional del Grupo Cogollo, el espesor de éste va disminuyendo hacia el sureste de la cuenca. Es por esto que en el pozo VLA 711, el cual se encuentra en el lago de Maracaibo, está ubicado en un ambiente que para el momento de la sedimentación estaba más cerca de las antiguas líneas de costa que el pozo ALPUF 6, el cual se encuentra muy cerca de Perijá. Por esto, el Grupo Cogollo hacia el área de Los Andes y el sur del Lago de Maracaibo (donde está ubicado el Pozo VLA 711) posee una mayor influencia de sedimentación derivada de la línea de costa. Esto se puede corroborar por el gran contenido de material siliciclástico presente en las muestras estudiadas del pozo VLA 711, las cuales poseen un promedio de 33,6 %, valor muy superior al contenido de siliciclásticos dentro de las muestras del pozo ALPUF 6 pertenecientes al Miembro Piché, el cual es de 8,1 %.

La dolomitización en las muestras del Miembro Piché es mayor en las muestras del pozo ALPUF 6, debido a la menor concentración promedio para Ca y mayor para el Mg con respecto a las muestras del pozo VLA 711. A su vez, las muestras de este último pozo presentan concentraciones promedio de Fe muy superiores, igualmente para Mn, Na y K, lo que refleja el mayor contenido de clásticos terrígenos.

Comparación entre Sedimentos Calcáreos del Archipiélago Los Roques y Dolomías del Grupo Cogollo

A continuación se presentan las concentraciones promedio de los elementos determinados para las muestras tanto de núcleo como de sedimento.

Tabla 23. Concentraciones promedio de los elementos determinados en las muestras de núcleo y sedimento

Elemento	Francisquí Medio	Francisquí Abajo	Plano Arrecifal	Cayo Sardina	Machiques ALPUF 6	Piché ALPUF 6	Piché VLA 711
% Ca	28,94	28,06	30,48	30,92	21,88	22,22	23,05
% Mg	5,50	5,07	5,48	5,40	10,59	10,79	9,01
ppm Sr	3148	2971	2850	2664	259	218	231
ppm Ba	105	99	101	101	395	219	218
ppm Na	2197	1206	872	713	117	106	146
ppm K	492	282	217	153	204	176	539
pm Fe	111	89	86	84	245	307	2096
pm Mn	90	86	90	87	120	113	200
ppm Zn	53	51	50	44	87	107	106

Por medio de la tabla 19 se puede observar las variaciones en la composición química entre las diversas facies de sedimentos calcáreos del archipiélago Los Roques y las facies de dolomías del Grupo Cogollo. Las concentraciones de elementos como el Sr, Na y K son notablemente mayores en los sedimentos del Reciente, y éstos van decayendo progresivamente a lo largo de los procesos diagenéticos que involucran el enriquecimiento en Mg. Por su parte, las dolomías presentan mayores concentraciones de Fe, Mn, Zn y Ba, los cuales se encuentran en muy bajas concentraciones en el agua de mar, por lo que el enriquecimiento de las dolomías en estos elementos se produce durante el soterramiento. Según Veizer (1983), las dolomías formadas en ambientes marinos tienen una concentración de Fe y Mn entre 1 y 50 ppm, concentraciones muy inferiores a las mostradas por las facies de dolomías del Grupo Cogollo. Kirmaci y Akdag (2005) sugieren que el enriquecimiento de las dolomías en Fe y Mn se produce por fluidos enriquecidos en estos elementos bajo condiciones reductoras durante la diagénesis de soterramiento. Por su parte, Nedeléc (2005), afirma que las variaciones en las concentraciones de Zn pueden ser usadas para inferir las condiciones redox del ambiente de sedimentación y sus altas concentraciones puede ser asociadas con

materia orgánica. Las facies de dolomías del Grupo Cogollo presentan un enriquecimiento en Zn en comparación a los sedimentos calcáreos del Holoceno, lo que indica un menor contenido de oxígeno en la diagénesis de soterramiento. A su vez, estos sedimentos presentan sus mayores concentraciones de Zn en las muestras con mayor contenido de materia orgánica.

Las dolomías del Miembro Machiques presentan un aumento en las concentraciones de Fe, Mn y Zn hacia la base, lo que indica que las condiciones reductoras fueron mayores hacia la base de este miembro. En las dolomías del Miembro Piché el Zn aumentan en su concentración hacia la base del intervalo de muestras estudiado, y por el contrario, el Fe y Mn disminuyen hacia la base y aumentan hacia el tope, por lo que las muestras de menor profundidad presentan mayor alteración por fluidos ricos en Fe y Mn durante el soterramiento.

Las concentraciones de Sr pueden aportar información acerca de la composición mineralógica precursora de las dolomías (Banner, 1995), en el caso del Sr, y el Na y K permiten reconstruir las condiciones de salinidad durante el enriquecimiento en Mg por parte del sedimento (Sass and Katz, 1982; Staudt et al., 1993). Por esto, las facies calcáreas formadas en ambientes hipersalinos están enriquecidas en Sr, Na y K, con respecto a carbonatos formados en ambientes de agua dulce o zona de mezcla de aguas. Sin embargo, la diagénesis generada por aguas meteóricas genera disminución en la concentración de estos elementos (Land et al., 1975; Walls et al., 1979; Allan and Mattheus, 1982; Holail et al., 1988; El-Hinnawi and Loukina, 1993). Todo esto se puede observar en los datos de las concentraciones de los elementos determinados tanto para las facies de sedimentos como de dolomías. Las dolomías en estudio, originadas en ambientes de lagunas hipersalinas y sabkha, presentan menores concentraciones de Sr, Na y K con respecto a los sedimentos calcáreos, ya que éstos van disminuyendo en su concentración durante el soterramiento. Dolomías de origen hipersalino del Cretácico de la Formación Gabal Ataqa, Egipto, presentan

concentraciones de Sr con promedio de aproximadamente 300 ppm (Wanas, 2001). Estas concentraciones se asemejan a las reportadas por Land y Hoops, (1973) y Land (1980). Esto permite corroborar un origen hipersalino a las facies de dolomías del Grupo Cogollo, también del Cretácico, ya que las concentraciones de Sr son muy similares.

En ambientes de sabkha, la inclusión de cristales de halita en el los fluidos en contacto con el sedimento calcáreo produce la sustitución catiónica de Ca por Na en la estructura de los minerales de carbonato (Land, 1980), lo cual explica el enriquecimiento en Na de los sedimentos tomados en las lagunas hipersalinas ubicadas en el noreste del archipiélago Los Roques. Sin embargo, la interpretación sobre el origen del contenido de sodio en las dolomías es complicada, ya que las altas concentraciones de este elemento pueden atribuirse no solo a las inclusiones de Halita (NaCl) sino también a la expulsión de Na^+ durante el soterramiento por compactación de minerales de arcilla (Akçay et al., 2003). Este es el caso de las dolomías del Miembro Piché del pozo VLA 711, cuyas muestras presentan un aumento tanto en la concentración de Na como en la de Fe y Mn, debido a la presencia de illita dentro de la fase de origen terrígeno (Akçay et al., 2003).

Las concentraciones de Sr en dolomías del Reciente, formadas en ambientes hipersalinos, son entre 500 a 700 ppm (Bein and Land, 1983). Las concentraciones inferiores a 300 ppm de Sr presente en las dolomías del Grupo Cogollo son indicativas de procesos de recristalización durante el soterramiento, y la pérdida de Sr se debe a la purificación que sufren los cristales de dolomita durante la recristalización (Land, 1985; Baker and Burns, 1985; Mazullo, 1992., Malone et al., 1996). También hay pérdida de Na y K durante este proceso.

Resultados obtenidos por Suzuki et al (2005) mostraron similitudes en el comportamiento entre el Na y Sr. Estas facies de dolomías, al igual que las presentes en el Grupo Cogollo, tienen mayores concentraciones de estos elementos a medida que aumenta la concentración de Ca. Por el contrario, el enriquecimiento de las dolomías en Mg genera una facies más

estequiométrica en cuanto a la relación Mg/Ca y con una menor concentración tanto de Na como de Sr.

Gráfico 48. Correlación lineal en función de la profundidad: % Mg vs ppm Na

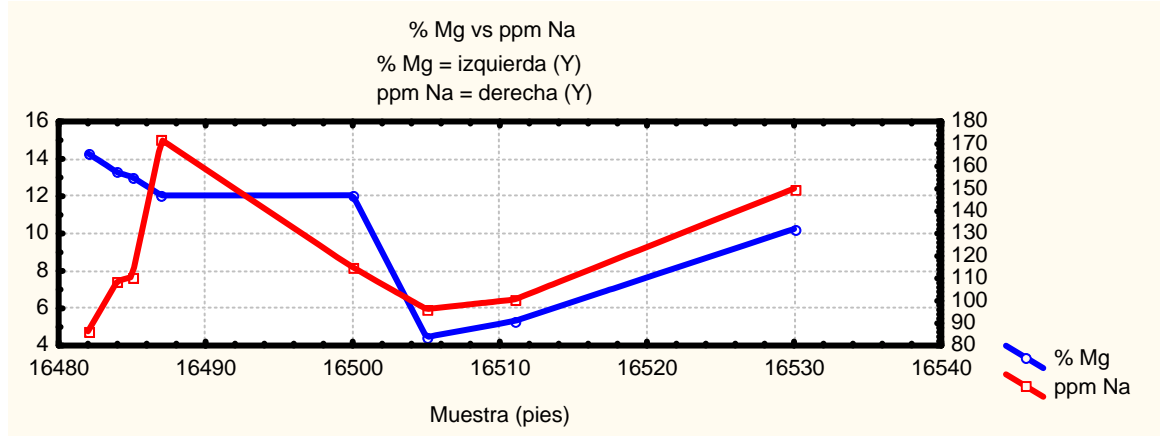


Gráfico 49. Correlación lineal en función de la profundidad: % Mg vs ppm Na

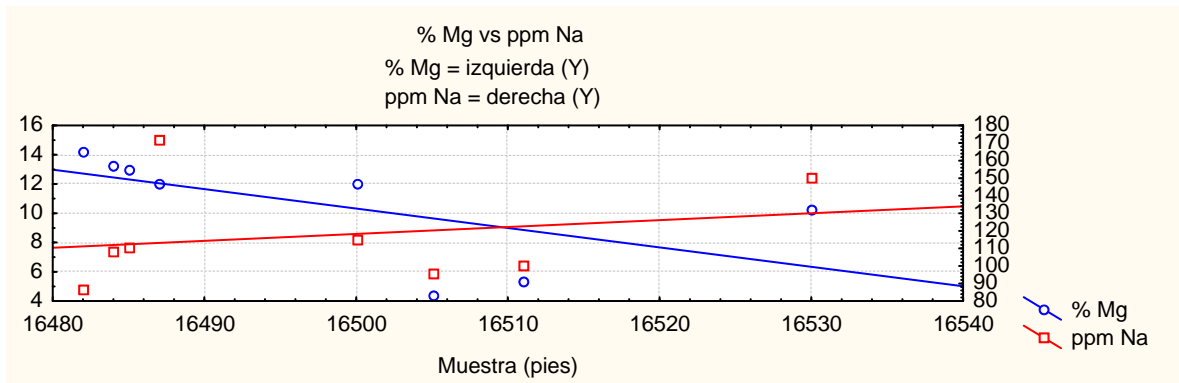


Gráfico 50. Correlación en función de la profundidad: % Mg vs ppm Sr

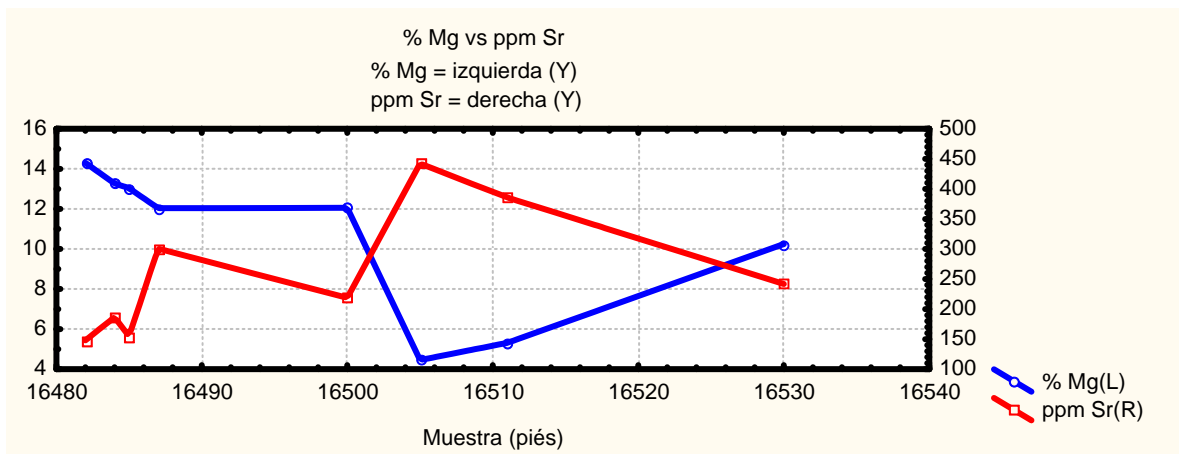
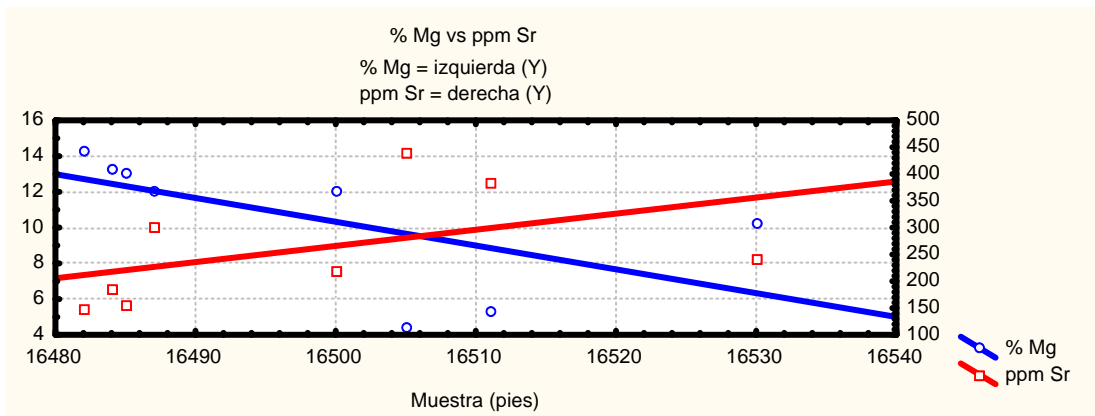


Gráfico 51. Correlación lineal en función de la profundidad: % Mg vs ppm Sr



En los gráficos 45, 46, 47 y 48 se observa como las dolomías del Miembro Machiques (pozo ALPUF 6) son más cálcicas hacia la base debido a la disminución en la concentración de Mg, acompañada por el aumento de Sr y Na. Esta facies también presenta sus mayores concentraciones de Fe, Mn y Zn hacia la base. Todo esto indica que la dolomitización fue avanzando progresivamente desde la base hacia el tope, y con la entrada del Mg, hay disminución en las concentraciones de Sr, Na, K, Fe, y Mn hacia el tope.

Sperber et al., (1984) sugirieron que la dolomitización de calizas en ambientes diagenéticos cerrados genera dolomías enriquecidas en Ca con respecto a Mg, ya que la calcita magnesiana se disuelve y reprecipita dentro de la misma roca en forma de calcita o dolomita. Por el contrario, dolomías formadas en ambientes diagenéticos abiertos con continua disolución y precipitación de los minerales de carbonato, genera facies más estequiométricas en cuanto a la relación Mg/Ca. Esto se refleja claramente en los porcentajes tanto de CaCO_3 como MgCO_3 dentro de las muestras de núcleo estudiadas. El tope del intervalo de muestras estudiado del núcleo ALPUF 6 del Miembro Machiques presenta las mayores concentraciones de MgCO_3 dentro de las facies de dolomitas estudiadas, mientras que las dolomías del Miembro Piché son más cálcicas ya que fueron generadas en ambiente de sabkha más aislados.

La concentración de Ba, al igual que la de Sr, dentro de las muestras de sedimentos en estudio, disminuye debido a la diagénesis por aguas meteóricas en el ambiente de sabkha. Sin embargo, en las muestras de dolomías, y contrario al comportamiento del Sr, Na y K, el Ba se encuentra en mayores concentraciones con respecto a los sedimentos del Reciente. Dekov et al., (2006) reportaron dolomías con concentraciones de Ba de 140 ppm. Tanto en la bibliografía como en las publicaciones consultadas no hay datos de concentración de Ba que permita hacer una comparación con las concentraciones obtenidas en este trabajo de investigación.

Los fluidos dolomitizantes que entran en contacto durante el soterramiento con plataformas carbonáticas pueden introducir concentraciones relativamente bajas de Mg^{2+} en comparación con las altas concentraciones de Mg^{2+} presente en los fluidos de los ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas (Morrow, 1982; Land, 1985). Por lo tanto, las dolomías del Grupo Cogollo en estudio se formaron a partir de procesos superficiales, donde comenzó el enriquecimiento de los sedimentos en Mg y una vez iniciado el soterramiento, estas facies han pasado por procesos diagenéticos que han modificado su composición química y mineralógica. La dolomita es un mineral capaz de reequilibrarse varias veces durante su historial de soterramiento debido a cambios en las condiciones de presión y temperatura (Land, 1985; Warren, 1989, 1990; Gregg and Shelton , 1990; Gregg et al ., 1992; Suchy et al., 1996; Reinhold, 1998).

Conclusiones

En los ambientes de sabkha ubicados en el noreste del archipiélago Los Roques, actualmente están ocurriendo procesos diagenéticos a nivel superficial que originan (en el caso del cayo Francisquí Medio) la facies denominada protodolomita. Estos procesos diagenéticos incluyen disolución tanto de aragonito como de calcita magnesiana, precipitación por evaporación de minerales evaporitas como yeso y halita y precipitación inorgánica de calcita magnesiana en la zona supramareal como consecuencia de la alta relación Mg/Ca.

Las muestras del plano arrecifal y de cayo Sardina poseen una composición mineralógica muy similar a las muestras de los cayos Francisquí Medio y Francisquí Abajo. Sin embargo, actualmente no se puede formar la facies de protodolomita en este sector del archipiélago ya que no se están produciendo los procesos diagenéticos superficiales necesarios para el enriquecimiento del sedimento en Mg. Se requeriría de una regresión marina que genere una zona supramareal, para así propiciar todos los procesos diagenéticos necesarios para que ocurra el enriquecimiento en Mg por parte de los sedimentos.

La facies de dolomías presente en el Grupo Cogollo, Miembro Machiques, se generó por una regresión marina que abarcó toda la cuenca, debido a la extensión lateral de las facies de dolomía a un nivel estratigráfico continuo. Esta regresión generó un gran ambiente de laguna interna con condiciones que propiciaron que la dolomitización de los sedimentos calcáreos se iniciara a nivel de superficie. Esto se puede comprobar por la composición química de las muestras estudiadas, donde se observa un mayor contenido de Na, K, Sr, Fe, Mn y Zn hacia la base del intervalo estudiado, lo que indica una mayor concentración de estos elementos en los primeros estadios del ambiente hipersalino, y hacia el tope una mayor concentración de Mg,

producto del enriquecimiento paulatino de los fluidos en este elemento, generando así dolomías con mayor contenido de cristales de dolomita.

Las dolomías del Miembro Piché fueron originadas por ambientes hipersalinos de menor alcance y más aislados, ya que no poseen continuidad lateral dentro del registro estratigráfico. Esto se refleja en las diferencias existentes en la composición química entre muestras de diferentes núcleos pero pertenecientes al Miembro Piché, lo que a su vez va a depender de la ubicación del pozo dentro de la cuenca.

Todas las facies de dolomías estudiadas tienen un origen superficial, pero a la vez han sido afectadas por procesos diagenéticos durante el soterramiento que han generado un incremento en las concentraciones de Fe, Mn y Zn, y una disminución en las concentraciones de Sr, Na y K.

Las facies de dolomía de los miembros Machiques y Piché se generaron a partir de la dolomitización de sedimentos con una mineralogía compuesta principalmente por aragonito y calcita magnesiana, ya que estos son los minerales constituyentes de los organismos calcáreos presentes en sistemas carbonáticos en o cerca de la superficie y en ambientes hipersalinos. Las concentraciones de los elementos traza determinados para las muestras de dolomía confirman lo expuesto anteriormente.

Las concentraciones de elementos como Sr, Na y K van a ser mayores en los sedimentos calcáreos que en facies de dolomitas, ya que éstos van decayendo en su concentración a medida que ocurre el soterramiento. Por el contrario, elementos como Fe, Mn y Zn van a tener muy bajas concentraciones en sedimentos calcáreos presentes en ambientes superficiales, pero

van a presentar mayores concentraciones en facies de dolomías que hayan sufrido procesos diagenéticos en soterramiento.

Recomendaciones

Realizar un muestreo de los pozos ALPUF 6 y VLA 711 de las facies de dolomías del Miembro Piché que contenga un mayor número de muestras, lo que permitirá estudiar y analizar con mayor detalle el comportamiento de los elementos traza dentro de las facies de dolomías.

Hacer un estudio petrográfico de las muestras de núcleo estudiadas para poder comparar los resultados obtenidos de las determinaciones elementales con las variaciones en el contenido de micrita y cristales de dolomita a lo largo de los intervalos dolomitizados.

Dentro de los ambientes de sabkha, realizar un muestreo de sedimentos que cubra todo el ambiente supramareal que permita obtener conclusiones sobre las áreas de la laguna donde los procesos de evaporación y enriquecimiento de los sedimentos en Mg son más intensos.

Bibliografía

- Aguerrevere, S. E., Lopez, V. M. (1938). The Geology of the Island Gran Roque and its phosphate deposits. Bol. Geol. Y Min. Vol. 2, N° 2, p. 155-181.
- Akçay, M., Özkan, H.M., Spiro, B., Wilson, R., Hoskin, P.O., (2003). Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostones from the Emirli (Odemis, western Turkey) Sb-Au deposits. Mineral . Mag. 67, 671-688.
- Alderman, A. R., (1965). Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia: Geochim. Et Cosmochim. Acta, v. 29, p. 1355-1365.
- Alln, J. R., Mattheus, R. K., (1982). Isotopic signature associated with early meteoric water diagenesis. Sedimentology 40, 797-817.
- Asquith, R. G. (1979). Subsurface Carbonate Depositional Models: A Concise Review. The Petroleum Publishing Company. 121 p.
- Audemard, F. (1982). Geology and copper mineralization of the La Quinta Formation, Sierra de Perijá, Western Zulia, Venezuela. MSC Thesis. Colorado School of Mines, U.S.A. 75 p.
- Badiozamani, K. (1973). The dorag dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin. J. Sedim. Petrol. V. 43, N° 4. p. 965-984.

- Baker, P.A., Burns, S.J., (1985). Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 69, 1917-1930.
- Banner, J. I., (1995). Application of the trace elements and isotope geochemistry of strontium to studies carbonate diagenesis. *Sedimentology* 42, 97-113.
- Barone, W.E. (1976). Depositional Environment and Diagenesis of the Lower San Andres Formation. M.S. thesis, Texas Tech Univ. p. 93.
- Bartok, P., Reijers, T.J.A. Y Hasz, I. (1981). Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo Basin, Venezuela. Sedimentology, diagenesis and petrophysics. *AAPG*. Vol 65, N° 6, p. 1110-1134.
- Bein, A., Land, L.S., (2003). Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg-Ca-chloride brines; the Permian San Andres Formation in the Texas Panhandle. *J. Sediment. Petrol.* 53, 243-260.
- Blatt, H., Middleton, G.V. Y Murray, R.C. (1972). *Origen of Sedimentary Rocks*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. p. 634
- Blatt, H., Tracy, R., (1996). *Petrology*. Segunda Edición. W H Freeman and Company, New York. pp 200-312
- Boggs, S. (1995). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall. P. 774.

- Chai, L., Navrotsky, A., Reeder, R.J., (1995). Energetics of calcium-rich dolomite : *Geochim. Cosmochim. Acta* 59 (5), 939-944.
- Chimahusky, J.C., (1978). Dolomite nonstoichiometry: Its affect on X-ray diffraction estimates of dolomite in carbonates and its use as a facies parameter.: M.S. Thesis, Memphis State Universiti, Memphis, Tennessee, 148 p.
- Choquette, P. W. And Pray. L. C. (1972). Geologic nomenclature and classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. AAPG Reprint Series N 5. P. 154-197.
- Deffeyes, K .S., Lucia, F .J. Y Weyl, P. K. (1965). Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire Netherlands, Antilles. En: Dolomitization and Limestone Diagenesis. (Ed: L.C. Pray y r.c. Murray). Soc. of Econ. Palentologist and Mineralogist. Spec. Pub. 13, p. 71-87.
- Dekov, V., Kamenov, G., Savelli, C., Stummeyer, J., Marchig, Vesna., (2006). Origin of basal dolomitic claystone in the Marsili Basin, Tyrrhenian Sea. *Marine Geology*. 121-141.
- Dewey, J. F. Y Pindell, J.L. (1985). Neogene block tectonics of Eastern Turkey and Northern South America: Continental applications of the finite difference method. *Tectonics*. Vol 4. p. 71-63
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks*. Memoir 1. AAPG. p. 108-121.

- El-Hinnawi, S., Loukina, S., (1993). Isotopic composition of Egiptian Cenozoic limestones. Sediment. Egipt 1, 21-42.
- Folk, R. L. Y Land, S.L. (1975). Mg/Ca ratio and salinity: two controls over cristallization of dolomita. AAPG. 59. p. 60-68.
- Folk, R. L. (1974). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co. Austin, Texas. P. 159.
- Ford, R. Y Houbolt, J. J. H. T. (1963). Las microfacies del Cretáceo de Venezuela Occidental Internat. Sed. Petrol. Serv. Vol 6, 67 p., 105 lám. Holanda.
- Friedman, G. M., (1980). Dolomite is an evaporite mineral: evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea. In: Zerger, E. H., Dunham, J. B. Concepts and models of dolomitization .
- Fuchtbauer, H. (1974). Sediments and Sedimentary Rocks 1. Halsted Press. p. 464.
- Garner, A. H. (1926). Suggested nomenclature and correlation of geological formations in Venezuela. Amer. Inst. Min. Metall. Eng. Trans., p. 677-684.
- Gregg, J.M., Shelton, K.L., (1990). Dolomitization and dolomitic neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davis Formation (Cambrian), Southeastern Missouri. J. Sediment. Petrol. 60 (4). 549-562.

- Gregg, J.M., Howard, S.A., Mazzullo, S.J., (1992). Early diagenetic recrystallization of Holocene (≤ 3000 years old) peritidal dolomites, mbergis Cay, Belize Sedimentology 39, 143-160.
- Goldsmith, J. R., Graf, D. L., (1958). Structural and compositional variations in some natural dolomites: Jour. Geol., v. 66, p. 678-692.
- Gonzalez De Juna, C., Iturralde De Orozena, J. Y Picard Cadillat, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencasw Petrolíferas. Ediciones FONINVES. Tomos I y II.
- Hardie, I., (1987). Dolomitization: a critical view of some current views. J. Sediments. Petrol. 57 (1). Pp 166-183.
- Holail, H., Lohman, K.C., Sanderson, I., (1988). Dolomitization and dedolomitization of Upper Cretaceous carbonates, Bahariya Oasis, Egipt. In: Shukla, V. Baker, P (Eds), Sedimentology ang Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 43, pp. 191-207.
- Hudec, P. (1974). Hot brines on los Roques. Science. Vol. 185, p. 440-442.
- Hsü, K.J., Schneider, J. (1973). Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi Sabkhas, Arabian Gulf. En: The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. (Ed: B.H. Purser. Springer Verlag. p. 471.

Jacka, A. D., Franco, L.A. (1975). Deposition and diagenesis of Permian evaporites, and associated carbonates and clastics on shelf areas of the Permian Basin. 4th Symposium on Salt. Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geological Society, p. 67-89.

Jones, C. E., Jenkyns, H. C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and sea floor hydrothermal, activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, Vol. 301. pp. 112-140.

Klein, C., Hurlburt., C., (2001). *Manual de Mineralogía*. Cuarta edición. Editorial Reverté, Barcelona, 679 p.

Kirmaci, M.m Akdag, K., (2005). Origin of dolomite in the Lata Cretaceou-Paleocene limestones turbidites, Esatern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*. 181. 39-57.

Land, L. S., Salem, M. R., Morrow, D. W., (1975). Paleohidrology of ancient dolomites : geochemical significances. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 59, 1602-1625.

Land, L. S., (1980). The isotopic and trace elements geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds), *Conceptes and Model of Dolomitization*.

Land, L.S. (1985). The origen of massive dolomite. *J. Geol. Educ.* V 33, pp. 112-125.

Land, L. S., Hoops. G. K., (1973). Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the Sali salinity of diagenetic solutions. *J. Sediment. Petrol.* 43. pp 614-617.

- Land, L.A., (1998). Failure to precipitate dolomite at 25 degrees from from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquat. Geochem.* 4 (3-4). 361-368.
- Land, L.A., (1967). Diagenesis of skeletal carbonates: *Jour. Sed. Petrology*, v. 914-930.
- Larsen, G., Chilingar, G. V. (1979). *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*. Elsevier. 579 p.
- Lexico Estratigráfico De Venezuela (1970). M.H.M. Dirección de Geología. Segunda Edición.
- Lexico Estratigrafico De Venezuela (1997). M.H.M. Dirección de Geología. Tercera Edición.
- Liddle, R. A. (1928). *The Geology of Venezuela and Trinidad*. J. P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 552 p.
- Lippmann, F., (1973). *Sedimentary carbonates minerals*. Springer. New York.
- Lippmann, F. (1982). Stable and metastable solubility diagrams for the system CaCO_3 , MgCO_3 and H_2O at ordinary temperatures. *Bull. Mineral*, pp. 273-279.
- Logman, M. W. (1980). Carbonate Diagenetic Textures from Near Surface Diagenetic Environments. *AAPG. Vol. 64 (4)*: pp. 461-487.

- Lumsden, D. N., (1979). Discrepancy between thin sections and X-ray estimates of dolomite in limestone: Jour. Sed. Petrology, v, 49, p. 239-242
- Machel, H. G. Y Mountjoy (1986). Chemistry and environments of dolomitization-A reappraisal. Earth-Science Reviews. Elsevier. pp. 175-222.
- Machel, H. G., Anderson, J. H., (1989). Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta. J. Sediment. Petrol. 59. 891-911.
- Machel, H. G. (2000). Dolomite formation in Caribbean Islands-Driven by plate tectonics?. J. Sedim. Res. V. 70. Nº 5, pp. 977-984.
- Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J., (1996). Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey Formation, Tepuquet area, California, J. Sediments. Res. 66, 976-990.
- Mazzullo, S.J., (1992). Geochemical and neomorphic alteration of dolomite : a review. Carbonates Evaporites 7, 21-37.
- Méndez B, J. (1979). Archipiélago Los Roques / Islas de Aves. CUADERNOS LAGOVEN. 48 p.
- Méndez B, J. (1984). Los Roques: un ejemplo de sedimentación de carbonatos, morfología, sedimentología, organismos, mineralogía y geoquímica. Relación con Las Aves y La

Blanquilla. Tesis Doctoral. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Tomos I (205 p) y II (390 p).

Méndez B, J. (1985) Modelos de Dolomitización Singenética y Diagenética en Carbonatos Recientes en Los Roques. VI Congreso Geológico de Venezuela. 1985.

Méndez B, J. (1985). Terrazas Submarinas del Frente Arrecifal en el Archipiélago Los Roques, Aves de Barlovento, Aves de Sotavento y La Blanquilla. V Congreso Latinoamericano de Geología. Bogotá.

Méndez B, J. (1985). Sedimentos Periarrecifales en Los Roques, Las Aves y La Blanquilla. VI Congreso Geológico de Venezuela.

Méndez B., J. (1989). Porosidades en el Grupo Cogollo y su relación con los ambientes depositacionales. VII Congreso Geológico Venezolano. Tomo II. Barquisimeto. Venezuela. pp. 867-889.

Méndez B., J. (1989). Modelo depositacional del Grupo Cogollo. Talud externo, márgenes y plataforma. VII Congreso Geológico Venezolano. Tomo II. Barquisimeto. Venezuela. pp. 828-850.

Méndez B., J. (1997) Sedimentación y porosidad en el Grupo Cogollo. Ambientes diagenéticos someros y su relación con las porosidades secundarias. VIII Congreso Geológico de Venezuela.

Méndez B., J. (2007). Aspectos generales de la sedimentación del Grupo Cogollo durante el Aptiense y Albiense en la cuenca Lago de Maracaibo y Perijá. Venezuela. IX Congreso Geológico de Venezuela. Caracas.

Méndez B., J. (2007). Carbonatos Sedimentarios. (en prensa). 289 p.

Morrow, D.W., (1982). Diagenesis 2. Dolomite: Part 2. Dolomitization models and ancient dolostones. *Geosci. Can.* 9, 95-107.

Nédélec, A., Affaton, P., France-Lanord, C., Charriere, A., Alvaro, J., (2005). Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipé Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment. *C. R. Geoscience.* Vol. 339. pp 223-239.

Newell, N.D., Rigby, J.K., Fischer, A.G., Whiteman, A.J., Hickos, J.E., Bradbury, J.S., (1953). The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico: A study in paleoecology: W.H. Freeman and Co., San Francisco, 236 p.

Notestein, F. B. Hubman, C. W. Y Bowler, J. W. (1944). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, Vol. 55, N° 9, pp. 1165-1216.

Pindell, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean: in Donovan S.K. and Jackson, T. A. (eds.) *Caribbean Geology: an introduction*, University of the West

Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, pp. 13-39.

Reinhold, C., (1998). Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. *Sediment. Geol.* 121 (1-2). 71-95.

Renz, O. (1959). Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela occidental. *Bol. Geol.* Vol. 5, N° 10, pp. 3-48.

Robinson, P., (1980). Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium, sodium and iron in the carbonate fraction of limestone and dolomites. *Chemical Geology.* Vol 28. pp. 135-146.

Rodgers, K. A., Easton. A. J., Downes. C. I., (1982). The chemistry of carbonate rocks of Niue Island, South Pacific. *J. Geol.* 90. pp. 645-662.

Rod y Maync (1954). Revision of Lower Cretaceous: stratigraphy of Venezuela. AAPG, Vol 38, N° 2, pp. 193-283.

Ross, M. y Scotese, C. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155. pp. 139-168.

- Salvador, A. (1986). Comments on Neogene Blocks Tectonics of Eastern Turkey and Northern South America. Continental applications of the finite difference method. *Tectonics*. Vol. 5. N 4. pp. 697-701.
- Saas, E., Katz, A., (1982). The origin of platform dolomites: new evidence. *Am. J. Sci.* 282, 1184-1213.
- Schubert, C. Y Motieska, P. (1972). Reconocimiento geológico de las Islas Venezolanas en el Mar Caribe entre Los Roques y Los Testigos. *Acta Científica Venezolana*. P 210-223.
- Sonnenfeld, P. (1973). Recent lagoonal carbonates in the Venezuelan Antilles. II Congreso Latinoamericano de Geología.
- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H., Peacor, D.R., (1984). Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomite carbonate rocks. *J. Geol.* 92. 609-622.
- Staudt, W., Oswald, J., Schoonen, M.A.A., (1993). Determination of sodium, chloride and sulphate in dolomites: a new technique to constrain the composition of dolomitizing fluids. *Chem. Geol.* 107, 97-109.
- Suchy, V., Rozkonsny, L., Zak, K., Francu, J., (1996). Epigenetic dolomitization of the Pridoli Formation (Upper Silurian), the Barradian Basin. Czech Republic-implications for burial history of Lower Paleozoic strata. *Geol. Rundsch.* 85 (2). 264-277.

Sutton, F. A. (1946). Geology of the Maracaibo Basin, Venezuela, AAPG. Bull., Vol. 30., N° 10, pp. 1621-1741.

Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S., Budd, D (2006). Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology*. Vol 183. pp 181-202.

Veizer, J., (1983). Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course, vol. 10, pp. 3-1-3-100.

Wanas, H.A., (2001). Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt.

Warren, J.K., (1989). *Evaporite Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation*. Prentice_Hall: Englewood Cliffs. NJ. 285 pp.3

Warren, J.K., (1990). Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong lakes. South Australia. *J. Sediment. Vol. 50*. Elsevier. Amsterdam. Pp. 477-533.

Warren, J. K., (2000). Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Review*. Vol 52. pp 1-81

Wilson, J. L. (1975). *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag. 471 pp.

Zambrano, E., Vasquez, E., Duval, B., Latreille, M., Y Coffinieres, B. (1971). Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela. Memoria. Bol. Geol. Caracas. Pub. Esp. 1. pp. 483-545.

Ziya, M., Akdag, K., (2005). Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*. 181. 39-57.