

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS PROFESIONAL

**LA FORMACIÓN PARIATAMBO EN LOS ALREDEDORES DE
CAJAMARCA Y SU RELACIÓN CON EL EVENTO ANÓXICO
OCEÁNICO DEL ALBIANO EN EL PERÚ MEDIANTE EL
ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS**

**Para optar el título Profesional de:
INGENIERO GEÓLOGO**

Presentado por:

Bach. Juan Carlos Bazán Sotomayor

Asesor:

Dr. Ing. Alejandro Claudio Lagos Manrique

**Cajamarca-Perú
2016**

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS PROFESIONAL

**LA FORMACIÓN PARIATAMBO EN LOS ALREDEDORES DE
CAJAMARCA Y SU RELACIÓN CON EL EVENTO ANÓXICO
OCEÁNICO DEL ALBIANO EN EL PERÚ MEDIANTE EL
ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS**

Para optar el título Profesional de:
INGENIERO GEÓLOGO

Presentado por:

Bach. Juan Carlos Bazán Sotomayor

Asesor:

Dr. Ing. Alejandro Claudio Lagos Manrique

Cajamarca-Perú
2016

AGRADECIMIENTO

Mi agradecimiento va dirigido al Dr. Ing. Alejandro Claudio Lagos Manrique por la disposición de sus conocimientos científicos y asesoría para poder hacer realidad la presente tesis profesional, así como a mis compañeros de diferentes promociones de la Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica por su importante ayuda desinteresada tanto en la etapa de campo y gabinete.

DEDICATORIA

La presente tesis profesional está dedicada a mi madre por el constante e incondicional apoyo que me brinda en todo el transcurso de mi vida.

RESUMEN

La Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca fue el resultado estratigráfico que tuvo el Evento Anóxico Oceánico en el Albiano a nivel global. Las características sedimentarias en los tres sectores estudiados comparten la gran mayoría de características sedimentarias que evidencian un típico ambiente Anóxico Oceánico tales como la coloración oscura en la intercalación de sus calizas y lutitas y fósiles como los *Oxitrypa* *Carbonarium* (Reyes, 1980). Su diferencia radica en la profundidad de formación, siendo el sector Colpayoc el más profundo debido a la presencia de Pirita tanto en las rocas como en los fósiles; originado por un ambiente con mucho mayor contenido en Hierro, así como mayor cantidad de bacterias sulfuroductoras para poder reducir los sulfatos del agua marina anóxica, así como la intensa coloración negra en todo su afloramiento debido al mayor contenido de materia orgánica a diferencia de los sectores Ronquillo y Puyllucana que no presentan Pirita visible. El Chert fue originado por un reemplazamiento de los carbonatos por sílice ocurrida en el miembro superior de los tres sectores; y se presenta como bandeamientos claramente visibles, siendo más notable el Chert del sector Puyllucana en el cual han quedado aun núcleos calcáreos sin silicificarse. El análisis microscópico de las secciones delgadas muestran una característica en común en los tres sectores que es la presencia de Foraminíferos de forma redondeada (*Globigerinidos* sp) que al morir contribuyeron mayormente a la acumulación de las grandes cantidades de materia orgánica. La presencia de algas silicificadas en la sección delgada correspondiente al Chert del sector Puyllucana demuestran que este sector tuvo un ambiente sedimentario menos profundo que el de los demás, lo que permitía que haya conexión de la aguas anóxicas con restos biológicos más someros.

Palabras Clave: Evento Anóxico Oceánico, Cuenca sedimentaria, Paleontología, Euxínico, Secciones Delgadas.

ABSTRACT

The "Pariatambo Formation" around Cajamarca was the result stratigraphic had the Anoxic Event in the Albian Ocean globally. Sedimentary characteristics in the three sectors studied share the vast majority of sedimentary features that show a typical oceanic anoxic environment such as dark coloring in the intercalation of its fossils and limestone and shale as Carbonarium Oxitropydoceras (Reyes, 1980). Their difference lies in the depth of formation, with the Colpayoc the deeper area due to the presence of pyrite in both rocks and fossil due to an environment with much higher iron content and higher amount of sulforeducer bacteria to reduce anoxic seawater sulphates and intense black coloration at its outcrop due to the higher organic content unlike Puylucana and Ronquillo sectors not exhibit visible Pyrite. The Chert was caused by a replacement of carbonates by silica occurred in the upper limb of the three sectors; and it is presented as clearly visible banding, the most notable being the Puylucana Chert sector which have still not yet been silicified limestone cores. Microscopic analysis of thin sections show a common feature in all three sectors is the presence of foraminifera rounded shape (Globigerinidos sp) that the death contributed largely to the accumulation of large amounts of organic matter, silicified algae were found in the corresponding thin section of Puylucana Chert showing that this sector had a less profound than that of other sectors depositional environment, which allowed no connection with the anoxic waters shallower biological remains.

Key Words: Anoxic Oceanic Event, Sedimentary Basin, Paleontology, Euxinic, Thin Sections.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTO	I
DEDICATORIA	II
RESUMEN	III
ABSTRACT	IV
 CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	1
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
HIPÓTESIS	2
JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	2
ALCANCES O DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	2
LIMITACIONES	2
OBJETIVOS	3
General.....	3
Específicos	3
DESCRIPCIÓN DEL CONTENIDO DE LOS CAPÍTULOS	3
 CAPÍTULO II	
MARCO TEÓRICO	4
2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN	4
2.2. BASES TEÓRICAS DE LA INVESTIGACIÓN	6
2.2.1. Eventos Anóxicos Oceánicos (EAO).....	6
2.2.2. Cuenca Sedimentaria	9
2.2.3. Estratigrafía y Sedimentología	9
a. Tipos de Estratificación	10
b. Asociación de Estratos.....	12
c. Medidas de la Estratificación	13
2.2.4. Clasificación de las Rocas Carbonatadas	14
2.2.5. Análisis de Secciones delgadas	19
2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS	23

CAPÍTULO III	Pág.
MATERIALES Y MÉTODOS	25
3.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	25
3.1.1. ACCESIBILIDAD	25
a. PROCEDIMIENTO.....	26
b. TRATAMIENTO, ANÁLISIS DE DATOS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	27
3.1.2. Generalidades de la Formación Pariatambo	27
3.2. ETAPA DE CAMPO.....	31
3.2.1. SECTOR COLPAYOC	31
3.2.2. SECTOR RONQUILLO	35
3.2.3. SECTOR PUYLLUCANA.....	39
3.3. ETAPA DE GABINETE.....	43
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	43
3.4. ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS	58
 CAPÍTULO IV	
ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	73
4.1. LOS EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS (EAO, OAE) DEL CRETÁCEO MEDIO: CAUSAS Y CONSECUENCIAS A NIVEL MUNDIAL	73
4.2. EL EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO DEL ALBIANO Y LA FORMACIÓN PARIATAMBO.....	83
4.3. CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS.....	86
4.4. CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO CON OTRAS FORMACIONES ALBIANAS DEL PERÚ	89
4.5. FORMACIÓN DE LA PIRITA EN LA FORMACIÓN PARIATAMBO	91
4.6. FORMACIÓN DE LOS NÓDULOS CARBONATADOS EN LA FORMACIÓN PARIATAMBO.....	92
 CAPÍTULO V	
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	97
5.1. CONCLUSIONES.....	97
5.2. RECOMENDACIONES	98
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99
ANEXOS	100

ÍNDICE DE FOTOS

	Pág.
Foto N° 01: Vista de un afloramiento de la Fm. Pariatambo desde la parte sur del cerro Colpayoc, claramente se pueden observar la coloración oscura de su litología dentro del área delimitada con línea roja. Al fondo de la foto se observa el valle de Cajamarca	31
Foto N° 02: Calizas Mudstone oscuras y lajas características del miembro inferior de la Formación Pariatambo en el Sector Colpayoc.	33
Foto N° 03: Intercalación de estratos de Caliza bituminosa y Lutita negra del miembro inferior de la Formación Pariatambo. La coloración parda del afloramiento se da como resultado del intemperismo.	33
Foto N° 04: Vista del afloramiento de la Formación Pariatambo en el cerro “Las Insignias” del sector el Ronquillo delimitado por la línea de color rojo.	35
Foto N° 05: Formación Pariatambo en el sector Ronquillo, mostrando típica estratificación rítmica que la caracteriza.	36
Foto N° 06: Moldes internos de Oxytropidoceras, fósil guía en rocas calizas y Margas de la Formación Pariatambo, encontrándose con mayor abundancia en calizas y lutitas del miembro medio de esta formación en el sector Ronquillo.	38
Foto N° 07: Afloramiento de la Fm. Pariatambo originado por acción erosiva de la quebrada.	39
Foto N° 08: Afloramiento tipo de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana, mostrando la típica estratificación rítmica que la caracteriza.	40
Foto N° 09: Afloramiento tipo de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana, mostrando la típica estratificación rítmica que la caracteriza.	41
Foto N° 10: Muestra pulida MCOL – 01 de caliza mudstone de coloración oscura debido a su alto contenido de materia orgánica y sin presencia de macrocristales de Calcita o Fósiles reconocibles a simple vista.	43
Foto N° 11: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de bivalvos piritizadas.	44
Foto N° 12: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de bivalvos piritizadas y algunas venillas de Calcita.	45
Foto N° 13: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de Bivalvos piritizadas, venillas de Calcita y pequeños cristales de Pirita.	46

	Pág.
Foto N° 14: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Colpayoc.	47
Foto N° 15: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin microfósiles apreciables macroscópicamente.	48
Foto N° 16: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin microfósiles apreciables macroscópicamente y cortada por venillas rellenas de Calcita producidas por tectonismo.	49
Foto N° 17: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura con la presencia de una pequeña conchilla perteneciente a un bivalvo y cortada por una venilla rellena de Calcita producida por tectonismo.	50
Foto N° 18: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin microfósiles apreciables macroscópicamente.	51
Foto N° 19: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Ronquillo.	52
Foto N° 20: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin microfósiles apreciables macroscópicamente.	53
Foto N° 21: Muestra de mano de caliza packstone color gris clara con abundantes microfósiles apreciables macroscópicamente (conchillas de bivalvos calcificados y sin presencia de pirritización).	54
Foto N° 22: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin microfósiles apreciables macroscópicamente, presencia de algunas patinas de hidróxidos de Hierro supérgenos.	55
Foto N° 23: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin microfósiles apreciables macroscópicamente.	56
Foto N° 24: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Puyllucana.	57
Foto N° 25: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL – 01.	58
Foto N° 26: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL - 02.	59
Foto N° 27: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL - 03.	60
Foto N° 28: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL - 04.	61
Foto N° 29: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL - 05.	62

	Pág.
Foto N° 30: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ - 01.	63
Foto N° 31: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ - 02.	64
Foto N° 32: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ - 03.	65
Foto N° 33: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ - 04.	66
Foto N° 34: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ - 05.	67
Foto N° 35: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY - 01.....	68
Foto N° 36: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY - 02.....	69
Foto N° 37: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY - 03.....	70
Foto N° 38: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY - 04.....	71
Foto N° 39: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY - 05.....	72
Foto N° 40: Moldes fósiles externos e internos hallados en campo.	87
Foto N° 41: Intercalación de lutitas arenosas y lutitas calcáreas o calizas lutáceas de color negro.	90
Foto N° 42: Piritización en valvas fósiles de moluscos calcáreos.....	92
Foto N° 43: Nódulos carbonatados de la Formación Pariatambo, se puede observar como éstos crecen a partir de algún núcleo que puede ser algún fósil, Calcita o Pirita... ..	96

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura N° 01: Las gráficas permiten comparar las concentraciones inferidas de CO ₂ atmosférico para el conjunto del Fanerozoico (últimos 560 millones de años) y la evolución climática. (Berner y Kothavala, 2001; Royer et al., 2004; Berner, 2006; Royer, 2006)..	8
Figura N° 02: Tipos más simples de geometrías de estratos de acuerdo con su continuidad, forma de las superficies de estratificación y variación lateral de espesor. (Vera. 1994).	11
Figura N° 03: Tipos de asociaciones de estratos de acuerdo con la distribución de los espesores y de las litologías presentes. (Vera. 1994).	13
Figura N° 04: Método de medición de estratos en campo y su respectiva corrección matemática. (Vera. 1994).	14
Figura N° 05: Granos de 2mm de diámetro, cuyas superficies externas no son tan suaves como las de la mayor parte de ooides, aunque la laminación concéntrica es muy regular. (MacKenzie, 1997).	15
Figura N° 06: Micrita entre las conchas de bivalvos planctónicos con pequeñas zonas circulares de Esparita que probablemente sean moldes calcíticos de microfósiles silíceos. (MacKenzie. 1997).	16
Figura N° 07: Concha de molusco rellena por cemento de Calcita esparítica, aunque la mayor parte de la Esparita tiene composición de Calcita ferrosa evidenciada por su tinción en azul. (MacKenzie. 1997).	16
Figura N° 08: Clasificación de las rocas carbonatadas basada en el método de Folk. Los nombres que se emplean para las rocas se han indicado en letras mayúsculas. (MacKenzie, 1997).	17
Figura N° 09: Rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas, ilustradas usando los términos de la clasificación de Folk. (MacKenzie, 1997).	18
Figura N° 10: Clasificación de Dunham, 1962. Modificado de Moore, 2001. (Atlas de Petrología Sedimentaria, 2010).	19
Figura N° 11: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de Caliza Mudstone, roca con textura soportada por la matriz. (MacKenzie. 1997).	20
Figura N° 12: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de Caliza Wackestone, los granos son bioclastos, principalmente placas de equinodermos junto con algunos briozoos. (MacKenzie. 1997).	21

	Pág.
Figura N° 13: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de Caliza (MacKenzie. 1997).	21
Figura N° 14: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de caliza con abundantes valvas de bivalvos fosilizados. (MacKenzie. 1997).	22
Figura N° 15: Vista al microscopio petrográfico donde se muestran numerosos foraminíferos incluidos en una matriz micrítica casi opaca, las morfologías carenadas de mayor tamaño son globorrotálidos, mientras que las de menor tamaño con cámaras redondeadas son globigerínidos. (MacKenzie. 1997)..	22
Figura N° 16: Vistas al microscopio petrográfico de una caliza Packstone con presencia de algas y foraminíferos globigerínidos. (Atlas de petrología sedimentaria, 1997)..	23
Figura N° 17: Ubicación de la Formación Pariatambo en la columna estratigráfica de la región Cajamarca. (Reyes.1980).	30
Figura N° 18: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 01.	43
Figura N° 19: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 02.	44
Figura N° 20: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 03.	45
Figura N° 21: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 04.	46
Figura N° 22: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 01.	48
Figura N° 23: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 02.	49
Figura N° 24: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 03.	50
Figura N° 25: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 04.	51
Figura N° 26: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 01.	53
Figura N° 27: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 02.	54
Figura N° 28: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 03.	55
Figura N° 29: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 04.	56
Figura N° 30: Paleogeografía global durante el Albiano – Cenomaniano, las áreas pintadas de color oscuro son sectores ricos en sedimentos carbonosos marinos. (Arthur, 1979).	75

	Pág.
Figura N° 31: Niveles marinos relativos, edad e intensidad de los Eventos Anóxicos Oceánicos durante el Cretáceo. (Arthur, 1979).....	75
Figura N° 32: Estimación de los aportes de CO ₂ hacia el sistema superficial procedentes de la desgasificación magmática. (Berner, 1991).....	77
Figura N° 33: Estimación de la tasa de meteorización a lo largo del Fanerozoico (según Berner y Kothavala, 2001).	79
Figura N° 34: Correlación de la curva de referencia de δ^{13} peruana del Pacífico oeste subecuatorial con las curvas de referencia del Pacífico central (Navarro, 2015).....	81
Figura N° 35: Mapa paleogeográfico de Gondwana durante el Cretáceo medio indicando la posición de lo que hoy es la cuenca andina. (Navarro, 2015).....	83
Figura N° 36: Paleogeografía del mapa del Perú en el Cretáceo medio. (Navarro, 2015).	84
Figura N° 37: Sección hipotética de la cuenca Andina durante el Neocomiano - Coniaciano. (Navarro, 2015).....	85
Figura N° 38: El nódulo o concreción desplaza al sedimento huésped durante su crecimiento, daño lugar a una deformación de las capas a su alrededor. (Torrijo et al., 1997).	93
Figura N° 39: Etapas en el crecimiento de un nódulo o concreción según el modelo dinámico. (Coleman y Raiswell, 1997).	95

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág
Tabla N° 01: Técnicas de recolección de datos utilizadas en campo y gabinete.	26
Tabla N° 02: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Colpayoc. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.	31
Tabla N° 03: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Ronquillo. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.....	35
Tabla N° 04: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.	39

ÍNDICE DE ANEXOS

ÁLBUM DE FOTOS

	Pág
SECTOR COLPAYOC	
Foto N° 44: Comienzo del miembro medio de la Formación Pariatambo, presentando una coloración oscura más intensa y la presencia de nódulos calcáreos bituminosos indicados con siluetas de color rojo.	101
Foto N° 45: Intercalación de caliza bituminosa y bancos de mayor espesor de lutita negra del miembro medio de la Formación Pariatambo.....	101
Foto N° 46: Aumento de tamaño de los bancos de caliza bituminosa y lutita negra de la parte superior del miembro medio de la Formación Pariatambo.	102
Foto N° 47: Intercalación de pequeños bancos de caliza bituminosa nodular con bancos de mayor espesor de lutitas negras que marcan el inicio del miembro superior de la Formación Pariatambo.	102
Foto N° 48: Aumento de tamaño de los bancos de caliza bituminosa y de los bancos de lutita negra debido a cambios en el régimen de sedimentación y condiciones de profundidad marina del miembro superior de la Formación Pariatambo.	103
Foto N° 49: Estratificación rítmica de calizas bituminosas y lutitas negras con una clara disminución de espesor de ambas litologías posiblemente debido a un ligero levantamiento de la cuenca marina Cajamarca y a una disminución del aporte necesario de sedimentos para dar diagénesis a estratos potentes.	103
Foto N° 50: La intercalación de calizas bituminosas y lutitas negras va sufriendo poco a poco la desaparición de éstas últimas y la silicificación progresiva hacia el techo de las calizas bituminosas.	104
Foto N° 51: Afloramiento de la facies silíceea de la Formación Pariatambo señalando la parte superior, compuesta por capas de Chert oscuro por presencia de materia orgánica en su composición original que fue caliza y ahora ha sido silicificada en su totalidad.	104
Foto N° 52: Chert de la Formación Pariatambo, nótese el bandeamiento que presenta debido a su génesis química en capas.	105

SECTOR RONQUILLO

Pág

- Foto N° 53:** Laminación en calizas bituminosas del miembro inferior de la Formación Pariatambo, ubicado en el afloramiento del río Urubamba..... 106
- Foto N° 54:** Estratificación rítmica de calizas y lutitas negras del miembro inferior de la Formación Pariatambo, la coloración parda es debida al intemperismo, afloramiento en el río Urubamba..... 106
- Foto N° 55:** Bancos de mayor espesor en la intercalación de calizas y lutitas negras del miembro inferior de la Formación Pariatambo, río Urubamba. 107
- Foto N° 56:** Contacto del miembro inferior y medio donde se puede apreciar un aumento significativo en los bancos de lutita negra bituminosa evidenciando un aumento en las condiciones anóxicas en el mar que cubría a la cuenca Cajamarca en el Albiano medio, río Urubamba. 107
- Foto N° 57:** El miembro medio de la Fm. Pariatambo se caracteriza por una intercalación de calizas mudstone grises y lutitas negras continuando la estratificación rítmica pero ya aparecen los componentes margosos, en el río Urubamba. 108
- Foto N° 58:** Afloramiento de la intercalación de calizas mudstone con margas pardas, los estratos varían entre 8 y 10 cm, en el río Urubamba. 108
- Foto N° 59:** Intercalación de calizas wackestone gris-oscuras y nodulares con Lutitas Negras que dan inicio al miembro superior de la Formación Pariatambo en el río Urubamba. 109
- Foto N° 60:** Calizas mudstone margosas y nodulares intercaladas con lutitas negras, la presencia de Bivalvos en esta parte indica un cambio en las condiciones Anóxicas de sedimentación de la Formación Pariatambo, en el río Urubamba. 109
- Foto N° 61:** Cambio gradacional de las calizas mudstone dando paso a la facies Silícea de la Fm. Pariatambo representada por el Chert. 110
- Foto N° 62:** Zoophycos, evidencia clara de presencia y actividad biológica de Bivalvos en el miembro superior de la Formación Pariatambo..... 110
- Foto N° 63:** Nódulos calcáreos típicos de la Formación Pariatambo, algunos contienen fósiles como el Ammonite que aparece en esta fotografía..... 111

SECTOR PUYLLUCANA

Pág

Foto N° 64: Los estratos de lutita negra va poco a poco haciéndose más potente terminando así el miembro inferior de la Formación Pariatambo en Puyllucana.	112
Foto N° 65: Potentes estratos de lutita negra que dan inicio al miembro medio de la Formación Pariatambo en Puyllucana.	112
Foto N° 66: Contacto entre la estratificación de calizas y lutitas negras con calizas y margas del miembro medio de la Formación Pariatambo.	113
Foto N° 67: Afloramiento tipo del miembro medio de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana, la clásica estratificación rítmica de sus calizas y lutitas negras.	113
Foto N° 68: Estratificación de Capas de caliza con capas de margas, desapareciendo las lutitas negras.	114
Foto N° 69: Estratificación rítmica entre caliza negra (crema por intemperismo) con delgadas capas de lutita negra.	114
Foto N° 70: Calizas wackestones nodulosas grises del miembro superior de la Formación Pariatambo.	115
Foto N° 71: Afloramiento del Chert de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana.	115
Foto N° 72: Se puede observar claramente el reemplazamiento desde el exterior de la caliza por sílice, aun se nota el núcleo carbonatado.	116

PLANOS Y COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

- P – 01: PLANO SATELITAL - UBICACIÓN DE LAS ZONAS DE ESTUDIO
- P – 02: PLANO DE ACCESIBILIDAD
- P – 03: IMAGEN SATELITAL - SECTOR COLPAYOC.
- P – 04: IMAGEN SATELITAL - SECTOR RONQUILLO.
- P – 05: IMAGEN SATELITAL - SECTOR PUYLLUCANA.
- P – 06: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR COLPAYOC.
- P – 07: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR RONQUILLO.
- P – 08: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR PUYLLUCANA.
- P – 09: DIAGRAMA DE SEDIMENTACIÓN DEL ALBIANO EN EL PERÚ.

- P – 10: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR COLPAYOC.
- P – 11: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR RONQUILLO.
- P – 12: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - PUYLLUCANA.
- P – 13: CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO EN LOS SECTORES ESTUDIADOS EN CAJAMARCA.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Formación Pariatambo es de edad Albiana del Cretáceo Inferior, en los sectores de estudio (Colpayoc, Ronquillo y Puyllucana) está conformada por una intercalación de Calizas y Lutitas negras bituminosas con un alto contenido de materia orgánica manifestado por su intensa coloración oscura, presenta nódulos, concreciones calcáreas, Pírita framboidal y fósiles piritizados; a diferencia de las demás formaciones cretácicas en los alrededores de Cajamarca en las cuales se ven algunas de estas características pero no de tal magnitud como en la Formación Pariatambo. En la actualidad no existen estudios que estén íntegramente direccionados en detalle de la estratigrafía de la Formación Pariatambo Cajamarca y alrededores, solo estudios regionales donde mencionan sus características estratigráficas generales, de igual manera sucede con el Evento Anóxico Oceánico que ocurrió tanto en el Perú como a nivel mundial, así como una explicación de sus causas y consecuencias que tuvo en la cuenca sedimentaria de Cajamarca, razón por la cual existe un amplio vacío de información sobre el tema y más aún la inexistencia de un estudio de análisis de secciones delgadas de roca de la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca.

FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

¿Existe una relación entre la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca y el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú mediante el análisis de secciones delgadas?

HIPÓTESIS

La Formación Pariatambo en Cajamarca y el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú están estrechamente relacionados tanto espacial como temporalmente ya que el ambiente sedimentario que generó dicho evento geológico fue propicio para que las rocas de la Formación Pariatambo puedan tener un alto contenido de materia orgánica, nódulos carbonatados y Pirita sedimentaria singenética.

JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

Por medio de la presente investigación se ha explicado cuál es la relación de la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca y el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú, así como describir y analizar la relación que tuvo la formación de estructuras sedimentarias, nódulos y fósiles piritizados así como la génesis del Chert en la Formación Pariatambo. Todos estos resultados pueden ser utilizados para investigaciones posteriores en otras ramas de la Geología y hasta podrían ser utilizados en alguna investigación de la Formación Pariatambo como roca generadora de Hidrocarburos.

ALCANCES O DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

El estudio se realizó en los alrededores de Cajamarca compuesto por los sectores Ronquillo, Colpayoc y Puyllucana. La investigación tuvo una duración de 4 meses. Las ramas de la Geología que abarcó son la Estratigrafía, el Análisis de Cuencas Sedimentarias, la Geotectónica y la Microscopía Petrográfica.

LIMITACIONES

Las limitaciones para la presente investigación fueron no poder recrear física y químicamente todas las condiciones geológicas existentes en el Albiano en la cuenca sedimentaria de Cajamarca y la falta de recursos económicos para poder haber realizado un análisis de Isotopía de Carbono, Oxígeno y Estroncio para poder así haber obtenido un conocimiento mucho más amplio sobre la relación entre la Formación Pariatambo y el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú.

OBJETIVOS

General

Determinar la relación entre la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca y el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú mediante el análisis de secciones delgadas.

Específicos

- Realizar las columnas estratigráficas de la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca.
- Describir la petrología de las rocas de la Formación Pariatambo mediante el análisis de secciones delgadas.
- Realizar una interpretación y evolución de la cuenca sedimentaria de Cajamarca durante el Albiano.

DESCRIPCIÓN DEL CONTENIDO DE LOS CAPÍTULOS

CAPÍTULO II: En este capítulo describo los antecedentes teóricos de la investigación y las bases teóricas para poder comprender básicamente la relación existente entre los Eventos Anóxicos Oceánicos y la Formación Pariatambo.

CAPÍTULO III: En este capítulo está la ubicación geográfica de los sectores de estudio, el tiempo en la cual se realizó la investigación, así como el procedimiento paso a paso que se siguió en su realización y como se analizaron y se presentaron los resultados tanto en la etapa de Gabinete y de Campo en cada uno de los sectores (Sector Colpayoc, Ronquillo y Puyucana).

CAPÍTULO IV: Este capítulo comprende los resultados a los que he llegado al final del trabajo de investigación siguiendo la secuencia de los objetivos planteados, así como la contrastación de los resultados con la Hipótesis.

CAPÍTULO V: Corresponde a las conclusiones para cada objetivo que se ha planteado y finalmente las recomendaciones de los aspectos que considero necesarios para seguir ampliando los conocimientos sobre el problema de investigación específico.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN

Chivelet, J. (2001). Ciclo del Carbono y el clima: la perspectiva geológica; El autor concluye que se tendrían que dar las siguientes condiciones para que se produzcan grandes cambios en el ciclo del Carbono y poder originar los Eventos Anóxicos Oceánicos: 1) Un abrupto incremento del CO atmosférico; 2) Elevación de las temperaturas globales; 3) Acidificación de las aguas oceánicas y eventualmente, anoxia oceánica; 4) Crisis biológica; y 5) Rápida recuperación post-evento de las condiciones originales.

Jaillard (1990). Evolución de la Margen Andina en el Norte del Perú desde el Aptiano superior hasta el Senoniano; presentada en el Boletín de la Sociedad Geológica del Perú N° 81 nos dice que la Formación Pariatambo está representada por Calizas negras, bituminosas y laminadas, ricas en Ammonites, indicando un medio euxínico de plataforma de regular profundidad ya que esta Formación representa en el Perú el evento anóxico del Albiano.

Jenkins (1980). Cretaceous Anoxic Events: from continents to oceans; Nos dice que en el Cretácico los sedimentos pelágicos son comúnmente negros y bituminosos y que tres ambientes en el tiempo definen las mayores ocurrencias de tales facies: El Barremiano superior – Aptiano – Albiano, el límite del Cenomaniano – Turoniano y uno menos extenso, el Coniaciano – Santoniano. Aquellos intervalos definen la duración de las así llamadas Eventos Anóxicos Oceánicos durante los cuales las aguas marinas globales fueron relativamente desoxigenadas o anóxicas.

Lagos, A., Sánchez, J., Quispe, Z., Palacios, O. (2006). Aportes al Análisis de Cuencas Sedimentarias en los alrededores de las localidades de Baños del Inca, Cruz Blanca y Otuzco, distrito de Cajamarca; presentado en el XIII congreso de Geología en el Perú nos dice que en el Aptiano superior hasta el Santoniano medio se inicia la transgresión marina probablemente como consecuencia del deshielo de los casquetes glaciales debido al incremento de temperaturas en las regiones polares afectando al Perú Meridional y Central, siendo éste el marco estratigráfico en el cual sedimentó la Formación Pariatambo en el Albiano.

Navarro-Ramirez, J.P., Bodin, S., Heinhofer, U., Inmenhauser, A. (2015) Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the Eastern sub-equatorial Pacific. Esta investigación documenta y discute una nueva curva de isótopos de Carbono del Pacífico subecuatorial del Este en el Perú y las evidencias químioestratigráficas para la manifestación del Evento Anóxico Oceánico 1b y 1c en la cuenca sedimentaria andina.

Robert, E., Jaillard, E., Peybernès, B., Bulot, L. (2002). La Transgresión Albiana en la Cuenca Andina (Perú central – Ecuador): Modelo General y Diacronismo de los Depósitos Marinos; los autores han realizado un estudio banco por banco de la litología de trece secciones, desde el Sur de la Cuenca Occidental Peruana hasta la orilla noroeste de la Cuenca Oriente del Ecuador y los lleva a una nueva interpretación paleoambiental general de las formaciones Inca, Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo, Jumasha y del grupo Puyucana (Fms. Yumagual y Mujarrún). El resultado principal es la comprobación del carácter diacrónico de los depósitos Albianos sucesivos a la escala de la Cuenca sedimentaria. Las facies mixtas de la base de la transgresión Albiana son diacrónicas entre las partes Oeste y Este de la Cuenca Andina, mientras que los depósitos marinos carbonatados sobreyacentes lo son a escala de la Cuenca Occidental Peruana. Las facies bituminosas primero en el Noreste de la Cuenca Occidental para luego desplazarse hacia las regiones meridionales y la Cuenca Oriente.

2.2. BASES TEÓRICAS DE LA INVESTIGACIÓN

2.2.1. Eventos Anóxicos Oceánicos (EAO)

Reciben este nombre a periodos relativamente cortos de tiempo (usualmente de decenas de cientos a miles de años) caracterizados por unas temperaturas globales extraordinariamente altas (3-7°C por encima de la época en la cual se producen) y por un bajo gradiente climático entre el Ecuador y los polos. Su desarrollo se produce generalmente en el seno de intervalos de *greenhouse*, es decir, intervalos de por sí ya cálidos y caracterizados por la ausencia de casquetes polares. La característica principal de estos eventos aparecen fuertes anomalías en el sistema Tierra, como la baja oxigenación (llegando a la anoxia) en las aguas oceánicas, e importantes perturbaciones en la Biosfera, incluyendo grandes extinciones en masa (y los posteriores periodos de recuperación biológica). Entre los EAO cabe destacar algunos eventos del Paleozoico inferior, el límite Pérmico – Triásico, el límite Triásico-Jurásico y los eventos Anóxicos oceánicos que salpicaron los periodos Jurásico y Cretácico. (Jenkins, 1980).

A pesar de que cada uno de esos eventos presenta unas características propias, hay algunas pautas que se repiten en todos ellos, y que definen el comportamiento del ciclo del Carbono. En concreto las características comunes serían: 1) abrupto incremento de CO₂ atmosférico; 2) elevación de las temperaturas globales; 3) acidificación de las aguas oceánicas y eventualmente, anoxia oceánica; 4) crisis biológica; y 5) rápida recuperación post-evento de las condiciones originales. (Chivelet, 2010).

El súbito incremento del CO₂ atmosférico puede tener diferentes orígenes, tales como una importante actividad volcánica, una aceleración en la subducción de Carbonatos, un calentamiento de grandes depósitos de Carbón en zonas de fuerte actividad ígnea, la liberación de Metano atrapado en los fondos marinos, o varios de estos procesos actuando simultáneamente. (Chivelet, 2010).

La elevación súbita del CO₂ atmosférico puede funcionar como un disparador de cada episodio hipertermal. El mayor efecto invernadero induce un incremento en la temperatura global, la consiguiente aceleración del ciclo hidrológico y la acidificación de las aguas oceánicas. A esas aguas oceánicas llegan abundantes nutrientes desde los

continentes (a través de ríos muy activos y posible incremento de incendios) y/o desde las profundidades oceánicas (a través de nuevas corrientes de *upwelling*). Las condiciones favorecen un cambio en la fertilidad del océano, con el crecimiento de organismos de caparazón calcáreo (en detrimento del plancton calcáreo) y el descenso del nivel de oxigenación de las aguas. En muchos casos, como los Eventos Anóxicos del Jurásico y Cretácico, la anoxia es generalizada en las aguas oceánicas y permite que en sus fondos se preserve materia orgánica sin oxidar. Los restos de esos organismos son así acumulados en el fondo de forma masiva, dando lugar a sedimentos muy ricos en materia orgánica. Finalmente, esta acumulación supone una retirada muy efectiva de CO₂ del sistema a través del enterramiento, permitiendo que el sistema recupere las condiciones climáticas de equilibrio anteriores al evento. En esta recuperación interviene también la aceleración de la meteorización (de silicatos y también de carbonatos) en los continentes y el drenaje de iones al océano, así como la disolución de carbonatos en los fondos oceánicos, ambos encaminados a tamponar el proceso de acidificación. (Chivelet, 2010).

Irónicamente, esas enormes acumulaciones de materia orgánica en los fondos oceánicos dan lugar a las formaciones sedimentarias que constituyen la roca madre de una gran parte de los yacimientos de petróleo que hoy se explotan en el mundo. El CO₂ retirado de la atmósfera de forma “urgente” durante los hipertermales es hoy devuelto a la atmósfera y los océanos, también de forma muy rápida a través de la quema de los derivados de ese petróleo. (Arthur, 1979).

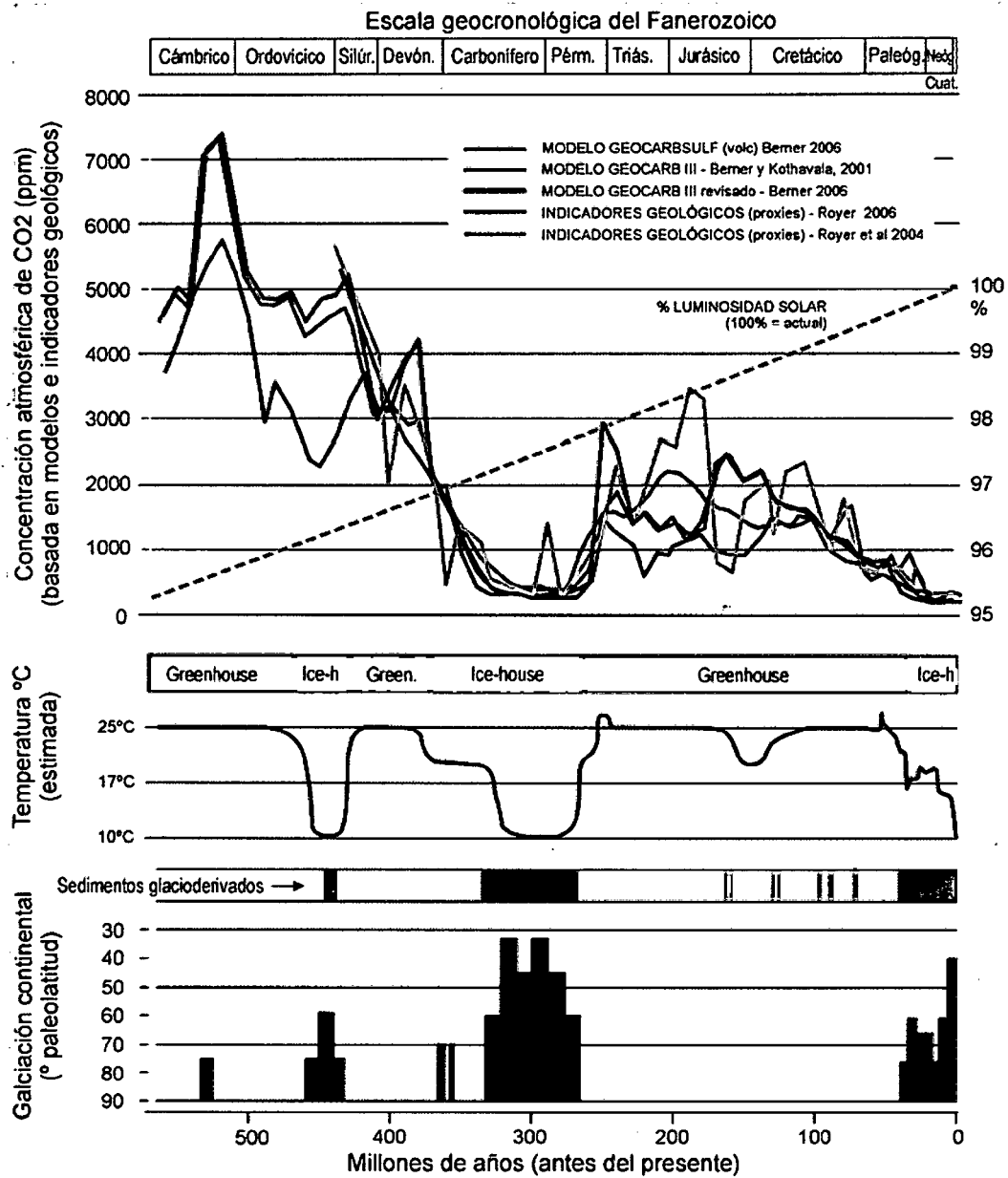


Figura N° 01: Las gráficas permiten comparar las concentraciones inferidas de CO₂ atmosférico para el conjunto del Fanerozoico (últimos 560 millones de años) y la evolución climática. Los datos de concentraciones atmosféricas de CO₂ proceden tanto de modelos geoquímicos como de indicadores geológicos (Berner y Kothavala, 2001; Royer et al., 2004; Berner, 2006; Royer, 2006). Se puede apreciar una buena correspondencia entre las diferentes curvas lo que indicaría la solidez de los resultados. A título informativo, se incluye también la curva de la evolución de la luminosidad del Sol para el Fanerozoico (Gough, 1981). Obsérvese como la luminosidad del sol crece de forma casi lineal al mismo tiempo que los niveles de CO₂ atmosférico descienden de forma neta desde el comienzo del Paleozoico hasta la actualidad. Los datos sobre las épocas climáticas están basadas fundamentalmente en Scotese (2008), Royer et al. (2004) y Cronin (2010).

2.2.2. Cuenca Sedimentaria

Es una depresión en la superficie de la corteza terrestre, rellena por sedimentos formando capas superpuestas, que representan edades geológicas sucesivas. El análisis de cuencas sedimentarias sirve para identificar, datar y caracterizar los eventos tectónicos, magmáticos y geodinámicos que ocurrieron durante su relleno. Además, estos sedimentos pueden encontrarse deformados durante o después de su depositación. (Vera, 1994).

2.2.3. Estratigrafía y Sedimentología

La Estratigrafía y la Sedimentología son 2 ciencias muy importantes para la Geología, nos sirven para entender los procesos de sedimentación que dieron origen a las rocas sedimentarias que vemos hoy en día a nuestro alrededor.

Los objetivos de cualquier investigación estratigráfica, y en consecuencia de la Estratigrafía y Sedimentología son los siguientes (Vera. 1994):

- **Identificación de Materiales:** Es el objetivo más elemental y consiste en el reconocimiento y la identificación de los diferentes tipos de materiales estratificados, conociendo su litología, texturas, estructuras, propiedades geofísicas, geoquímicas y contenido fósil, a este conjunto de propiedades se le conoce como facies. (Vera. 1994).
- **Delimitación de unidades litoestratigráficas:** Este objetivo es sucesivo al anterior y consiste en delimitar volúmenes de rocas sedimentarias en función de su litología. Estas unidades serán representables sobre mapas topográficos mediante la cartografía litoestratigráficas. (Vera. 1994).
- **Ordenación relativa de las unidades (secciones estratigráficas):** Estudia la relación entre cada dos unidades litoestratigráficas superpuestas, deduciendo la continuidad o discontinuidad del proceso sedimentario entre ellas. (Vera. 1994).
- **Interpretación genética de las unidades:** Una vez establecida la trama de las unidades litoestratigráficas se aplica el principio de uniformismo, comparando los datos observados en cada una de ellas y los conocidos en los diferentes medios sedimentarios actuales. De este objetivo se ocupa más la sedimentología y pretende

llegar a conocer las condiciones sedimentarias reinantes desde el inicio del depósito de los materiales más antiguos hasta la sedimentación de los más modernos. (Vera. 1994).

- **Levantamiento de secciones estratigráficas:** Consiste en la ordenación temporal de todas las unidades litoestratigráficas presentes en un área concreta, desde las más antiguas hasta las más modernas, estableciendo la denominada sección estratigráfica local. Por comparación con secciones estratigráficas de áreas cercanas y mediante observaciones de las geometrías de los cuerpos de rocas estratificadas se deducen, también las relaciones laterales de unidades. (Vera. 1994).
- **Correlación:** Una vez establecidas las secciones estratigráficas de diferentes áreas se establece la equivalencia de los diferentes estratos y por el contenido fósil o por propiedades físicas de determinados niveles se dibujan isócronas en las distintas secciones. A estos se le llama correlación temporal o simplemente correlación. (Vera. 1994).
- **Introducción de la coordenada tiempo:** Se pretende disponer del mayor número de datos posibles para fijar la edad de los materiales, a partir de los datos bioestratigráficos y en la medida de lo posible de datos radiométricos y magnetoestratigráficos. Con ello se delimitan las unidades bioestratigráficas, cronoestratigráficas, y a veces, además, las magnetoestratigráficas. (Vera. 1994).
- **Análisis de cuencas:** Es el objetivo final (a veces ideal) de cualquier trabajo estratigráfico. Pretende conocer por una parte la geometría y génesis de cada cuenca sedimentaria y por otra parte la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales estratificados depositados en ella. Los datos del análisis de cuencas constituyen la fuente de información en la que se nutre la Geología Histórica. (Vera. 1994).

a. Tipos de Estratificación

Los criterios que pueden servir para tipificar la estratificación son diversos, aunque esencialmente se basan en dos aspectos fundamentales: la geometría de los estratos individuales y los rasgos distintivos de las asociaciones de estratos sucesivos. (Vera. 1994).

✓ Geometría de los Estratos

Considerando los estratos individualmente se puede establecer una clasificación de tipos geométricos a partir de la geometría del techo y del piso. (Vera. 1994).

- **Estratos tabulares:** cuando las dos superficies de estratificación (techo y piso) son planas y paralelas entre sí. (Vera. 1994).
- **Estratos irregulares con muro erosivo:** Son estratos con gran extensión lateral, con un piso irregular y un techo plano por lo que su espesor varía. (Vera. 1994).
- **Estratos acanalados:** Con escasa extensión lateral y espesor muy variable con una geometría interna semejante a la de la sección de un canal. (Vera. 1994).
- **Estratos lenticulares:** Son discontinuos con el piso plano y el techo convexo. Una variante de estos son los estratos con forma biconvexa. (Vera. 1994).
- **Estratos ondulados:** Se caracterizan por ser continuos con piso plano y techo ondulado, con estructuras de ripples de corrientes o de olas. (Vera. 1994).

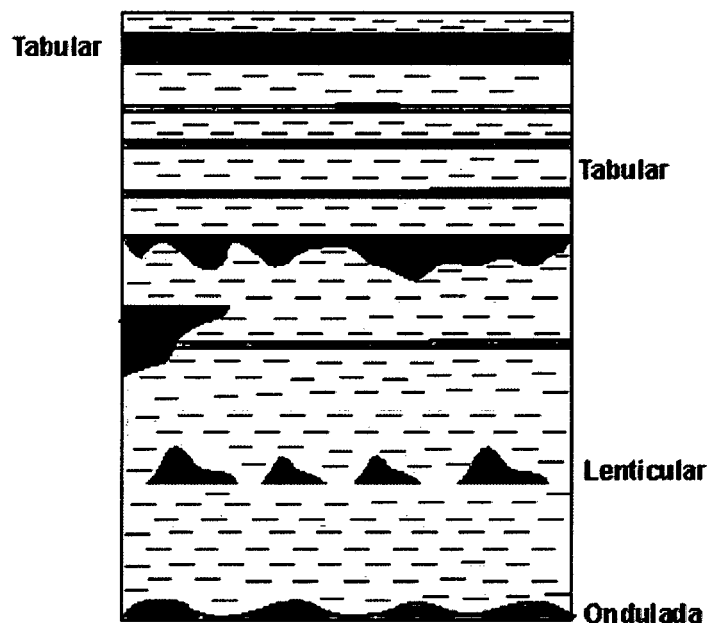


Figura N° 02: Tipos más simples de geometrías de estratos de acuerdo con su continuidad, forma de las superficies de estratificación y variación lateral de espesor. (Vera. 1994).

b. Asociación de Estratos

Cuando se analizan conjuntos de estratos superpuestos se puede realizar diversas clasificaciones basadas en criterios de tipo descriptivo que en gran parte representan diferentes tipos de génesis. (Vera. 1994).

Un primer aspecto a considerar es la ordenación de espesores de los estratos individuales en los conjuntos de estratos sucesivos. En la figura N° 03 se esquematizan las diversas posibilidades de ordenación de espesores y se dan los siguientes nombres (Vera. 1994):

- **Uniforme:** Los espesores de los estratos sucesivos tienen todos ellos unos valores análogos, con un valor real muy cercano a la media estadística de todos los espesores. (Vera. 1994).
- **Aleatorio o de espesor variable:** Los espesores de los diferentes estratos superpuestos son muy variables y no presentan ninguna ordenación definida. (Vera. 1994).
- **Estrato creciente:** los espesores tienen una ordenación en lotes de estratos con valores de espesores crecientes hacia el techo, dentro de cada lote. Este tipo de ordenamiento también se le conoce como secuencia negativa. (Vera. 1994).
- **Estrato decreciente:** Es el contrario del anterior o sea con disminución de los espesores de los estratos hacia el techo en cada lote. Este tipo de ordenamiento también se le conoce con el nombre de secuencia positiva. (Vera. 1994).
- **En haces:** Los espesores de los estratos se distribuyen por lotes de estratos de espesores uniformes dentro de cada lote y diferentes entre lotes. (Vera. 1994).

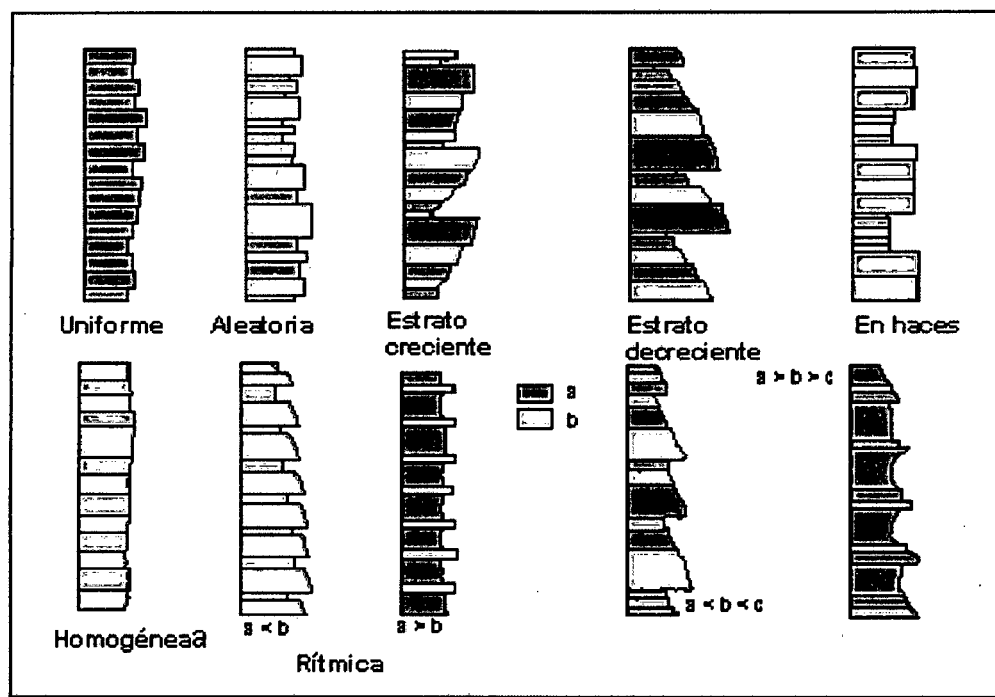


Figura N° 03: Tipos de asociaciones de estratos de acuerdo con la distribución de los espesores y de las litologías presentes. (Vera. 1994).

c. Medidas de la Estratificación

El estudio de la estratificación, bajo su aspecto geométrico, permite realizar la medida de tres valores: dirección (ángulo que forma con el Norte geográfico la línea de intersección de la superficie de estratificación con un plano horizontal); buzamiento (ángulo que forma la superficie de un estrato con la horizontal, medido en un plano perpendicular a la dirección); y espesor de un estrato (distancia entre los planos de estratificación que lo limitan, medida perpendicular a ellos).

En condiciones normales el espesor de un conjunto de estratos, será la distancia entre sus límites medida perpendicular a ellos y representa el espesor actual de los materiales sedimentarios durante un determinado intervalo de tiempo.

El problema se plantea cuando la sedimentación se realiza sobre una pendiente deposicional, sobre la que los estratos se apilan lateralmente; pues si bien el espesor del conjunto de estratos valora el espesor real de los materiales sedimentarios durante un lapso de tiempo, la potencia de la unidad distinguida corresponde a la altura actual que

comprende dicha unidad, medida sobre la vertical del depósito en el momento de la sedimentación. (Vera. 1994).

A continuación se presentan un método con los cuales se puede medir el espesor de los estratos, de esta manera se realiza el levantamiento de columnas estratigráficas.

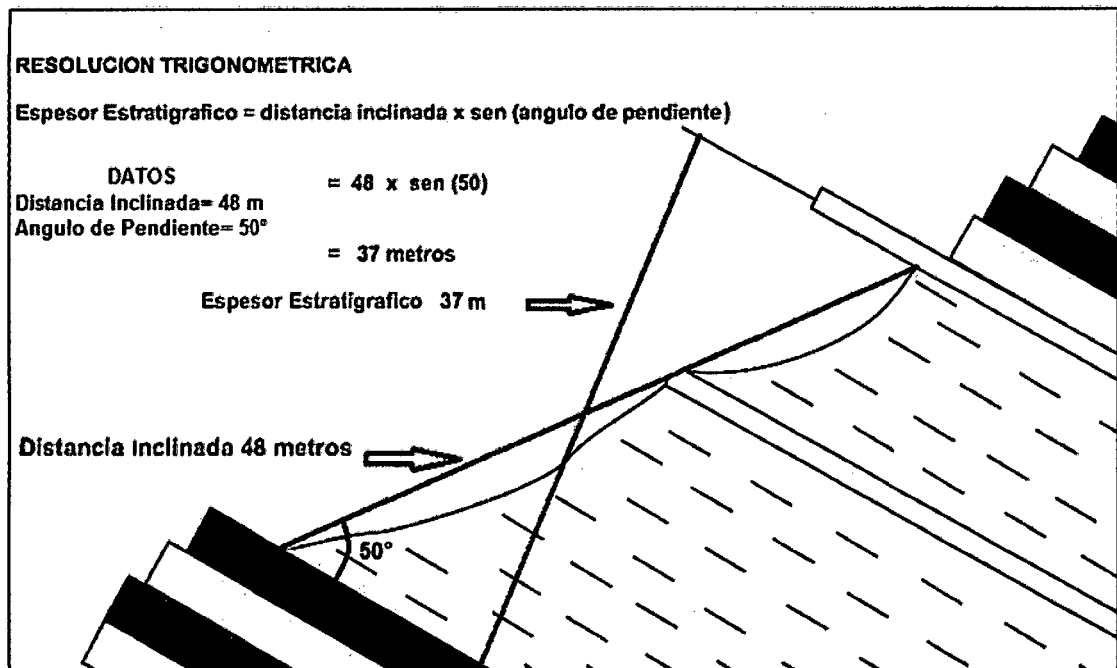


Figura N° 04: Método de medición de estratos en campo y su respectiva corrección matemática. (Vera. 1994).

2.2.4. Clasificación de las Rocas Carbonatadas

Al contrario de lo que ocurre con las rocas terrígenas, las rocas carbonatadas están compuestas por material formado mayoritariamente en el mismo lugar donde se produce la acumulación final del sedimento, o próximo a él. Gran parte del sedimento se produce por procesos biológicos. En las calizas antiguas, los dos carbonatos más comunes son la Calcita, CaCO_3 y la Dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, ambos romboédricos, En los sedimentos carbonatados, recientes de ambiente marino somero, el Aragonito también CaCO_3 (ortorrómbico) es abundante. Este mineral es inestable en las condiciones que prevalecen normalmente en los sedimentos y de modo habitual se disuelve en cuanto el sedimento o roca que lo contiene entra en contacto con aguas circulantes de origen meteórico. Otra posibilidad de transformación es la inversión directa de su estructura a la de la Calcita. La Dolomita es normalmente un mineral secundario por reemplazamiento del Carbonato de Calcio, si bien esta sustitución (dolomitización)

puede producirse en los sedimentos muy poco después de su depósito. (MacKenzie, 1997).

a. Componentes

Los tres componentes más importantes de las rocas carbonatadas son los componentes aloquímicos, la Calcita microcristalina y la Calcita esparítica.

- Los componentes aloquímicos son agregados estructurados de sedimento carbonatado que se han formado dentro de la cuenca de sedimentación. Incluyen los ooides, bioclastos, peloides, intraclastos y oncoides (Fig. N° 05). (MacKenzie, 1997).

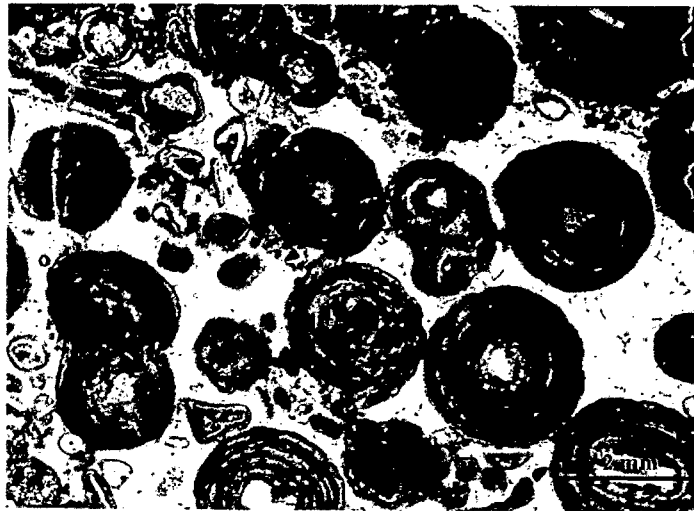


Figura N° 05: Granos de 2mm de diámetro, cuyas superficies externas no son tan suaves como las de la mayor parte de ooides, aunque la laminación concéntrica es muy regular. (MacKenzie, 1997).

- La Calcita microcristalina o Micrita es el sedimento carbonatado en forma de granos de diámetro menor de $5\mu\text{m}$. La mayor parte se forma dentro de la propia cuenca de sedimentación, bien como precipitado a partir del agua del mar, bien por desintegración de las partes duras de algunos órganos, como por ejemplo las algas verdes. El término barro carbonatado también suele ser empleado para referirse a este sedimento fino (el término barro, en castellano, no presenta las connotaciones granulométricas que tiene su equivalente inglés *mud* y es un término de uso frecuente). (MacKenzie, 1997).

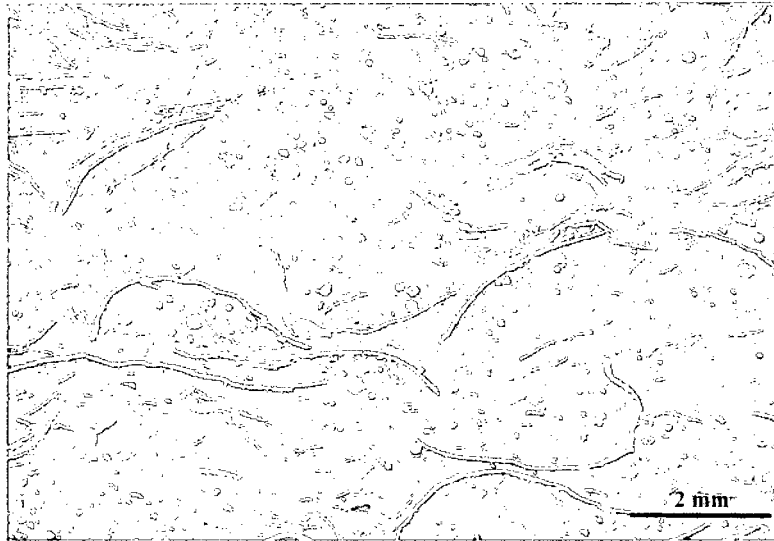


Figura N° 06: Micrita entre las conchas de bivalvos planctónicos con pequeñas zonas circulares de Esparita que probablemente sean moldes calcíticos de microfósiles silíceos. (MacKenzie, 1997).

- La Calcita esparítica o Esparita se presenta en cristales de más de $5\mu\text{m}$ de diámetro. La mayor parte es de grano grueso, con cristales que fácilmente alcanzan dimensiones de 1mm. Habitualmente es el componente principal del cemento de relleno de poros y por tanto, puede haberse formado en la roca muy posteriormente al depósito original de los alquímicos y la Micrita.(MacKenzie, 1997).

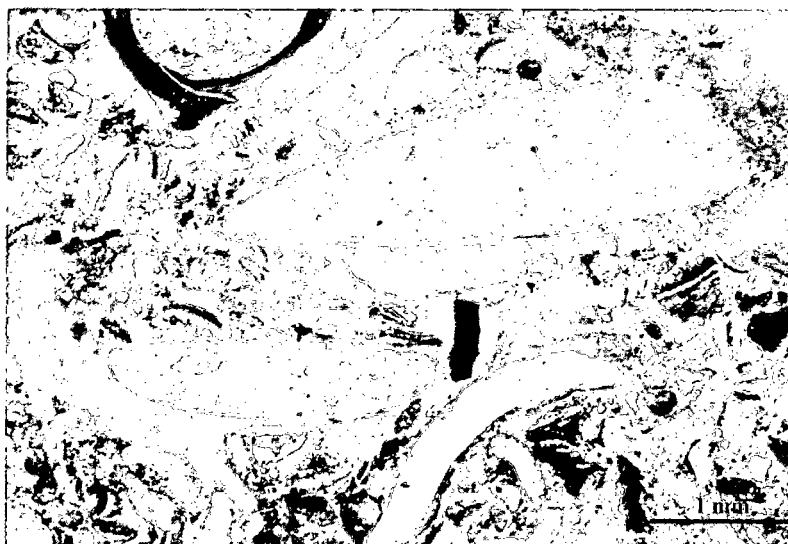


Figura N° 07: Concha de molusco rellena por cemento de Calcita esparítica, aunque la mayor parte de la Esparita tiene composición de Calcita ferrosa evidenciada por su tinción en azul. (MacKenzie, 1997).

Proporciones volumétricas de aloquímicos		> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		
		Calcita esparítica > micrita	Micrita > calcita esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos	
> 25 % de intraclastos		INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Componentes aloquímicos más abundantes	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS	
> 25 % de ooides		OOESPARITA	OOMICRITA		Ooides MICRITA CON OOIDES	
< 25 % de intraclastos	< 25 % de ooides. Relación en volumen bioclastos:peloides	> 3:1	BIOESPARITA		BIOMICRITA	Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA
		de 3:1 a 1:3	BIOPELESPARITA		BIOPELMICRITA	Peloides MICRITA CON PELOIDES
		< 1:3	PELESPARITA		PELMICRITA	
					MICRITA o, si se observan zonas esparíticas, DISMICRITA	
					BOLITITO	
					Rocas arrecifales y biohermales sin modificar	

Figura N° 08: Clasificación de las rocas carbonatadas basada en el método de Folk. Los nombres que se emplean para las rocas se han indicado en letras mayúsculas. (MacKenzie, 1997).

Más de 2/3 de matriz micrítica				Esparita y micrita en proporciones similares	Más de 2/3 de cemento esparítico		
0-1 % de aloquímicos	1-10 % de aloquímicos	10-50 % de aloquímicos	Más del 50 % de aloquímicos		Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados
Micrita y dismicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada
Matriz micrítica		Cemento de calcita esparítica					

Figura Nº 09: Rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas, ilustradas usando los términos de la clasificación de Folk. (MacKenzie, 1997).

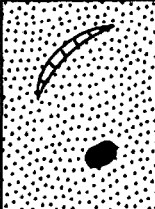
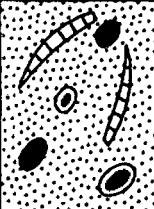
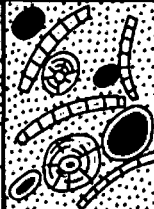



Textura deposicional reconocible					Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clástico soportado sin barro micrítico	Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado			
Esqueleto matriz-soportado	Esqueleto matriz-soportado				
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Figura N° 10: Clasificación de Dunham, 1962. Modificado de Moore, 2001. (Atlas de Petrología Sedimentaria, 2010).

2.2.5. Análisis de Secciones delgadas

El estudio de rocas en lámina delgada mediante el microscopio de polarización fue iniciado por Henry Clifton Sorby a mediados del siglo XIX. Las primeras rocas estudiadas por este investigador fueron las calizas silicificadas del Jurásico de Yorkshire (Inglaterra) y sus resultados se publicaron en 1851. Su discurso como presidente de la Sociedad Geológica de Londres, en 1879, tenía como título *Sobre la textura y origen de las Calizas*. En esta época realizó un conjunto de láminas con dibujos ayudándose de un dispositivo de cámara clara, que tuvieron una difusión de ámbito privado. Estos dibujos ilustraban las características microscópicas de Calizas de todo el registro sedimentario británico y a la vez constituyeron el primer Atlas Petrográfico. (MacKenzie, 1997).

Las láminas de sección delgadas tienen un espesor promedio estándar de 0,03 mm y para analizar las secciones delgadas de rocas carbonatadas como en la presente investigación científica se siguen los siguientes pasos:

- Preparar la lámina con una adecuada limpieza en su superficie (ausencia de polvo, grasa y no tocar con los dedos.).

- Preparar dos soluciones de colorantes:

Solución A: Rojo de Alizarina S en una concentración de 0,2 g/100 ml de Ácido Clorhídrico al 1.5% (o 15 ml de ácido en 1 litro de agua destilada).

Solución B: Ferrocianuro Potásico en una concentración de 2g/100 ml de Ácido Clorhídrico al 1.5 %.

- Mezclar las soluciones A y B en la proporción de 3 partes en volumen de A y 2 partes de B.
- Sumergir la lámina delgada en la solución mezcla durante 30-45 seg y agitar suavemente evitando la formación de burbujas de gas en la superficie de la roca.
- Lavar la superficie de roca teñida con un chorro de agua (preferible de agua destilada, si bien puede utilizarse con agua corriente) durante unos segundos.
- Esperar hasta el secado completo de la lámina.
- Poner el cubreobjetos de vidrio y colocar la placa en la platina del Microscopio Petrográfico para su respectivo análisis. Como resultado de la aplicación de estos tintes se tendrán los siguientes resultados, se tiñen de rojo la Calcita, Whiterita, Calcita Magnésiana y Aragonito, se teñirán de púrpura la Ankerita, Ferrodolomita, Estroncianita y Cerusita, no se teñirán otros Carbonatos ni Sulfatos tales como Siderita, Dolomita, Rodocrosita, Anhidrita , Magnesita, Smithsonita y el Yeso. (MacKenzie, 1997).

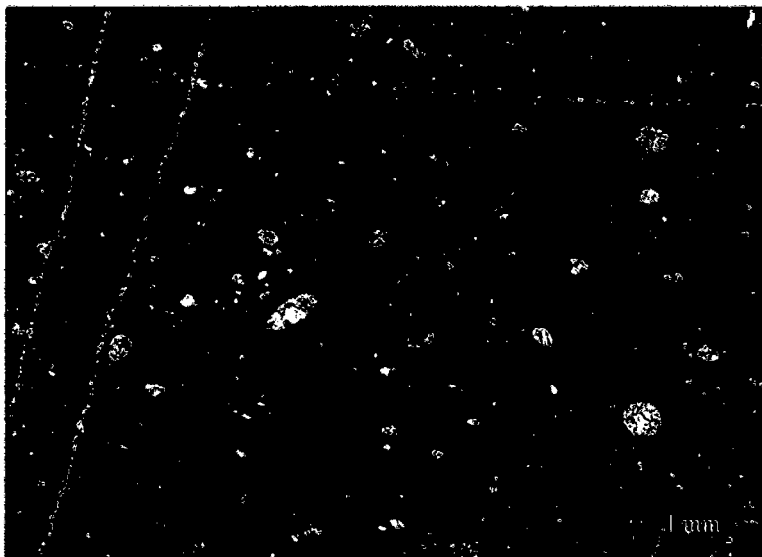


Figura N° 11: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de caliza mudstone, roca con textura soportada por la matriz y con menos del 10% de componentes aloquímicos en este caso los aloquímicos son microfósiles foraminíferos y moldes calcícos de radiolarios. (MacKenzie. 1997).

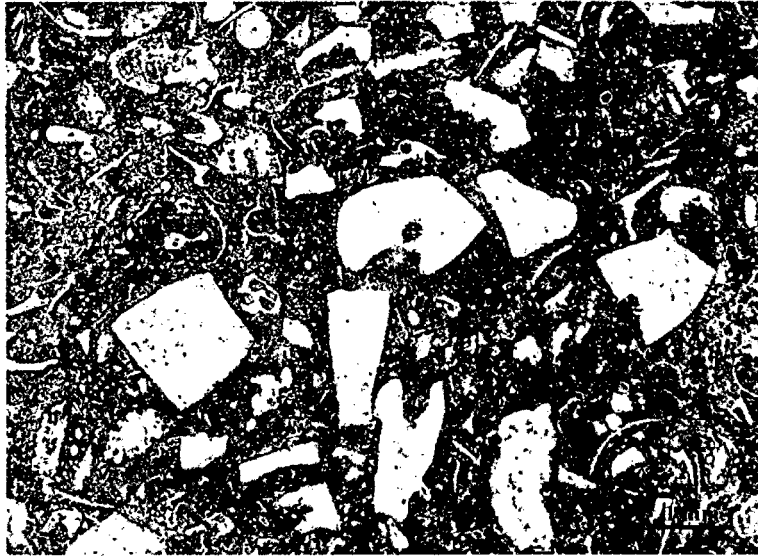


Figura N° 12: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de caliza wackestone, los granos son bioclastos, principalmente placas de equinodermos junto con algunos briozoos. (MacKenzie. 1997).

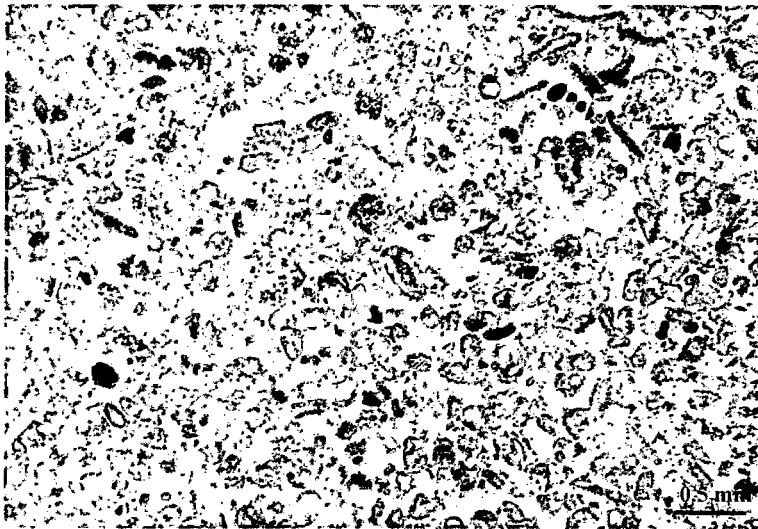


Figura N° 13: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de caliza en el cual el proceso de silicificación no ha sido completo, los granos pardos son Calcita inalterada. (MacKenzie. 1997).



Figura N° 14: Vista al microscopio petrográfico de una muestra de caliza con abundantes valvas de bivalvos fosilizados. (MacKenzie. 1997).

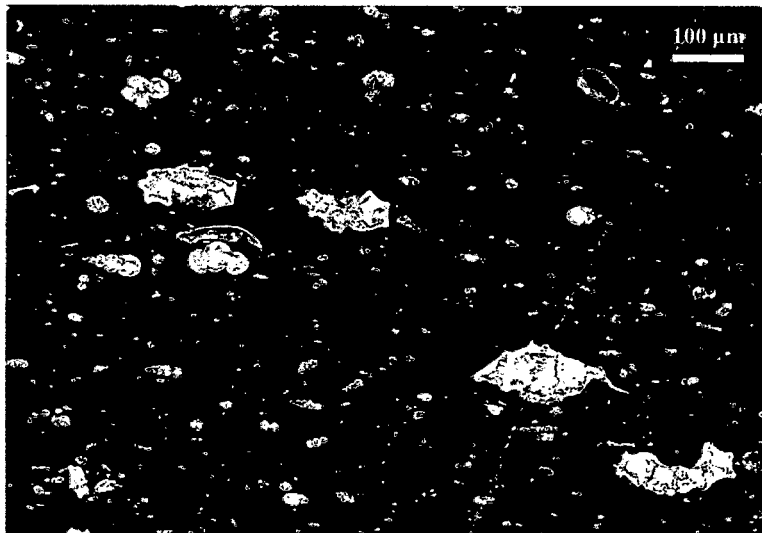


Figura N° 15: Vista al microscopio petrográfico donde se muestran numerosos foraminíferos incluidos en una matriz micrítica casi opaca, las morfologías carenadas de mayor tamaño son globorrotálidos, mientras que las de menor tamaño con cámaras redondeadas son globigerínidos. (MacKenzie. 1997).

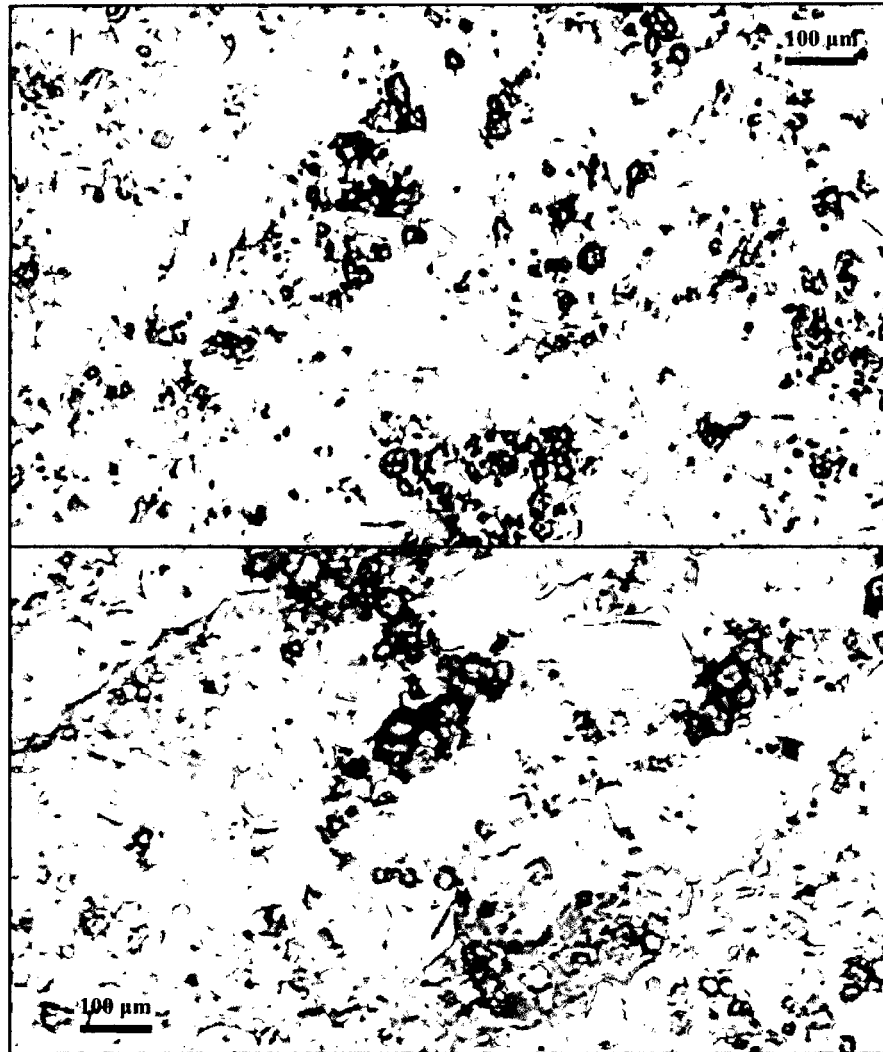


Figura N° 16: Vistas al microscopio petrográfico de una caliza Packstone con presencia de algas y foraminíferos globigerinidos. (Atlas de petrología sedimentaria, 1997).

2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

ANÓXICO: Término que se aplica para describir un medio caracterizado por la presencia de grandes volúmenes de agua estancada, desoxigenada y en condiciones reductoras. (Arthur, 1979).

CARBONO ORGÁNICO TOTAL (TOC): Es el remanente de la antigua vida conservado en rocas sedimentarias después de la degradación por procesos bacterianos y químicos, modificado mediante la temperatura, la presión y el tiempo. (Peters et al, 1994).

EAO: Abreviatura de “Evento Anóxico Oceánico” (Jenkins, 1980).

ESPARITA: Parte de las rocas carbonatadas compuesta por cristales de Calcita que pueden ser vistos a simple vista. (MacKenzie, 1997).

FRAMBOIDAL: Describe una característica común a ciertos minerales sedimentarios, en particular la Pirita (FeS_2) y comprende agregados más o menos esféricos de micro cristales euhedrales. (Rust, 1935).

KERÓGENO: Es un material insoluble formado por la descomposición de la materia orgánica asimilada por los sedimentos. (Boyer C. et al., 2006).

MICRITA: Parte de las rocas carbonatadas compuesta por el llamado barro carbonatado. (MacKenzie, 1997).

NÓDULOS CARBONATADOS: Formas irregulares, esféricas, sin estructura interna de composición diferente a la de la roca en que aparecen encajadas, se forman cuando a una etapa de sedimentación arcillosa le sucede una de material más calcáreo, el carbonato se concentra en las primeras etapas diagenéticas, formando nódulos. (Agueda, 2004).

OAE: Abreviatura de “Oceanic Anoxic Events” (Jenkins, 1980).

SEPTARIAS: Estructuras subesféricas de entre 10 – 40 cm, dos sistemas de grietas, uno radial y otro concéntrico, la intersección de los dos da un trazado poligonal. El material que rellena las grietas es Calcita, el resto puede ser Lutita. (Agueda, 2004).

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de Investigación está ubicada en el continente Sudamericano, en el país de Perú y específicamente en los alrededores de la ciudad de Cajamarca, comprendiendo el Sector Ronquillo, el Sector Colpayoc y el Sector Puyucana. Geológicamente los dos primeros sectores se ubican al NE de la carta “15-f”, mientras que el último sector se encuentra al NW de la carta “15-g” según el INGEMMET. (Ver Anexos – Plano Satelital – Ubicación de las Zonas de Estudio P - 01).

La presente investigación se realizó durante los meses de julio, agosto, setiembre y octubre del año 2015.

3.1.1. ACCESIBILIDAD

(Ver Anexos – Plano de Accesibilidad P – 02).

SECTOR COLPAYOC; Se accede por la carretera a Cajamarca - Chamis Alto y 30 min. de caminata por el camino de herradura hacia el NW.

SECTOR RONQUILLO; Se accede siguiendo la Av. Perú hasta llegar al Jr. Ronquillo para continuar por el camino de herradura aprox. 20 min hacia el NW.

SECTOR PUYLUCANA; Se accede por la carretera Cajamarca – Baños del Inca y luego seguir por la carretera Baños del Inca – Puyucana y caminar aprox 15 min hacia el W.

a. PROCEDIMIENTO

El proceso que se siguió en la realización de la presente investigación se dividió en tres etapas, la etapa de recolección de toda la información bibliográfica existente relacionada al tema de investigación, luego se procedió a la etapa de campo en la cual se siguió los siguientes pasos; visita a cada uno de los sectores (Colpayoc, Ronquillo y Puyucana), medición de la columna estratigráfica, así como la observación directa de todas las características estratigráficas de los afloramientos de la Formación Pariatambo en cada uno de los sectores para su posterior análisis; se procedió a obtener 5 muestras de roca de cada sector para su descripción macroscópica y el posterior análisis de sus respectivas secciones delgadas (15 en total, las cuales fueron realizadas en la ciudad de Lima), y finalmente la etapa de Gabinete en la cual se realizó el análisis de las secciones delgadas y con estos resultados se ha realizado la contrastación de la Hipótesis.

Variables	Indicadores	Técnica	Instrumento
Litología	Cartografiado Geológico	Observación directa / mapeo de afloramientos de la Formación Pariatambo en cada sector	Mapa topográfico base/ Colores, Lápices, protactor, Brújula y GPS navegador, libreta de campo, Softwares.
Minerales	Minerales Indicadores (Pirita framboidal, Calcita Ferrosa).	Observación directa macroscópica / microscópica	Lápiz de dureza, Lupa IWAMOTO 20x, HCl 10%, Microscopio Petrográfico Nikon.
Estructuras Sedimentarias	Columna Estratigráfica	Observación directa	Formato para columnas estratigráficas, libreta de campo. Softwares.
Aumento del CO₂ en la atmósfera	Datos paleoclimáticos	Análisis de puntos más altos	Gráficas
Calentamiento Global	Datos paleoclimáticos	Análisis de puntos más altos	Gráficas

Tabla Nº 01: Técnicas de recolección de datos utilizadas en campo y gabinete.

b. TRATAMIENTO, ANÁLISIS DE DATOS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Con los datos obtenidos en campo se realizó el cartografiado geológico de la Formación Pariatambo al igual que una columna estratigráfica de cada sector en los alrededores de Cajamarca. De las muestras de roca obtenidas en campo se realizó el análisis de secciones delgadas para la descripción microscópica y así se evidenció al Evento Oceánico Anóxico del Albiano en el Perú. Con todos los resultados que se obtuvieron se los interpretó y me sirvieron para poder realizar una interpretación paleogeográfica y estratigráfica de la cuenca marina del Albiano en los alrededores de Cajamarca en la cual se originó la Formación Pariatambo. Estos resultados han sido presentados a manera de Planos y de Columnas Estratigráficas correlacionadas.

3.1.2. Generalidades de la Formación Pariatambo (INGEMMET)

La Formación Pariatambo representa la parte superior del Albiano y está compuesta de calizas de color oscuro a negras, bituminosas, fétidas, intercaladas con margas y lutitas calcáreas de color gris oscuro, este color oscuro de la formación es una guía para diferenciarla de otras formaciones calcáreas del Cretácico.

Suprayace concordantemente a la Formación Chúlec e infrayace en Cajamarca en aparente discordancia a la Formación Yumagual y en el Perú central a la Formación Jumasha.

La Formación Pariatambo tienen una rica fauna marina, contiene Ammonites, bivalvos y crinoides del Albiano superior.

En la parte Nororiental del Geoanticlinal del Marañón la secuencia de las Formaciones Chúlec y Pariatambo está condensada en la Formación Crisnejas, formando una sola unidad consistente de lutitas calcáreas verde amarillentas, areniscas y calizas arenosas pardo amarillentas en la parte superior. (Reyes. 1980).

a. Litología y Grosor de la Formación Pariatambo:

El desarrollo más típico de la Formación Pariatambo, se encuentra en los cuadrángulos de Cutervo, Chota y Celendín, donde presenta un grosor de 150-250 m de caliza con intercalaciones delgadas de lutitas. La caliza es fina de color negro, bituminosa y

generalmente tiene un olor fétido. Su estratificación es delgada y uniforme de tal manera que forma lajas bastante características.

Las lutitas son negras y bituminosas y ocurren como intercalaciones delgadas entre las capas calcáreas. Esta facies de la Formación Pariatambo, es bien fosilífera, con abundantes Ammonites bien conservados y escamas de peces.

Yendo hacia el norte y hacia el Oeste del área de Chota y Celendín, la Formación Pariatambo se vuelve tobácea. En el valle del Jequetepeque, la formación consiste en calizas oscuras intercaladas con lutitas grises y tobas de color violáceo. La misma facies aflora en los alrededores al Nor-Oriente de Chepén y en el sector oriental de Chogoyape.

Las intercalaciones tobáceas se vuelven más importantes en los sectores más occidentales de los cuadrángulos de Chogoyape y Chepén, donde comúnmente constituyen la mayor parte de la formación. Esta facies bien tobácea, aflora en el área de Huaca Blanca (al sur del pueblo de Chogoyape), en los alrededores de Culpón, en el valle de Zaña y en el sector "Las Viejas" en Chepén. Generalmente consiste de 200 a 300m de tobas bien estratificadas con intercalaciones de caliza gris. A pesar de la diferencia de litología, se notan las mismas características de estratificación con las rocas calcáreas que afloran en el área de Cutervo y Chota las tobas son finas, duras y solidificadas, sobresalen a las capas calcáreas. Estas últimas también han sufrido silicificación en algunas áreas. (Reyes. 1980).

b. Edad y Correlación:

La fauna de la Formación Pariatambo está compuesta mayormente por especies Ammonites y escamas de peces. La facies calcárea de la Formación es bien fosilífera, pero los Ammonites son relativamente escasos en la facies tobácea del sector occidental de la región. Sin embargo, todas las facies contienen Oxitropidoceras Carbonarium (GABB), que indica la parte superior del Albiano Medio.

La Formación Pariatambo se correlaciona con la parte superior de la Formación Crisnejas del valle del Alto Marañón. También equivale a la Formación Muerto de los cerros Amotape, cuya litología de calizas oscuras en capas delgadas intercaladas con lutitas y tobas, es idéntica a una gran parte de la Formación Pariatambo en la región Cajamarca. (Reyes. 1980).

c. Ambiente de Formación:

El hundimiento progresivo iniciado por las Formaciones Inca y Chulec, continuó durante la parte tardía del Albiano Medio. La cubeta que se había formado en el tiempo de la Formación Chulec en el área de Chota y Celendín se acentuó hasta formar una cuenca definida en la cual el ambiente fue euxínico. La fauna fue exclusivamente pelágica y la falta de oxígeno en el fondo de la cuenca permitió la deposición de sedimentos bituminosos.

Esta cuenca siguió hacia el sur y quizá también al noroeste, pero estaba cerrada al Este y Oeste por plataformas menos profundas. El material tobáceo en el sector occidental del área tiene que haber provenido del Oeste o Norte. Sin embargo no se conoce la ubicación precisa de este volcánico Albiano. (Reyes. 1980).

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	Grosor (m)	LITOLOGIA	DESCRIPCION	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	Dep. fluviales y aluviales			Arenas, gravas.	
		PLEISTOCENO	Dep. lagunares y glaciares			Limos, arcillas.	
		PLIOCENO	Formación Condebamba	150		Conglomerados, areniscas y arcillas rojas.	
	NEOGENO	MIOCENO	Sup.	Formación Cajabamba	200		Lulitas, lodolitas, areniscas finas blanco amarillentas.
			Inf.	Formación Bambamarca	300		Tobas dacíticas y traquiandesíticas blanquecinas. Disc. ang.
	PALEOGENO	OLIGOCENO	Grupo Callipuy	Formación Porculla	2100		Tobas blanco amarillentas intercaladas con areniscas rojizas, aglomerados y piroclastos.
							Dacita
		EOCENO	Formación Llama	600		Intercalación de derrames andesíticos, tobas blanquecinas, areniscas tobáceas y conglomerados lenticulares.	
						Diorita	
	PALEOCENO	Formación Chota	500		Tobas blanquecinas intercaladas con delgados lechos de areniscas y lutitas tobáceas.		
				Derrames y brechas andesíticas.			
MESOZOICO	CRETACEO	SUPERIOR	Formación Chota	500		Conglomerados con cantos de cuarcita.	
			Formación Celendín	200		Conglomerados con cantos de calizas y areniscas rojizas	
			Formación Cajamarca	600-700		Calizas, margas y lutitas gris amarillentas.	
			Grupo Quilquiñán	500		Calizas gris azuladas, macizas, con delgadas intercalaciones de lutitas y margas.	
			Grupo Pullucana	700		Calizas nodulares macizas, margas y lutitas pardo-amarillentas fosilíferas.	
		INFERIOR	Formación Pariatambo	150-200		Calizas gris parduscas, fosilíferas, margas y escasos niveles de lutitas.	
			Formación Chulec	200-250		Lutitas grises o negras, calizas bituminosas nodulares.	
			Formación Inca	150		Calizas arenosas, lutitas calcáreas y margas.	
			Grupo Cuyllansiquiza	Formación Farrat	500		Areniscas calcáreas y limolitas ferruginosas.
				Formación Carhuáz	500		Cuarcitas y areniscas blancas.
	Formación Chimú	80-600			Areniscas rojizas y cuarcitas blancas intercaladas con lutitas grises.		
	JURASICO	SUPERIOR	Formación Chicama	500		Lutitas grises y calizas margosas.	
						Areniscas, cuarcitas, lutitas y niveles de carbón en la parte inferior, principalmente cuarcitas en la parte superior.	
MEDIO		Formación Oyatún	500		Lutitas negras, laminares y deleznales, con intercalaciones de areniscas grises y horizontes arcillosos.		
TRIASICO	SUPERIOR	Grupo Pucará	700-800		Disc. ang.		
					Tobas, brechas y derrames andesíticos.		
PALEOZOICO	PERMIANO	SUPERIOR	Grupo Mitu	300		Tonalita/granodiorita	
						Calizas gris azuladas, macizas con nódulos silíceos.	
PALEOZOICO	ORDOVICIANO	Formación Salas	?		Disc. ang.		
					Areniscas, limolitas y conglomerados rojizos.		
PROTEROZOICO		Complejo Olmos	?		Disc. ang.		
						Filitas pelíticas y tobáceas de colores marrones y negruzcos con algunas cuarcitas hacia la parte superior.	
						Disc. ang.	
						Esquistos gris verdosos y anfibolitas.	

Figura N° 17: Ubicación de la Formación Pariatambo en la columna estratigráfica de la región Cajamarca, se puede observar como suprayace en concordancia a la Formación Chulec e infrayace con la misma relación al Grupo Pullucana (Formación Yumagual y Formación Mujarrún). (INGEMMET 2007).

3.2. ETAPA DE CAMPO

3.2.1. SECTOR COLPAYOC

- **Espesor de la Columna Estratigráfica:** El afloramiento de la Formación tiene un espesor de 148 m que fueron levantados y plasmados en una columna estratigráfica. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica del Sector Colpayoc P-10).

FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR COLPAYOC			
PISO		TECHO	
E	N	E	N
765471	9212432	764010	9212550

Tabla N° 02: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Colpayoc. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.



Foto N° 01: Vista de un afloramiento de la Fm. Pariatambo desde la parte sur del cerro Colpayoc, claramente se pueden observar la coloración oscura de su litología dentro del área delimitada con línea roja. Al fondo de la foto se observa el valle de Cajamarca

- **Litología:** Casi en un 80% el afloramiento consta de una intercalación de calizas oscuras mudstone – wackestone de grano fino con lutitas oscuras bituminosas calcáreas y de alta efervescencia ante el ácido clorhídrico frío y con presencia de Pirita framboidal, el otro 20% lo compone el Chert. Las texturas presentes son en su mayoría las no clásticas que la componen las calizas y clásticas formadas por las lutitas bituminosas.

- **Estructuras Sedimentarias:** En este afloramiento se encontraron muchas estructuras primarias, siendo las más relevantes las siguientes:

Laminaciones en calizas en el miembro inferior principalmente, bioturbaciones, estratificación lenticular en el miembro superior y estructuras post-deposicionales como la laminación convoluta, estructuras de carga y nodulaciones.

- **Tipos y clasificación de facies:**

Litofacies: Las principales Litofacies reconocidas en campo son las siguientes:

- a. Facies de calizas bituminosas (mudstone y wackestone).
- b. Facies de lutitas negras.
- c. Facies silícea (Chert).

La columna estratigráfica en este sector comienza con el contacto concordante entre las calizas mudstone grises del techo de la Formación Chúlec con las calizas mudstone bituminosas y laminadas intercaladas con pequeños estratos de lutitas negras piritosas, la estratificación rítmica es característica del miembro inferior y presenta pequeños fósiles piritizados de Ammonites y algunos moldes de Bivalvos, la presencia de esta Pirita se debe a la unión del elevado contenido de Hierro libre y de iones de Azufre existentes en el área de mar comprendida en el sector Colpayoc. Suprayacen estratos de Lutita negra bituminosa con respecto a los estratos de caliza mudstone bituminosa, hasta el contacto con el miembro medio que tiene una clara predominancia de estratos de mayor espesor de calizas mudstone bituminosas como del lutitas negras, en este miembro aparecen las nodulaciones calcáreas oscuras, algunas de las cuales contienen fósiles piritizados en su interior. El miembro superior comienza con una intercalación de calizas bituminosas wackestone nodulosas con estratos de lutita negra bituminosa, cabe recalcar que la presencia de Pirita va disminuyendo hasta desaparecer en este miembro. La intercalación va tornándose más masiva hasta desaparecer la estructura nodulosa de las calizas bituminosas y poco a poco suprayacen los estratos de lutita negra. La caliza va silicificándose gradualmente hasta reemplazarse completamente por Chert bandeado de color oscuro, esto determina la parte final de la Formación Pariatambo en este sector dando fin con un pequeño afloramiento de una intercalación de caliza bituminosa Mudstone con pequeños estratos de lutita negra hasta que suprayacen las calizas grises, nodulosas y de mayor espesor que correspondientes a la

Formación Yumagual. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica del Sector Colpayoc P-10).

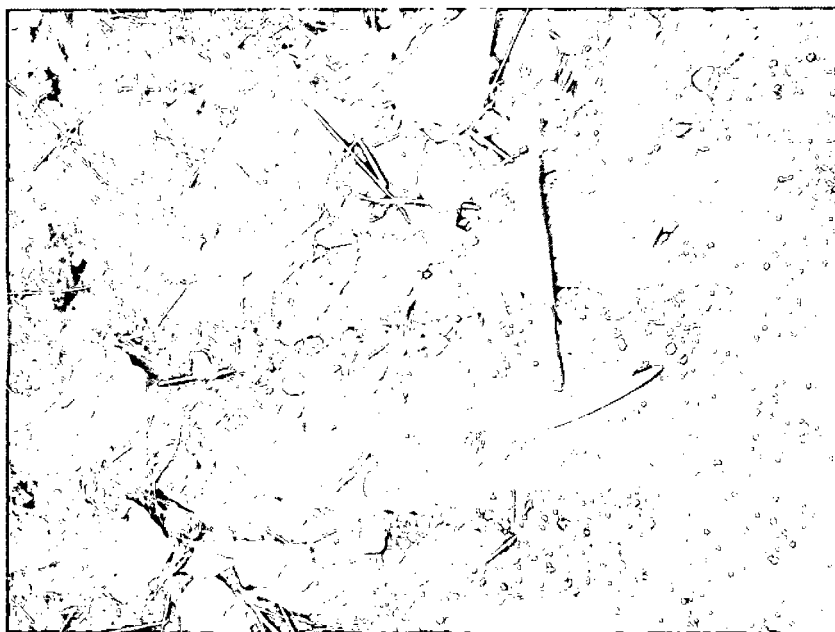


Foto N° 02: Calizas Mudstone bituminosas y lajasas características del miembro inferior de la Formación Pariatambo en el Sector Colpayoc.



Foto N° 03: Intercalación de estratos de Caliza bituminosa y Lutita negra del miembro inferior de la Formación Pariatambo. La coloración parda del afloramiento se da como resultado del intemperismo.

Biofacies: En el presente sector se pueden diferenciar 2 Biofacies con gran precisión:

- Facies de Ammonites
- Facies de Bivalvos y Ammonites.

d. Distribución y relaciones de contacto: Las relaciones de contacto son de continuidad entre las facies del miembro inferior, medio y superior al igual que su contacto con las Formaciones Chúlec y Yumagual.

e. Contenido Fósil: Los fósiles contenidos en este sector son Oxytropidoceras sp. Dipoloceras sp. Lyelliceras sp. y pelecípodos de edad albiense intermedia en todos los miembros del afloramiento. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica del Sector Colpayoc P-09).

f. Ambientes de depósito: El ambiente de depositación de los sedimentos que componen la Estratigrafía de la Formación Pariatambo en este sector es predominantemente euxínico de aguas estancadas y de mayor profundidad, lo que no permitía la descomposición de la materia orgánica, transformándose en bitumen dando la típica coloración oscura de las calizas y Lutitas así como la formación de Pirita framboidal en sus sedimentos.

3.2.2. SECTOR RONQUILLO

a. **Espesor del afloramiento:** El afloramiento de la Formación tiene un espesor de 121.30 m que fueron levantados y plasmados en una columna estratigráfica, la cual fue medida y analizada en la quebrada Urubamba. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica del Sector Ronquillo P-11).

FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR RONQUILLO			
PISO		TECHO	
E	N	E	N
771625	9207120	770972	9206871

Tabla N° 03: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Ronquillo. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.



Foto N° 04: Vista del afloramiento de la Formación Pariatambo en el cerro “Las Insignias” del sector el Ronquillo delimitado por la línea de color rojo.

b. **Litología:** Casi en un 80% el afloramiento consta de una intercalación de calizas oscuras bituminosas desde mudstone a wackestone de grano fino con lutitas negras calcáreas y de alta efervescencia ante el HCL frío, el otro 20% lo componen las margas y el Chert. Las texturas presentes son en su mayoría las no clásticas que la componen las calizas y clásticas formadas por las lutitas bituminosas y margas.

c. **Estructuras primarias:** En este afloramiento se encontraron muchas estructuras primarias tanto en las capas de calizas bituminosas como en las de lutitas negras, siendo las más relevantes las siguientes:

Laminaciones en calizas, Bioturbaciones, estratificación lenticular, estratificación masiva, grietas de desecación y post-deposicionales como la laminación convoluta, estructuras de carga y nodulaciones.



Foto N° 05: Formación Pariatambo en el sector Ronquillo, mostrando la típica estratificación rítmica que la caracteriza.

▪ **Análisis de Facies de la Formación Pariatambo de este sector:**

d. Tipos y clasificación de facies:

Litofacies: Las principales Litofacies reconocidas en campo son las siguientes (Ver Anexos – Columna Estratigráfica de la Formación Pariatambo en el sector Ronquillo P -11):

- Facies de calizas bituminosas (mudstone).
- Facies de lutitas negras.
- Facies de margas.
- Facies de calizas margosas.
- Facies silícea (Chert).

La columna estratigráfica de la Formación. Pariatambo en este sector comienza con una fina intercalación rítmica de calizas bituminosas mudstone gris oscuras y lajasos intercaladas con lutitas negras debido a la transgresión y hundimiento que tuvo la cuenca Cajamarca en el Albiano de ambiente anóxico en aguas profundas, los estratos de caliza y lutita poco a poco van volviéndose más potentes, llegando a medir hasta 0.2 m para luego dar paso a una gran facies de lutita negra de 3 m de espesor que indica un

ambiente sedimentario marino más profundo y alejado de la línea costera que marca el final del miembro inferior. Pasando al miembro medio las facies calizas negras bituminosas mudstone continúan intercalándose con las lutitas negras, pero además aparecen las facies margas que también se intercalan con las facies calizas bituminosas; reemplazando las facies lutitas negras en algunos sectores, en este miembro se hace característica la mayor potencia de facies calizas bituminosas como de Lutitas negras dando a entender un periodo continuo de hundimiento y aporte de carbonato de Calcio, así como materia orgánica. Al comenzar el miembro superior con calizas Wackestone margosas y nodulares intercalándose con facies lutitas negras evidenciando un claro cambio en las condiciones sedimentarias que presumiblemente se debe a un ligero levantamiento y reacomodo de las condiciones tectónicas de la cuenca Cajamarca y alrededores originado por el emplazamiento del arco volcánico Casma, dando pase a pequeñas corrientes marinas trayendo consigo algo de Oxígeno y corrientes de turbidez al fondo marino de la Formación Pariatambo, suprayaciendo a este evento reaparece la intercalación de calizas bituminosas Mudstone y lutitas negras gradando a calizas silicificadas dando paso finalmente al reemplazamiento síliceo representado por el Chert, terminando nuevamente con una intercalación de facies calizas bituminosas con lutitas negras hasta finalmente convertirse en potentes bancos de caliza gris oscura nodular de la Formación Yumagual. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica de la Formación Pariatambo en el sector Ronquillo P -11).

Biofacies: En el presente sector se pueden diferenciar 2 Biofacies con gran precisión:

- Facies de Ammonites
- Facies de Bivalvos y Ammonites.

e. Contenido Fósil: Los fósiles contenidos en este sector son Oxytropidoceras Carbonarium, Dipoloceras sp. Lyelliceras sp. y Pelecípodos de edad Albiano medio – superior (Reyes. 1980).

Las facies de Ammonites se encuentran distribuidas en toda la columnas estratigráfica, siendo el Ammonite guía el Oxytropidoceras Carbonarium que habitó cuencas anóxicas de grandes extensiones (Reyes. 1980), al llegar al miembro superior esta facies cambia a la facies de bivalvos que dan otra idea de paleoambiente, uno más oxigenado y de más somero que podría ser interpretado por una circulación de aguas que permitía la

oxigenación de la cuenca y un levantamiento de la misma. Finalmente pasa a la facies de Ammonites terminando así las biofacies.



Foto N° 06: Moldes internos de Oxytropidoceras, fósil guía en rocas Calizas y Margas de la Formación Pariatambo, encontrándose con mayor abundancia en Calizas y Lutitas del Miembro medio de esta formación en el sector Ronquillo.

f. Distribución y relaciones de contacto: Las facies están distribuidas en toda la columna estratigráfica de este sector y son fácilmente reconocibles y diferenciables.

Las relaciones de contacto son de continuidad entre las facies del miembro inferior y medio, pero se halla un periodo de discontinuidad debido a las bioturbaciones encontradas en el miembro superior, dando a las facies de este miembro una ligera discordancia generada por la reactivación de la sedimentación marina.

g. Ambientes de depósito: El ambiente de deposición de los sedimentos que componen la Estratigrafía de la Formación Pariatambo en este sector es predominantemente euxínico de aguas estancadas y de aguas profundas lo que no permitía la descomposición de la materia orgánica, transformándose en bitumen.

3.2.3. SECTOR PUYLLUCANA

a. **Espesor del afloramiento:** El afloramiento de la Formación Pariatambo con un espesor de 118 m que fueron levantados y plasmados en una columna estratigráfica, la cual fue medida y analizada. (Ver Anexos – Columna Estratigráfica de la Formación Pariatambo en el Sector Puyllucana P – 12).

FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR PUYLLUCANA			
PISO		TECHO	
E	N	E	N
782655	9209669	782852	9209890

Tabla N° 04: Coordenadas del piso y techo del afloramiento de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana. Coordenadas UTM, WGS84, Zona 17 S.



Foto N° 07: Afloramiento de la Formación Pariatambo originado por acción erosiva de la quebrada.

b. **Litología:** Casi en un 70% el afloramiento consta de una intercalación de calizas bituminosas de mudstone a packestone con lutitas negras y calcáreas de alta efervescencia ante el ácido clorhídrico frío, el otro 30% lo componen las margas y el Chert.

c. Estructuras Sedimentarias: En este afloramiento se encontraron muchas estructuras primarias tanto en las capas de calizas como en las de lutitas negras, siendo las más relevantes las siguientes:

Laminaciones en calizas, bioturbaciones, estratificación lenticular y estratificación masiva.

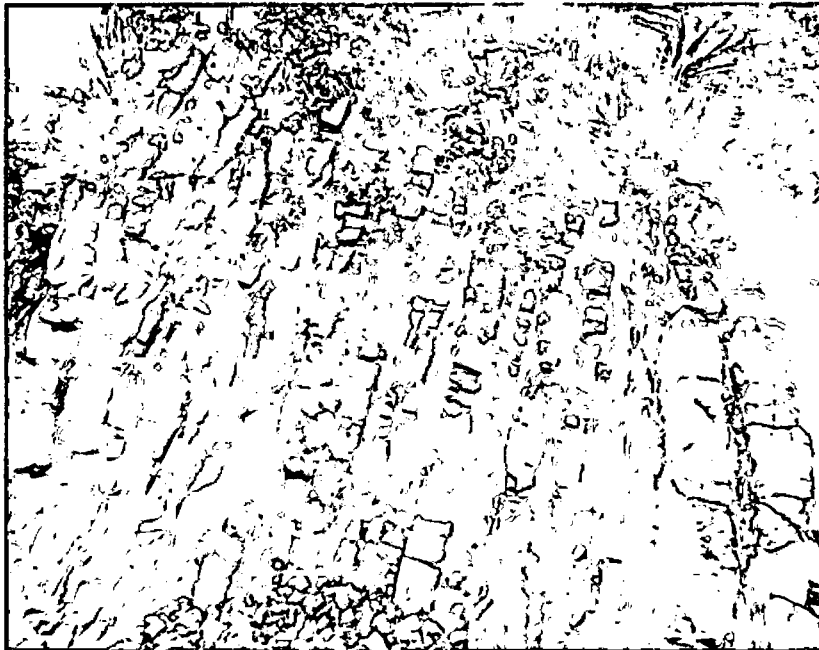


Foto N° 08: Afloramiento tipo de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana, mostrando la típica estratificación rítmica que la caracteriza.

▪ **Análisis de Facies de la Formación Pariatambo de este sector:**

d. Tipos y clasificación de facies:

Litofacies: Las principales Litofacies reconocidas en campo son las siguientes (Ver Anexos – Columna Estratigráfica de la Formación Pariatambo en el Sector Puyllucana – P - 12):

- Facies de calizas bituminosas (mudstone a packestone).
- Facies de lutitas negras.
- Facies de margas.
- Facies de calizas Margosas.
- Facies silícea (Chert).

La estratificación de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana comienza con la intercalación de lutitas negras y calizas bituminosas oscuras con potencias aprox de 6-8 cm, se evidencia la presencia de Ammonites de aprox 3-5 cm de tamaño y algunas escamas de peces, las calizas bituminosas son gris – parduzcas en su superficie por el intemperismo, subiendo las capas de lutita negra poco a poco van aumentando de espesor hasta llegar a estratos de 3 m de espesor dando así el final del miembro inferior, el miembro medio se caracteriza por una intercalación de calizas bituminosas con potentes bancos de lutitas negras y aparece la facies de margas reemplazando a las lutitas negras por algunos tramos, los Ammonites siguen apareciendo en el registro fósil, el miembro superior comienza con las calizas wackestone - packstone, calizas margosas de color gris y de textura nodulosa con la presencia de algunos Bivalvos, hasta llegar a la facies silícea que es el Chert, éste se ha generado por reemplazamiento de carbonato por sílice, debido a que el pH del agua marina en ese tiempo favoreció este intercambio, el reemplazamiento es desde afuera hacia adentro de las calizas bituminosas, viéndose todavía núcleos carbonatados dentro del Chert, para dar término a la formación, suprayacen al Chert, calizas y lutitas oscuras; para finalmente dar paso a la Formación Yumagual con calizas nodulosas y con estratos de aprox. 1 m de espesor en su base.

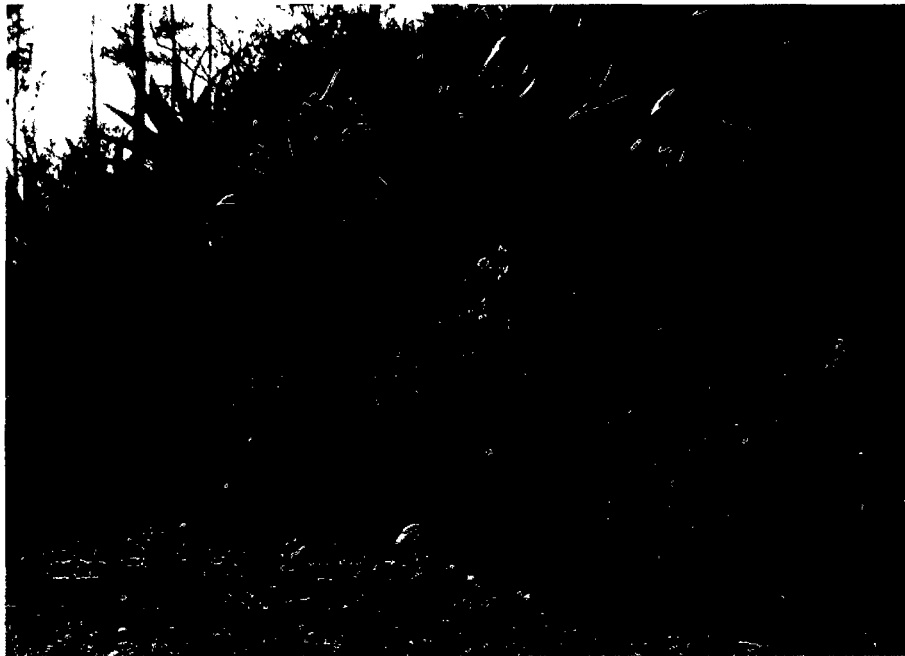


Foto N° 09: Afloramiento tipo de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana, mostrando la típica estratificación rítmica que la caracteriza.

Biofacies: En el presente sector se pueden diferenciar 2 Biofacies con gran precisión:

- Facies de Ammonites
- Facies de Bivalvos y Ammonites.

Las facies de Ammonites se encuentran distribuidas en toda la columna estratigráfica, siendo el Ammonites guía el Oxytropidoceras que por la morfología de su concha habitaban cuencas anóxicas de grandes extensiones donde estos animales podían desplazarse libremente (Reyes. 1980).

e. Distribución y relaciones de contacto: Las relaciones de contacto son de continuidad entre las facies del miembro inferior y medio, pero se halla una ligera discordancia debido a las bioturbaciones encontradas en el miembro superior.

f. Ambientes de depósito: El ambiente de depositación de los sedimentos que componen la Estratigrafía de la Formación Pariatambo en este sector es predominantemente anóxico de aguas estancadas y profundas lo que no permitía la descomposición de la materia orgánica, transformándose en bitumen y dando la coloración típica a las calizas y lutitas de la Formación Pariatambo.

3.3. ETAPA DE GABINETE

3.3.1. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

SECTOR COLPAYOC: MCOL – 01 (E: 765471, N: 9212432, Cota: 3603 m.s.n.m.)

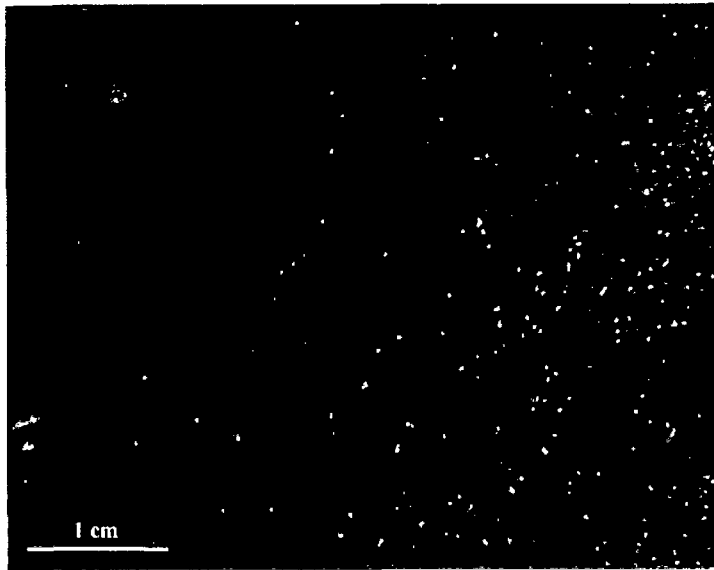


Foto N° 10: Muestra pulida MCOL – 01 de caliza mudstone de coloración oscura debido a su alto contenido de materia orgánica y sin presencia de macrocristales de Calcita o Fósiles reconocibles a simple vista.

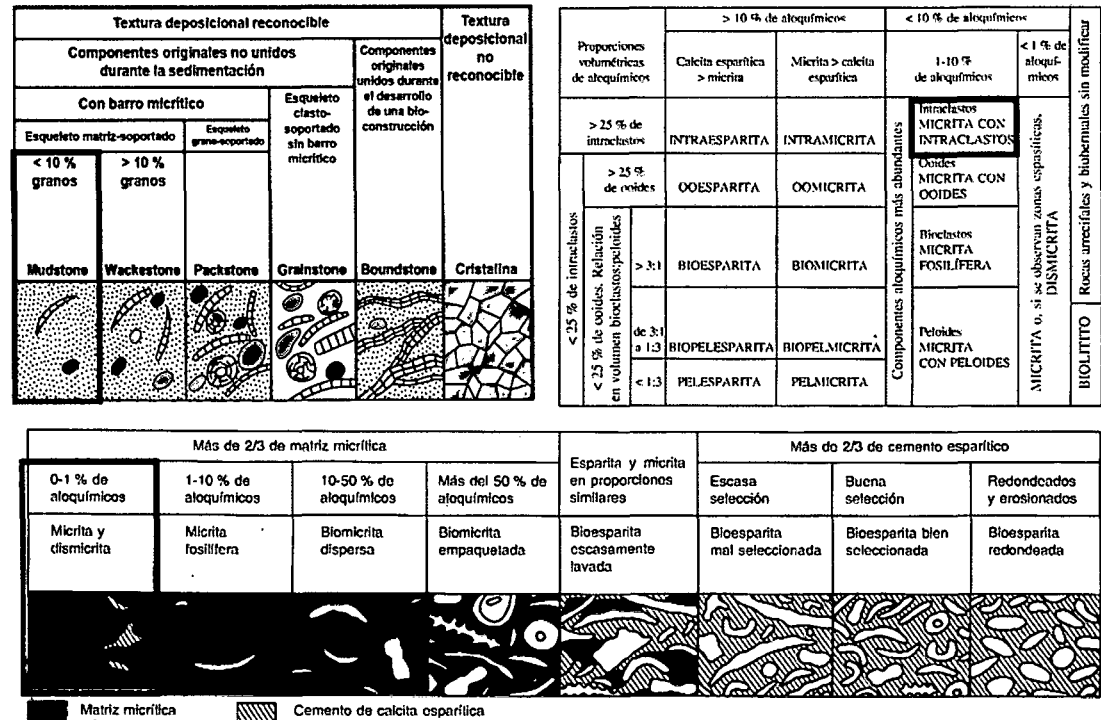


Figura N° 18: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 01, según Dunham y Folk.

MCOL – 02 (E: 765355, N: 9212512, Cota: 3624 m.s.n.m.)

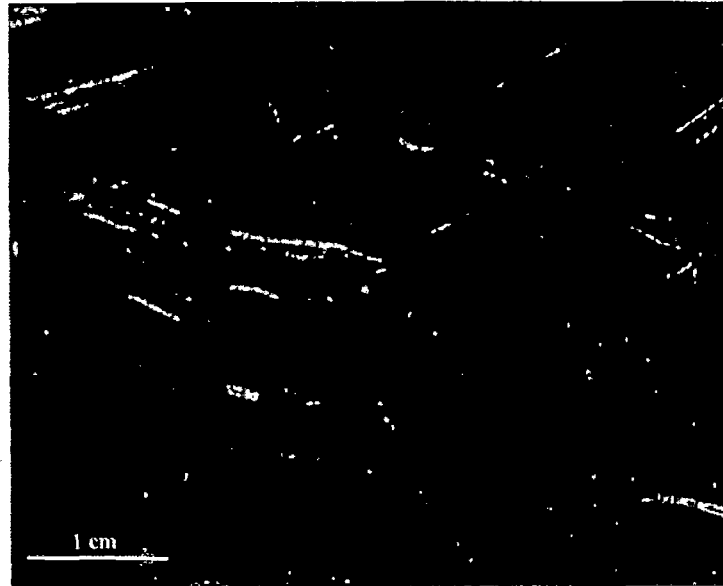


Foto N° 11: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de Bivalvos piritizadas.

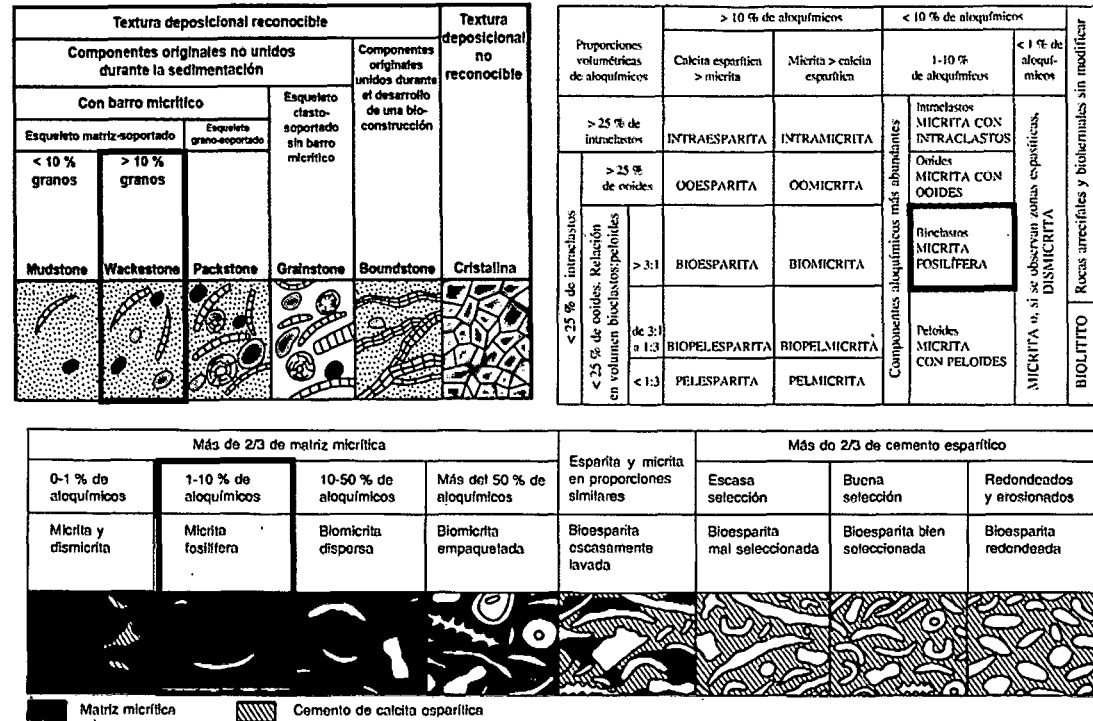


Figura N° 19: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 02, según Dunham y Folk.

MCOL - 03 (E: 765211, N: 9212527, Cota: 3634 m.s.n.m.)

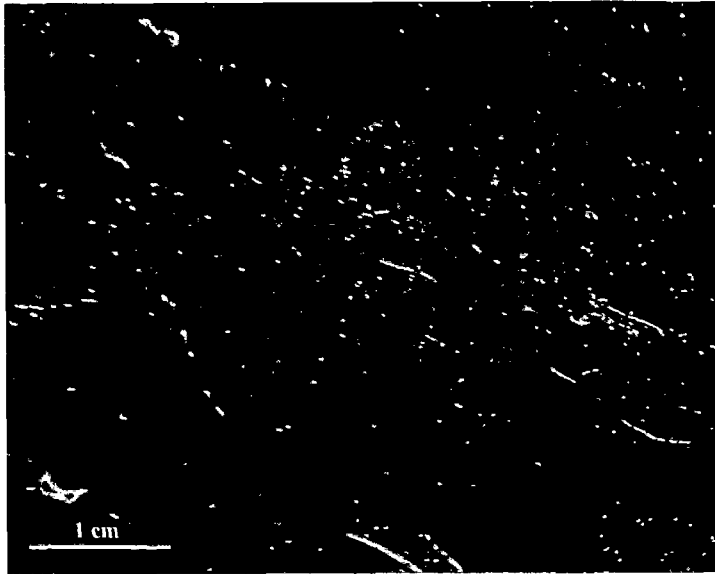


Foto N° 12: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de Bivalvos piritizadas y algunas venillas de Calcita.

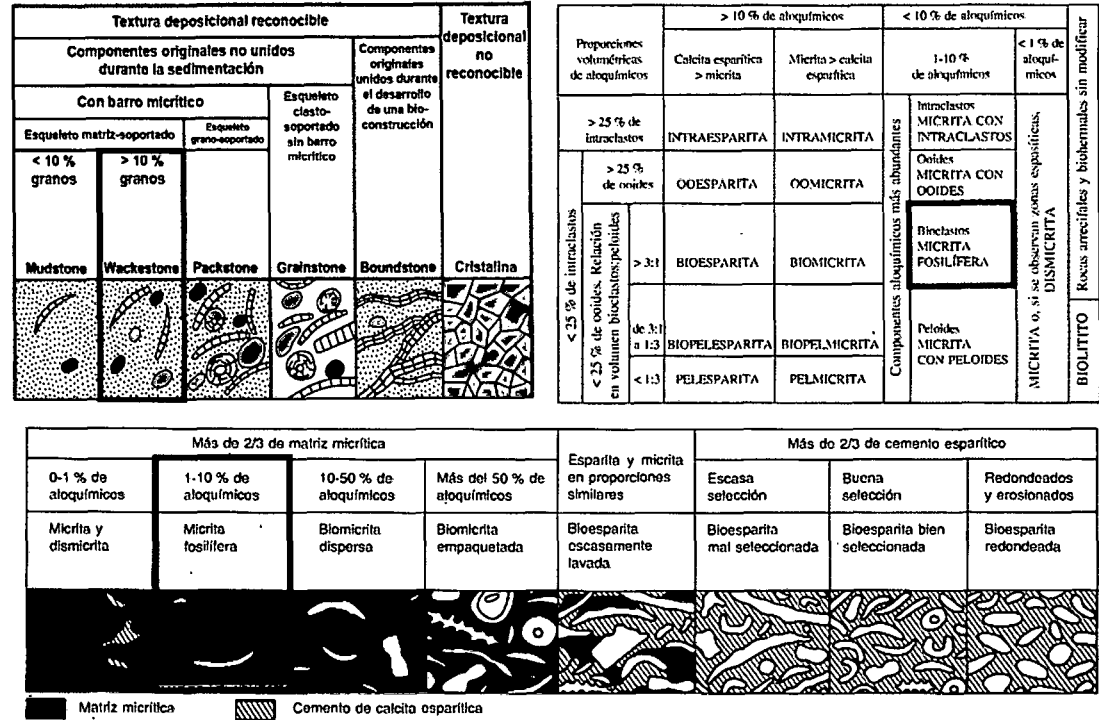


Figura N° 20: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL - 03, según Dunham y Folk.

MCOL – 04 (E: 764571, N: 9212798, Cota: 3658 m.s.n.m.)

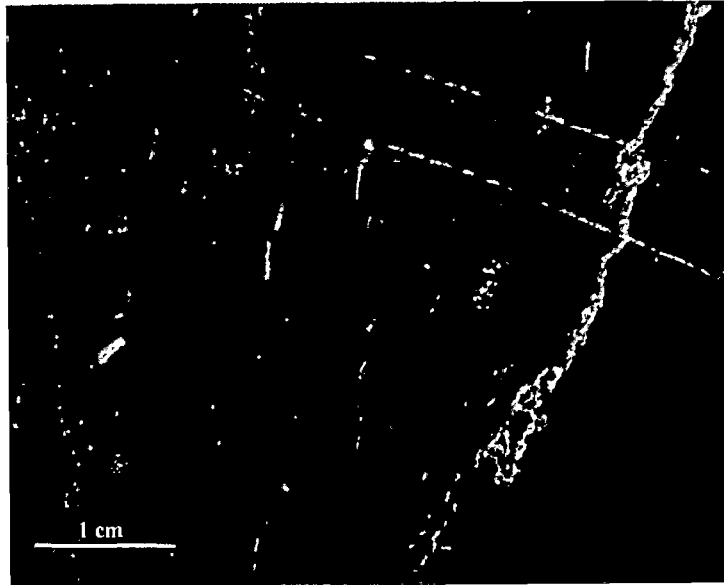


Foto N° 13: Caliza wackestone gris oscura con presencia de pequeñas conchillas de Bivalvos pirritizadas, venillas de Calcita y pequeños cristales de Pirita.

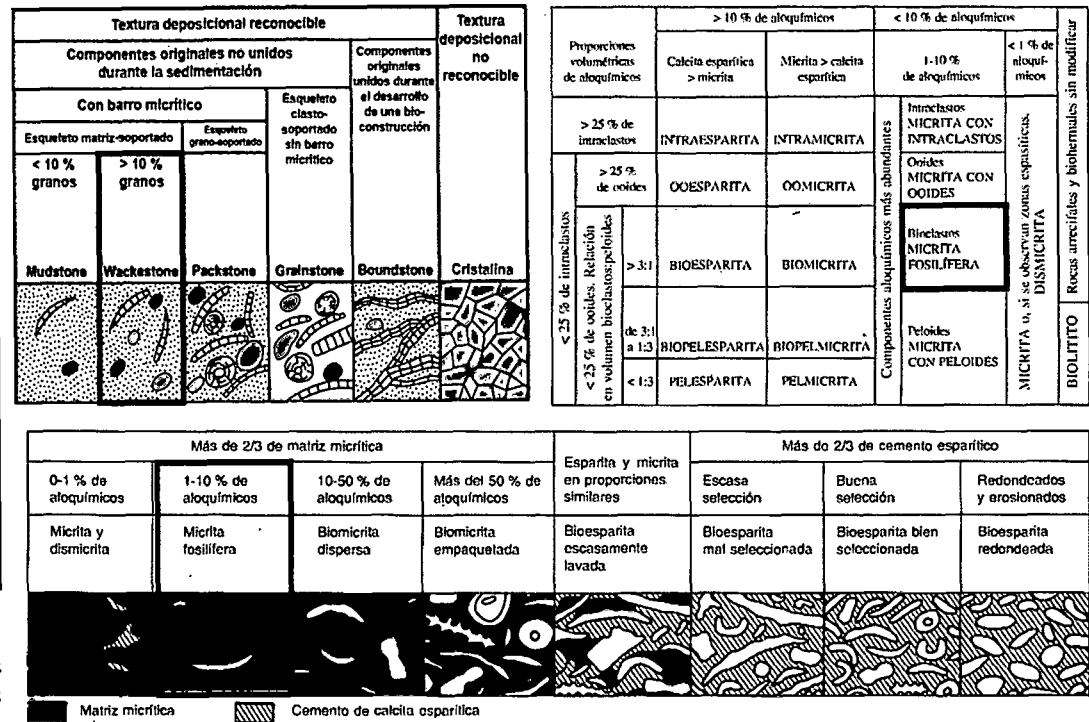


Figura N° 21: Clasificación macroscópica de la muestra MCOL – 04, según Dunham y Folk.

MCOL – 05 (E: 764142, N: 9212588, Cota: 3675 m.s.n.m.)

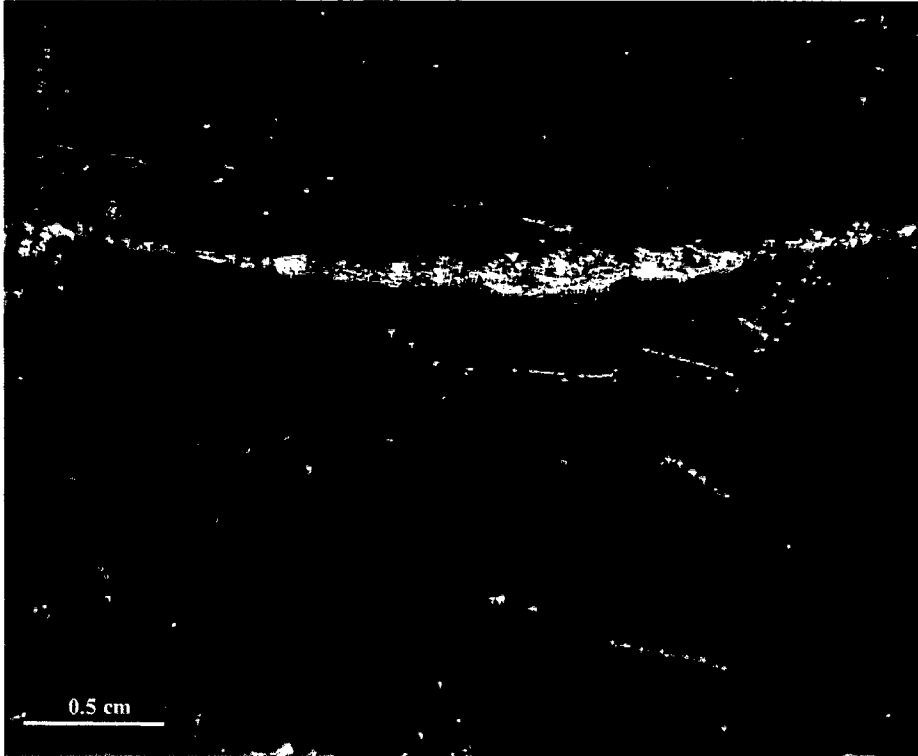


Foto N° 14: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Colpayoc, puede observarse una tendencia de bandeamiento de color gris oscuro y bandas pardo-grisáceas, la coloración oscura es debida al alto contenido de materia orgánica de estas rocas y las bandas pardo-grisáceas corresponden al reemplazamiento de Sílice por Carbonato de las Calizas pre-existentes. La venilla que corta longitudinalmente la roca está rellena por Calcita y originada por procesos post-sedimentarios.

SECTOR RONQUILLO

MRNQ – 01 (E: 771450, N: 9206830, Cota: 3076 m.s.n.m.)

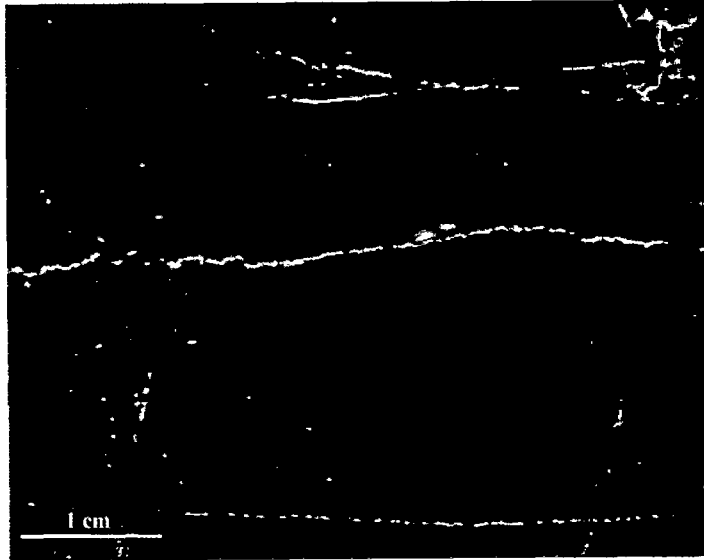


Foto N° 15: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin macrofósiles apreciables macroscópicamente.

Textura deposicional reconocible					Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	
Con barro micrítico					
Esqueleto matriz-soportado		Esqueleto grano-soportado		Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico	
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina

Proporciones volumétricas de aloquímicos	> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		BIOHERMIALES sin modificar
	Calcita esparítica > micrita	Micrita > calcita esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos	
> 25 % de intraclastos	INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS		MICRITA o, si se observan zonas espásticas, DISMICRITA
> 25 % de ooides	OOGESPARITA	OOMICRITA	Ooides MICRITA CON OOIDES		
> 25 % de intraclastos en volumen bioclastos/peleoides	> 3:1 BIOESPARITA	BIOMICRITA	Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA		
de 3:1 a 1:3	BIOPELESAPARITA	BIOPELMICRITA	Peleoides MICRITA CON PELOIDES		
< 1:3	PELESAPARITA	PELMICRITA			
			Componentes aloquímicos más abundantes		BIOHERMIALES sin modificar
					BIOHERMIALES sin modificar

Más de 2/3 de matriz micrítica				Espárita y micrita en proporciones similares	Más de 2/3 de cemento esparítico		
0-1 % de aloquímicos	1-10 % de aloquímicos	10-50 % de aloquímicos	Más del 50 % de aloquímicos		Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados
Micrita y dismicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada

Matriz micrítica Cemento de calcita esparítica

Figura N° 22: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 01, según Dunham y Folk.

MRNQ – 02 (E: 771365, N: 9206785, Cota: 3080 m.s.n.m.)

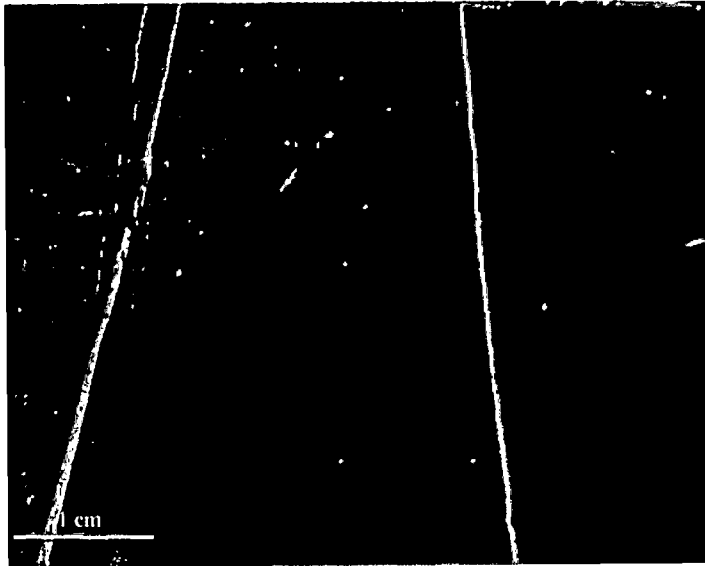


Foto N° 16: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin macrofósiles apreciables macroscópicamente y cortada por venillas rellenas de Calcita producidas por tectonismo.

Textura deposicional reconocible				Textura deposicional no reconocible	
Componentes originales no unidos durante la sedimentación				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	
Con barro micrítico			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		Cristalina
Esqueleto matriz-soportado		Esqueleto grano-soportado			
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	

Proporciones volumétricas de aloquímicos	> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		
	Caliza esparítica > micrita	Micrita > caliza esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos	
> 25 % de intraclastos	INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS	MICRITA u. s. l. se observan zonas esparíticas, DISMICRITA	
> 25 % de ooides	OOESPARITA	OOMICRITA			
< 25 % de intraclastos < 25 % de ooides. Relación en volumen bioclastos/peleoides	> 3:1	BIOESPARITA	Componentes aloquímicos más abundantes	MICRITA u. s. l. se observan zonas esparíticas, DISMICRITA	
	de 3:1 a 1:3	BIOPELESAPARITA			BIOPELMICRITA
	< 1:3	PELESAPARITA			PELMICRITA
					Rocas arrecifales y biohermales sin modificar
					BIOLITITO

Más de 2/3 de matriz micrítica				Esparita y micrita en proporciones similares	Más de 2/3 de cemento esparítico		
0-1 % de aloquímicos	1-10 % de aloquímicos	10-50 % de aloquímicos	Más del 50 % de aloquímicos		Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados
Micrita y dismicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita empaquetada	Bioesparita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada
Matriz micrítica				Cemento de caliza esparítica			

Figura N° 23: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 02, según Dunham y Folk.

MRNQ – 03 (E: 771244, N: 9206750, Cota: 3135 m.s.n.m.)

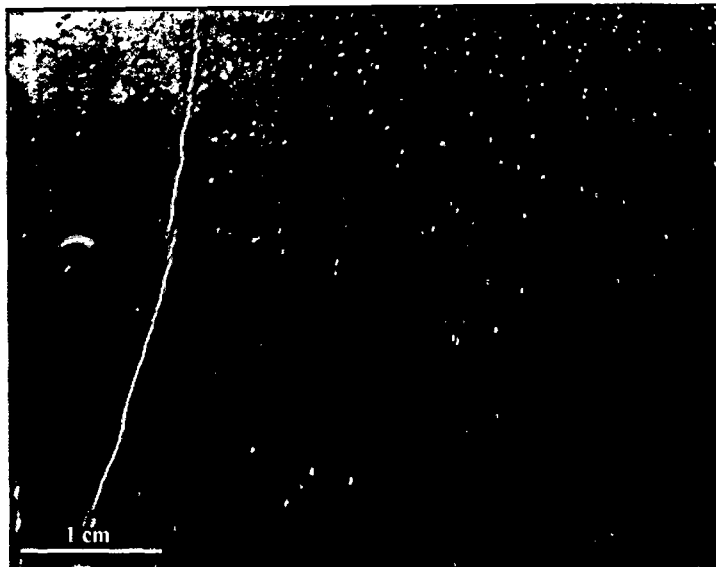


Foto N° 17: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura con la presencia de una pequeña conchilla perteneciente a un bivalvo y cortada por una venilla rellena de Calcita producida por tectonismo.

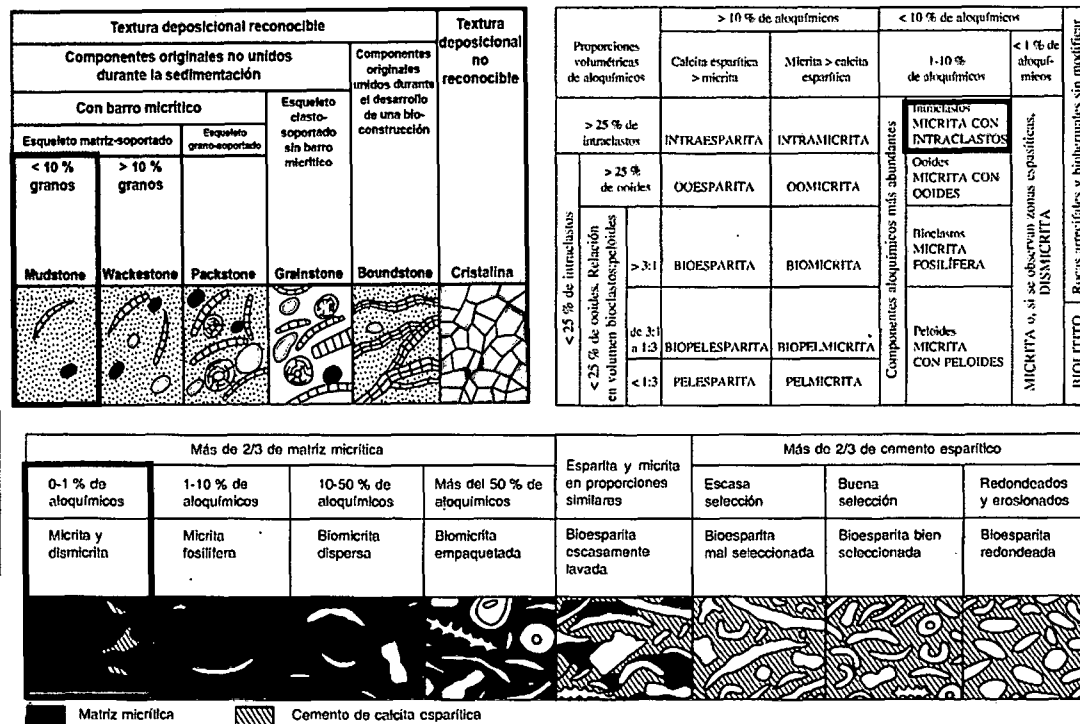


Figura N° 24: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 03, según Dunham y Folk.

MRNQ – 04 (E: 771107, N: 9206803, Cota: 3150 m.s.n.m.)



Foto N° 18: Muestra de mano de caliza mudstone color gris oscura sin macrofósiles apreciables macroscópicamente.

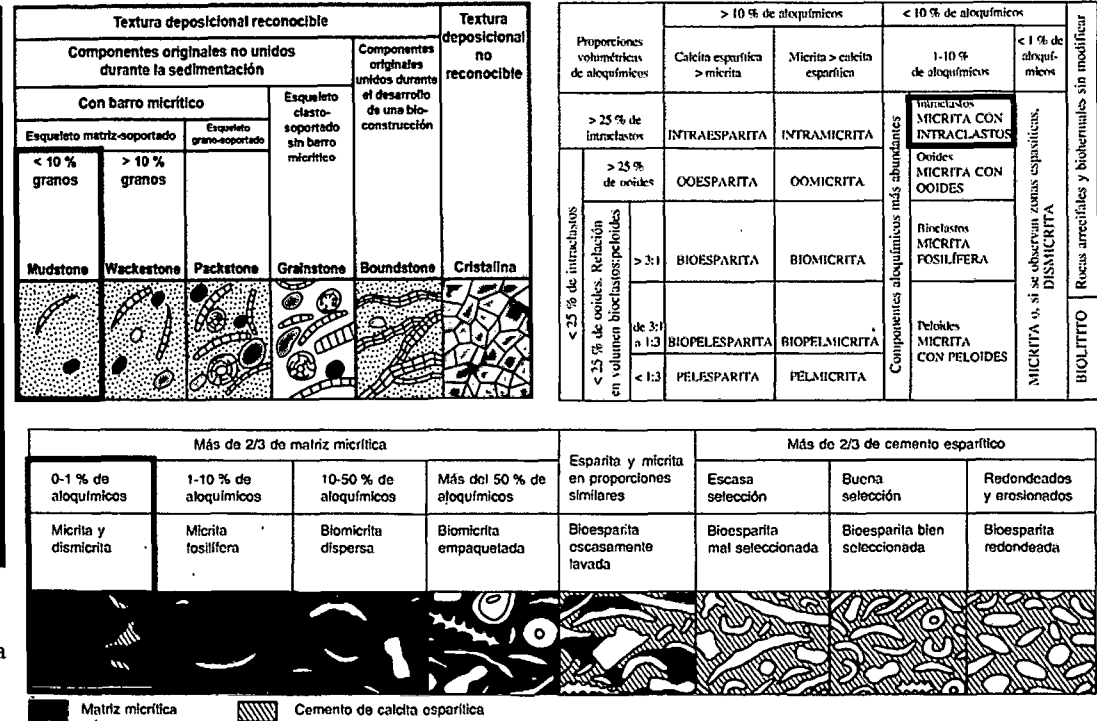


Figura N° 25: Clasificación macroscópica de la muestra MRNQ – 04, según Dunham y Folk.

MRNQ-05 (E: 770895, N: 9206853, Cota: 3160 m.s.n.m.)

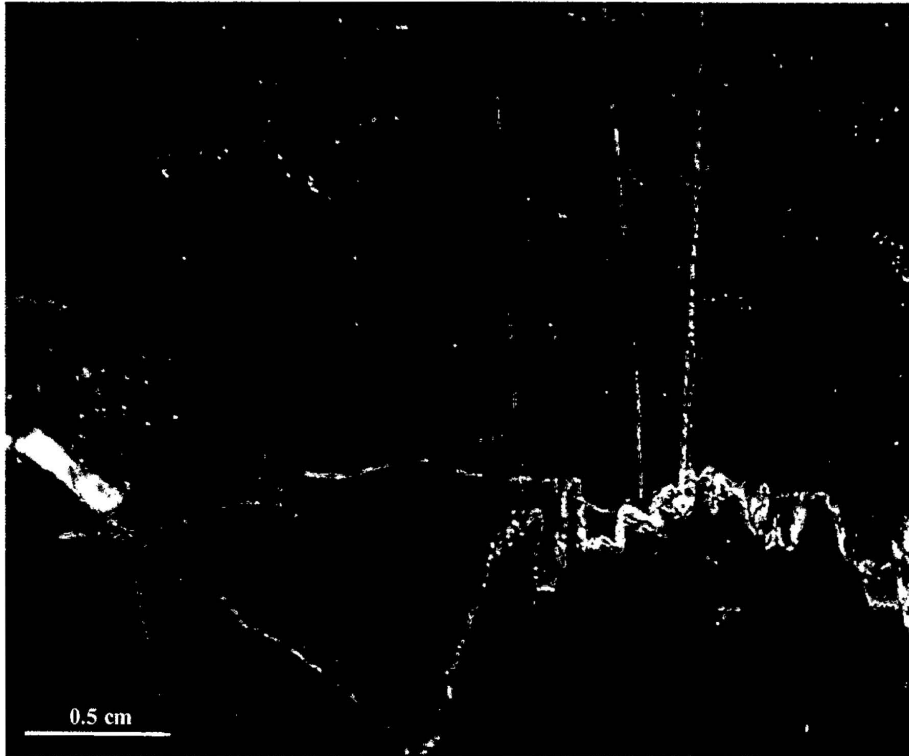


Foto N° 19: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Ronquillo, puede observarse una tendencia de bandeamiento de color gris oscuro y bandas pardo-grisáceas, la coloración oscura es debida al alto contenido de materia orgánica de estas rocas y las bandas pardo-grisáceas corresponden al reemplazamiento de sílice por carbonato de las Calizas pre-existentes. Las venillas de Calcita responden a las formas de “Estilolitos” originados por esfuerzos tectónicos y/o presión litostática.

SECTOR PUYLLUCANA

MPUY – 01 (E: 782439, N: 9209320, Cota: 2857 m.s.n.m.)

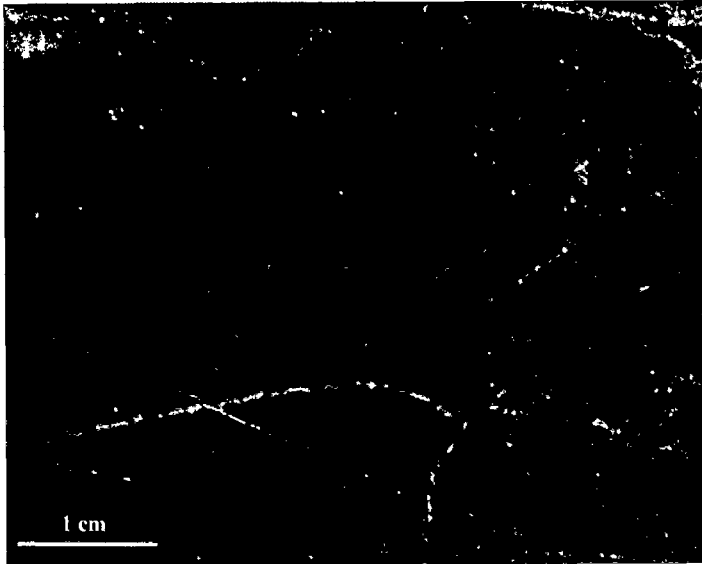


Foto N° 20: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin macrofósiles apreciables macroscópicamente.

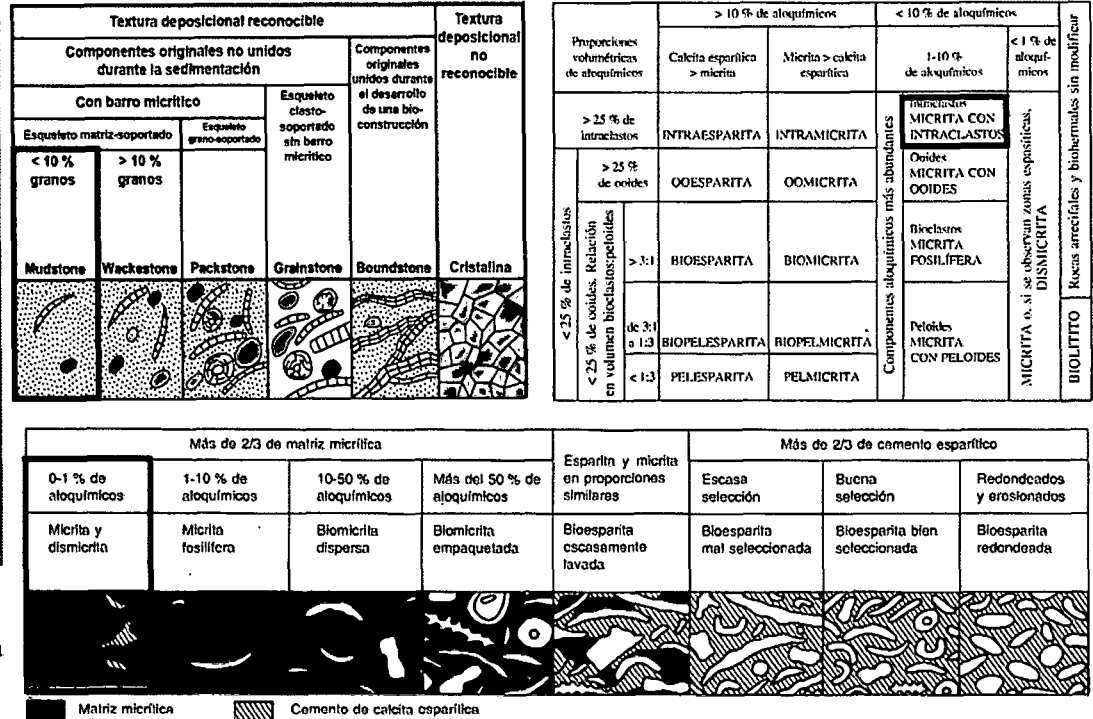


Figura N° 26: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 01, según Dunham y Folk.

MPUY – 02 (E: 782466, N: 9209372, Cota: 2856 m.s.n.m.)

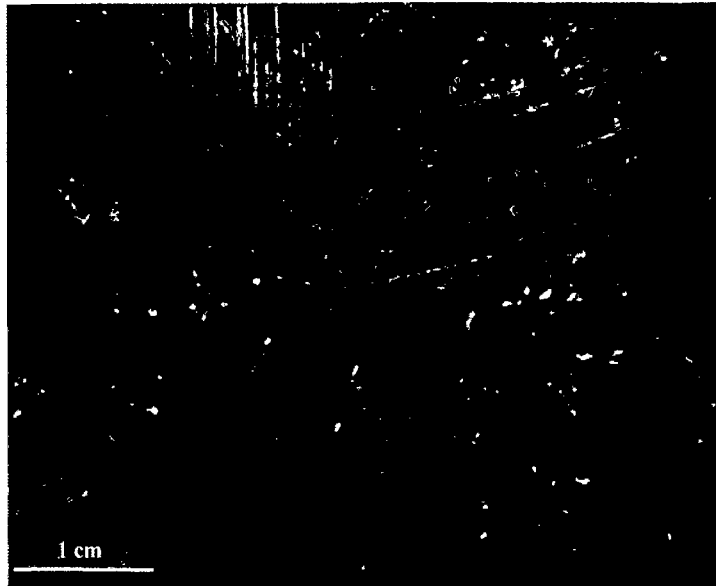


Foto N° 21: Muestra de mano de caliza packstone color gris clara con abundantes macrofósiles apreciables macroscópicamente (conchillas de Bivalvos calcificados y sin presencia de Piritización).

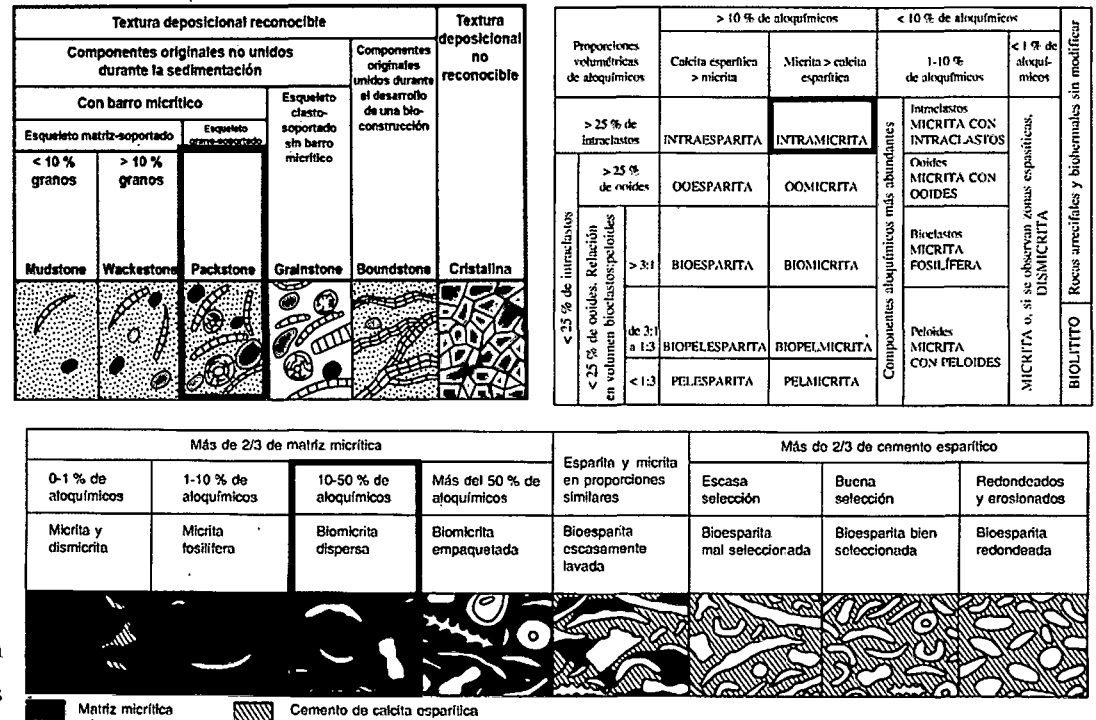


Figura N° 27: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 02, según Dunham y Folk.

MPUY – 03 (E: 782465, N: 9209398, Cota: 2891 m.s.n.m.)

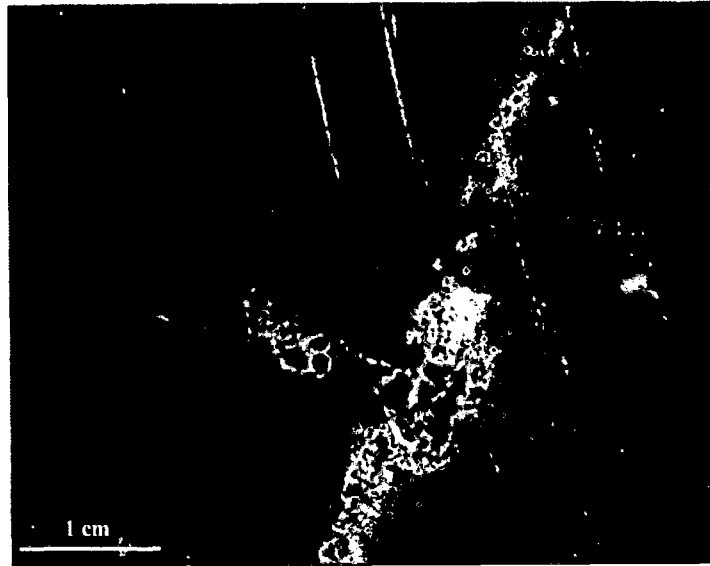


Foto N° 22: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin macrofósiles apreciables macroscópicamente, presencia de algunas patinas de Hidróxidos de Hierro supérgenos.

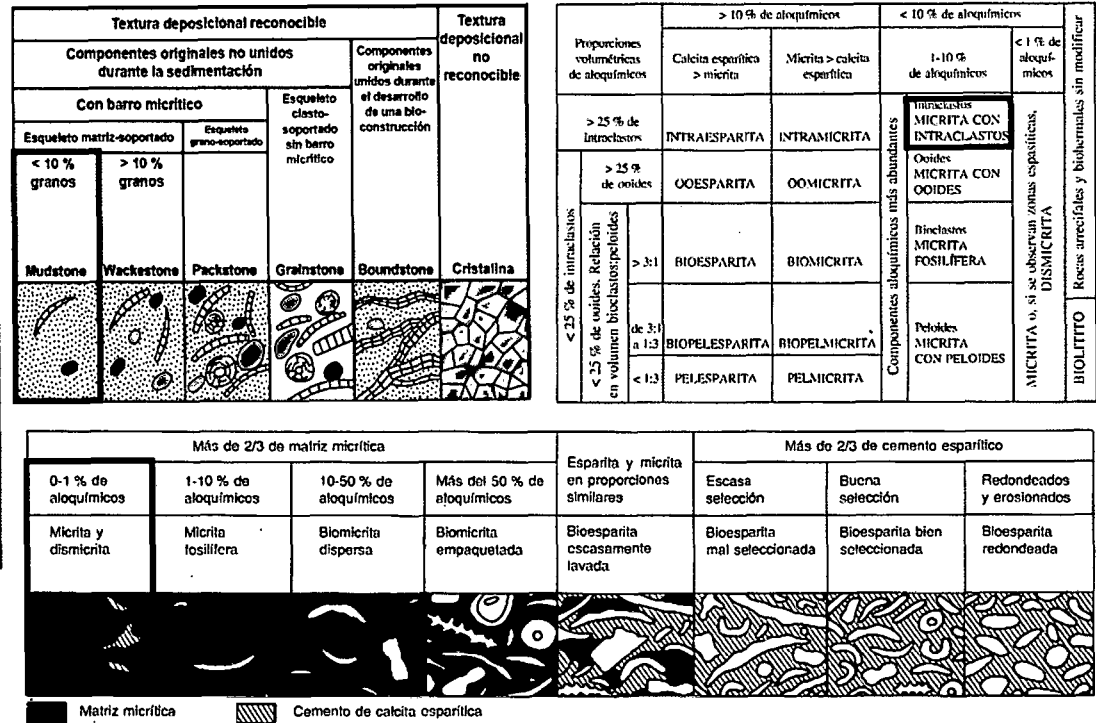


Figura N° 28: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY – 03, según Dunham y Folk.

MPUY - 04 (E: 782758, N: 9209802, Cota: 2692 m.s.n.m.)

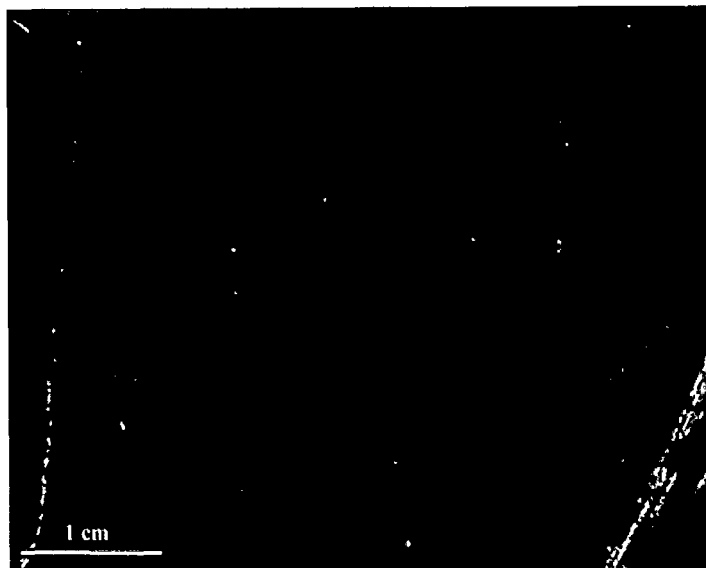


Foto N° 23: Muestra de mano de caliza mudstone color gris clara sin macrofósiles apreciables macroscópicamente.

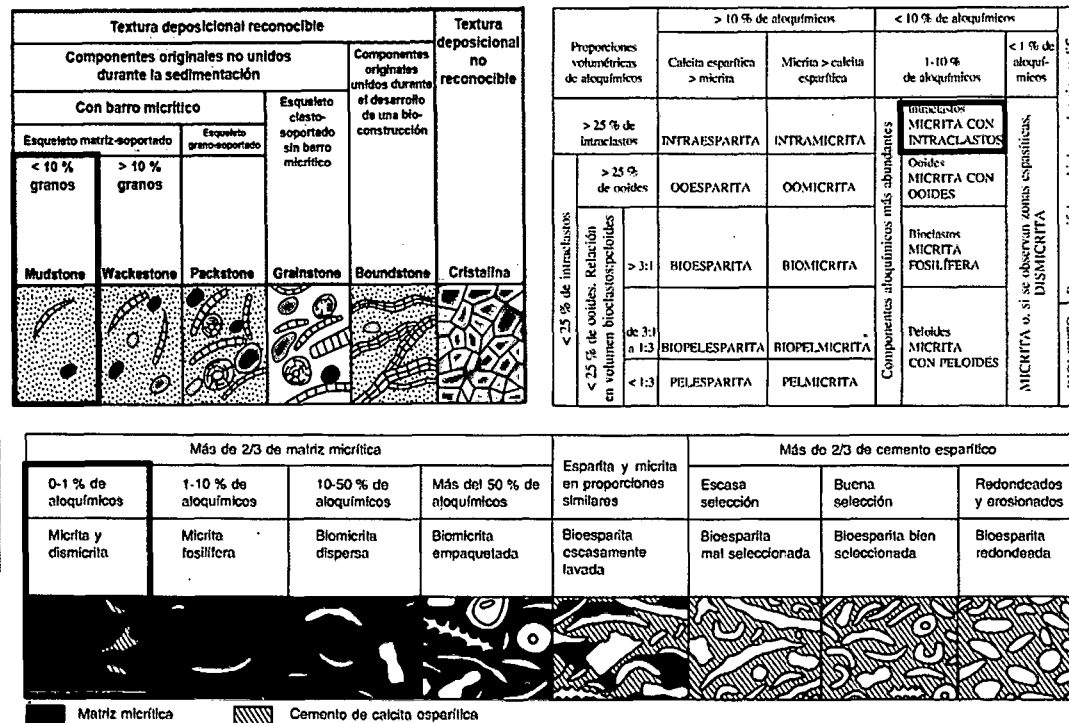


Figura N° 29: Clasificación macroscópica de la muestra MPUY - 04, según Dunham y Folk.

MPUY – 05 (E: 782852, N: 9209881, Cota: 2681 m.s.n.m.)

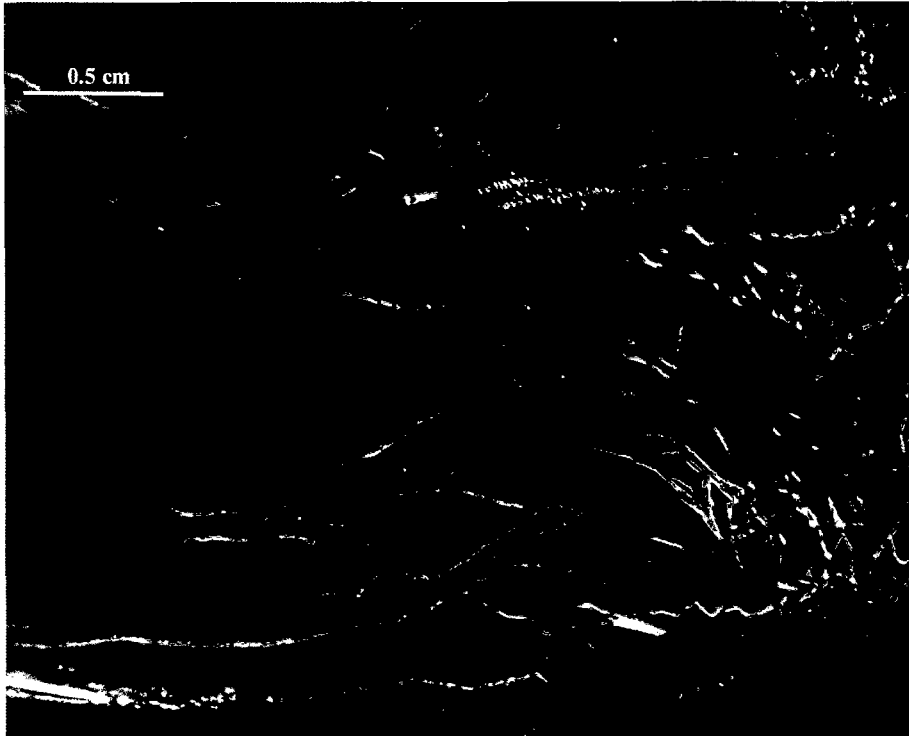


Foto N° 24: Fotografía de una muestra de mano de Chert de la Fm. Pariatambo en el sector de Puyllucana, puede observarse un ligero bandeamiento de color gris oscuro y bandas pardogrisáceas, la coloración oscura es debida al alto contenido de materia orgánica y carbonatos siendo reemplazados por Sílice Existen pequeñas venillas rellenas de Calcita, propias del comportamiento frágil de este tipo de roca.

3.3.2. ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS

Se analizaron un total de 15 muestras (5 del sector Colpayoc, 5 del sector Ronquillo y 5 del sector Puylucana), para el respectivo análisis se utilizó un microscopio petrográfico Nikon, el análisis de cada muestra se pasa a describir a continuación:

SECTOR COLPAYOC

MCOL - 01

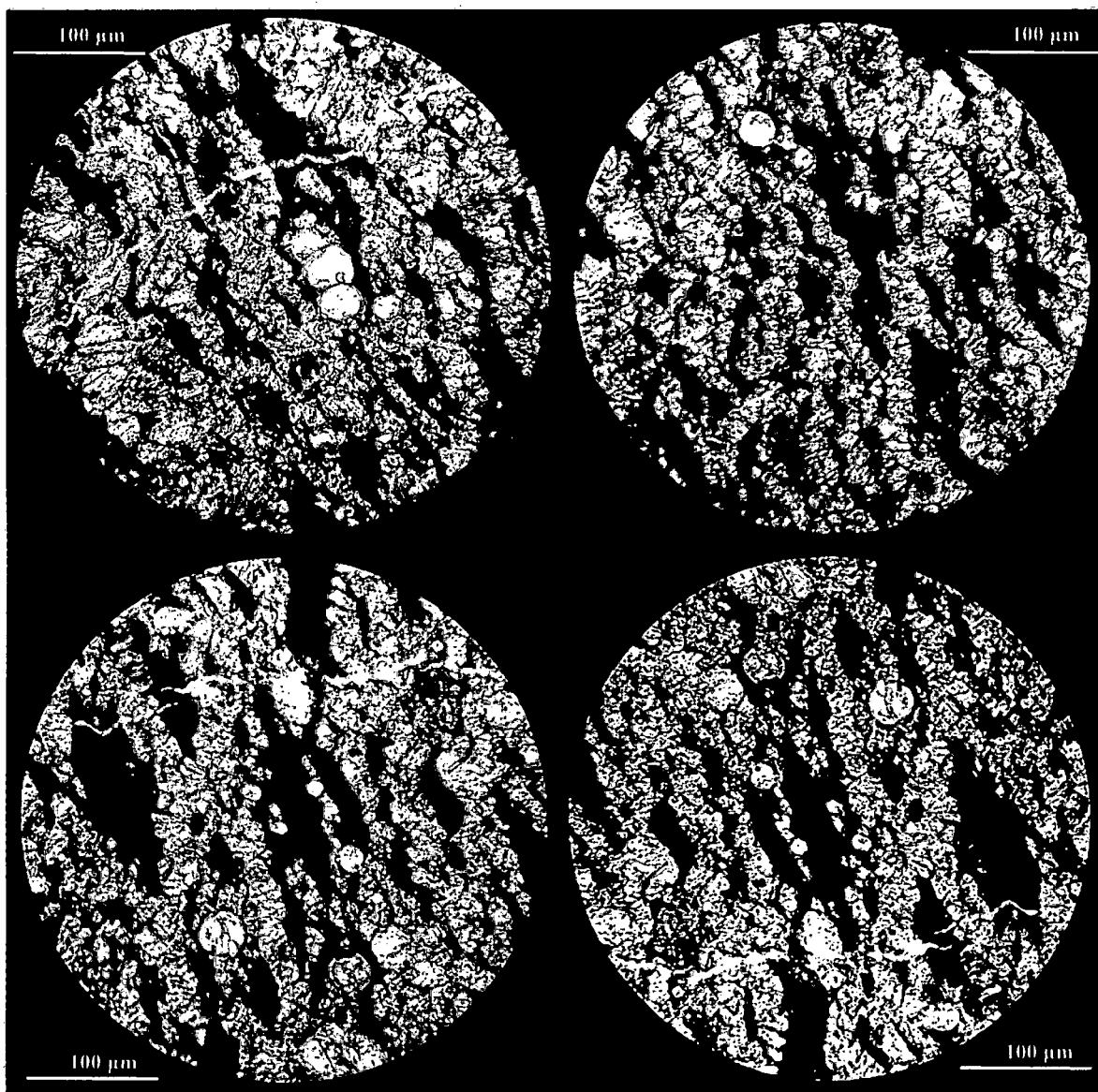


Foto N° 25: Vistas al microscopio petrográfico de la muestra MCOL - 01, se nota la presencia de Foraminíferos de forma redondeada correspondientes a Globigerinidos, su gran número se debe a ambientes con elevado aporte de nutrientes, las manchas oscuras son materia orgánica.

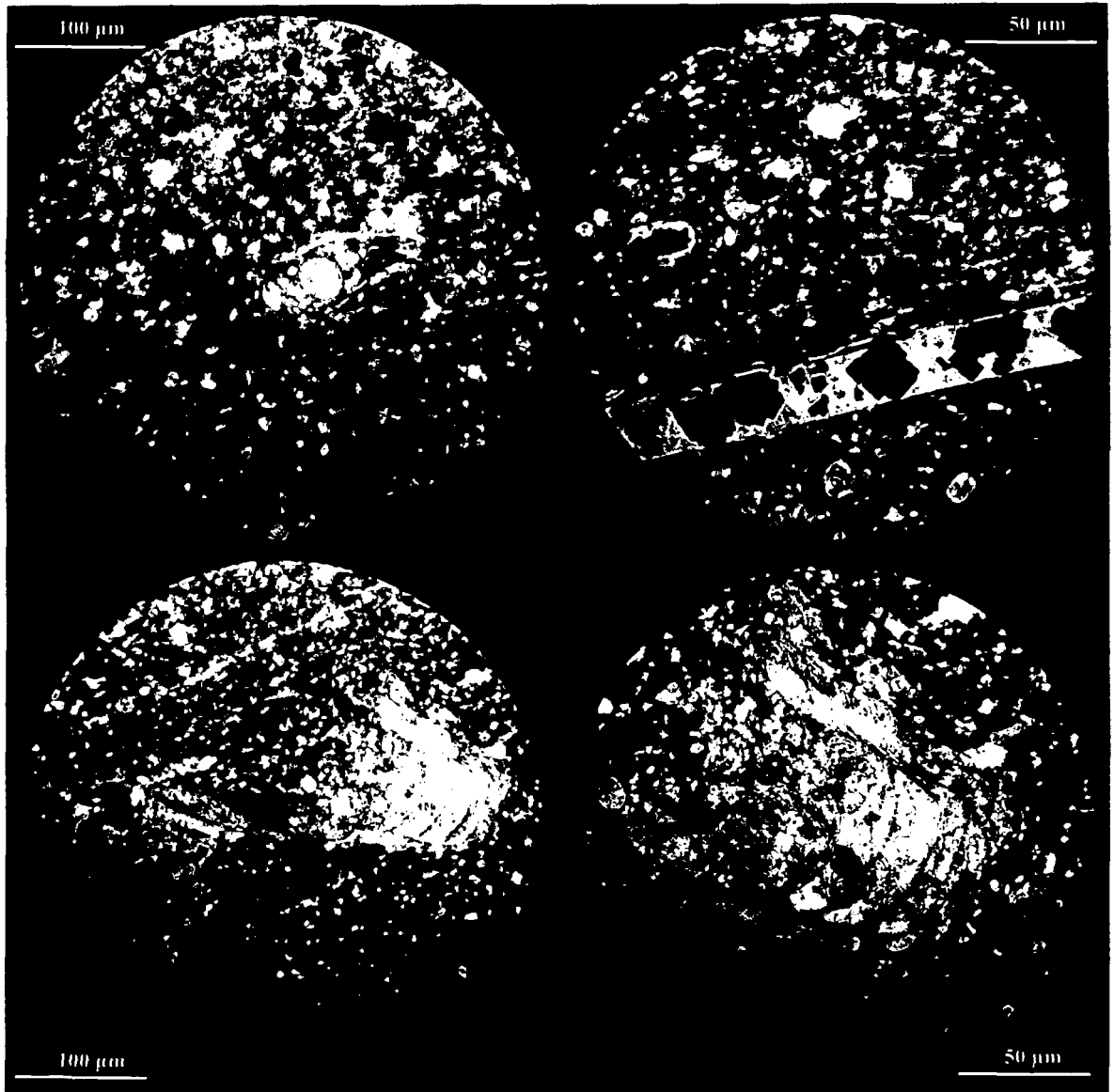


Foto N° 26: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL-02. se observa la presencia de Foraminíferos (globigerínidos) de forma redondeada, en la imagen superior derecha se puede observar los espacios vacíos de cristales de Pirita dentro de una venilla de Calcita. en las imágenes inferiores se observa una huella calcificada de actividad biológica posiblemente producida por un bivalvo. los cristales de color azul es Calcita ferrosa.

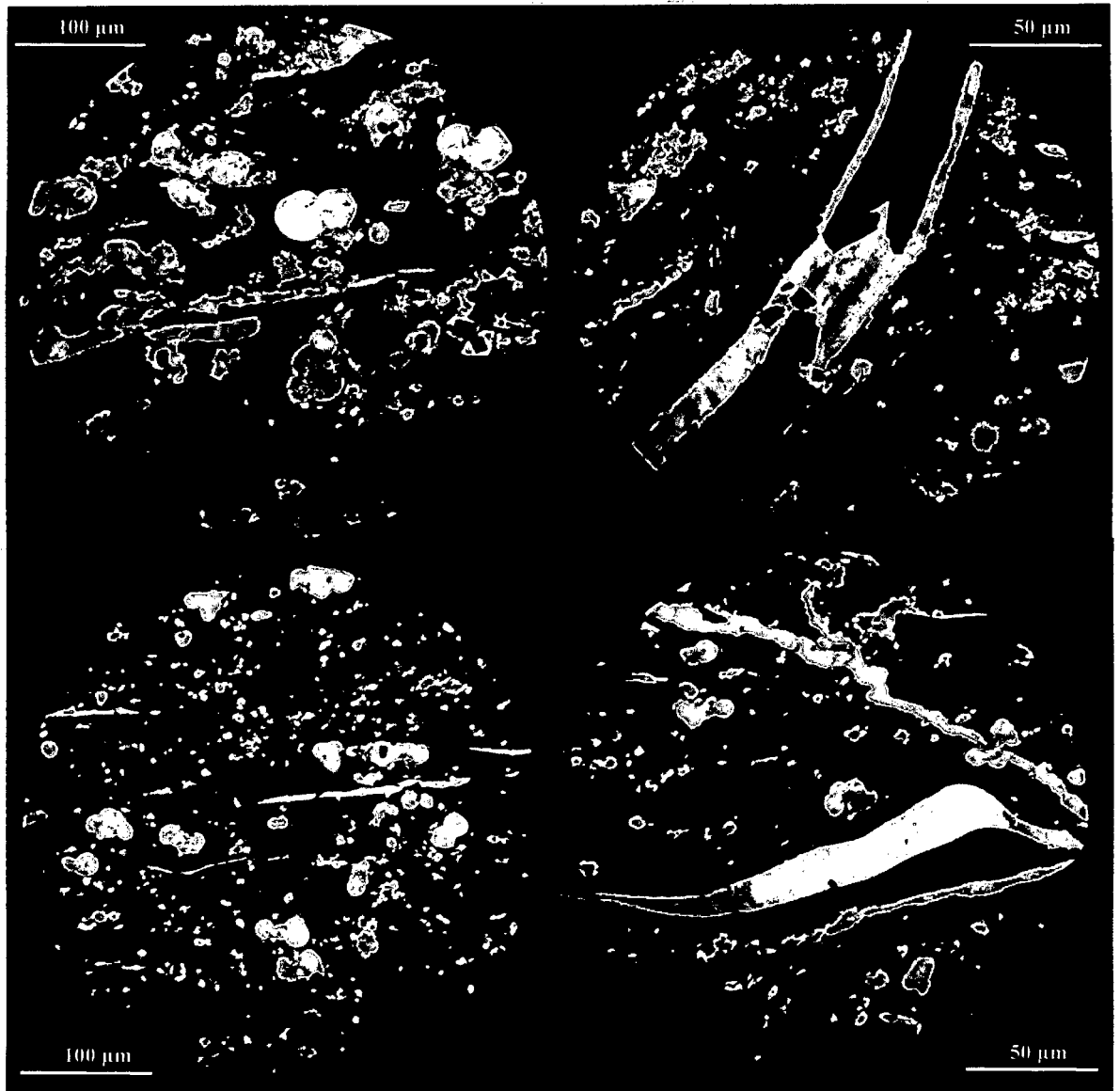


Foto N° 27: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL-03, las formas redondeadas pertenecen a caparazones de foraminíferos tales como los Globigerinidos principalmente y las formas alargadas pertenecen a conchillas de Bivalvos piritizados, esta Pirita ha ido alterándose poco a poco hasta llegar a desaparecer dejando su clásica forma geométrica, imagen superior derecha. Las manchas pardo/oscuras son materia orgánica.

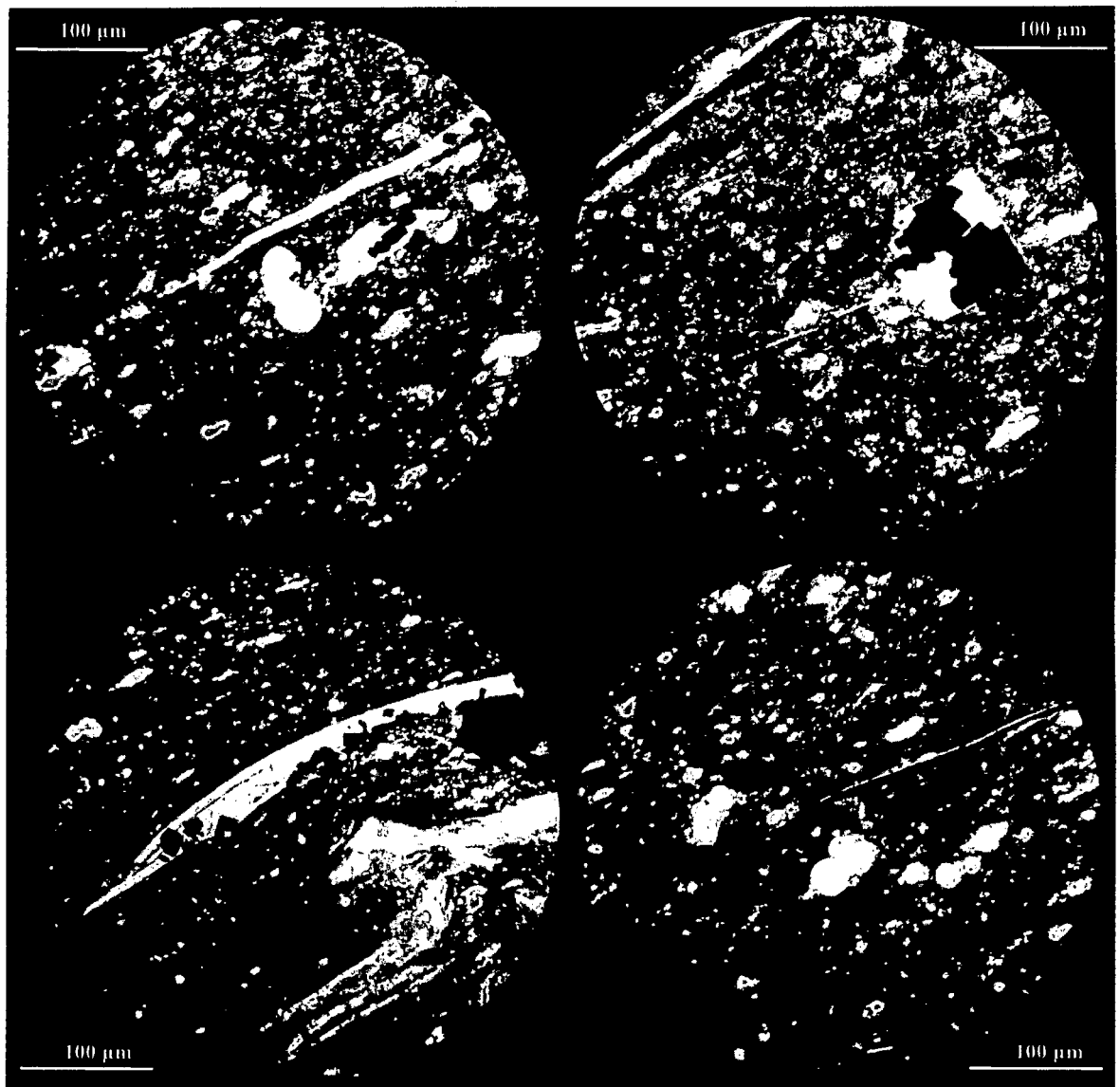


Foto N° 28: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL-04, las formas redondeadas pertenecen a caparazones de foraminíferos (Globigerinidos) secciones longitudinales de conchas de Bivalvos. Las manchas pardo/oscuras son materia orgánica. Las formas cubicas de color negro son espacios vacíos dejados por la Pirita sedimentaria.

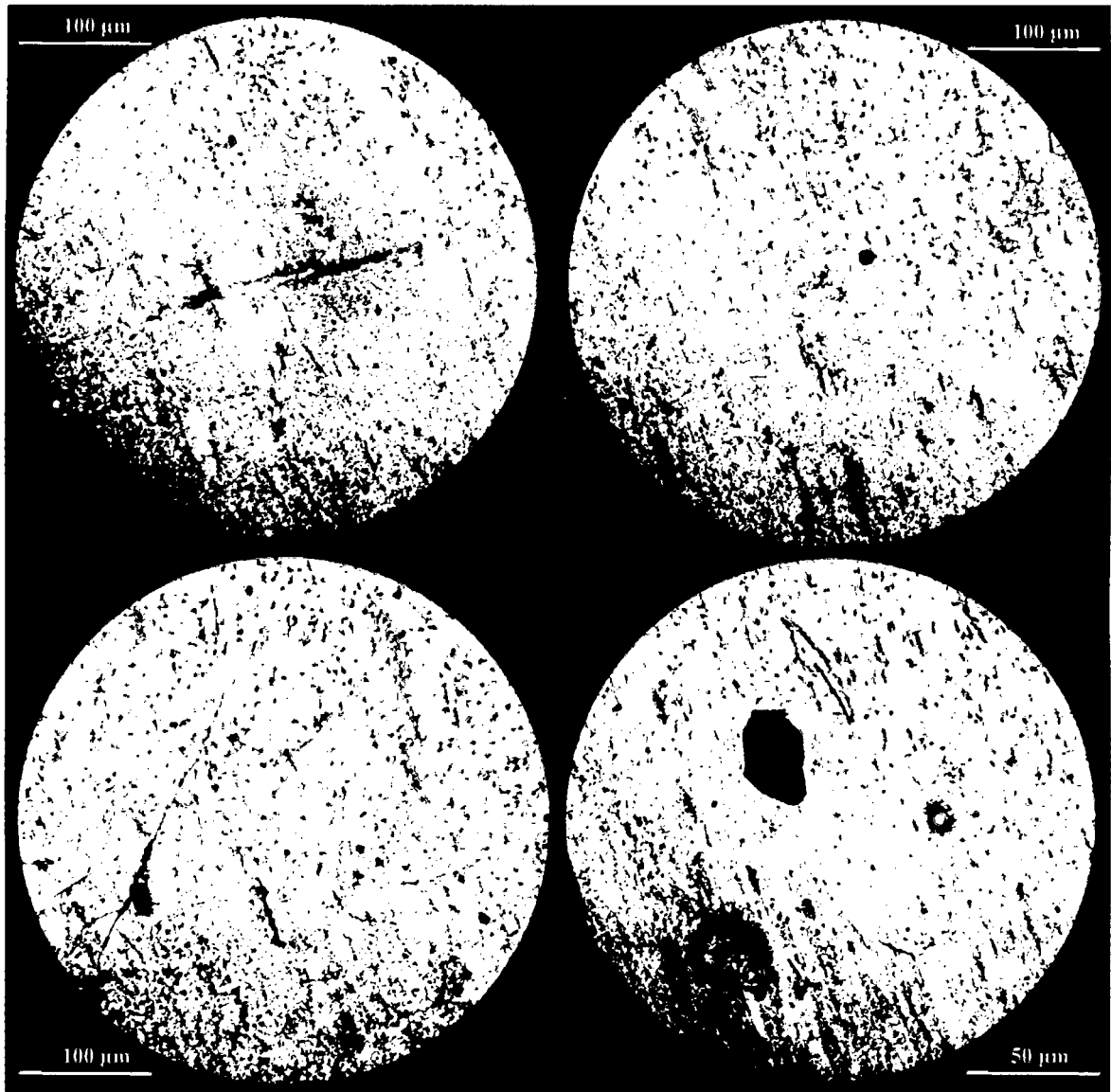


Foto N° 29: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MCOL-05. sección delgada de Chert. nótese el alineamiento de sus componentes minerales. las pequeñas manchas pardas son cristales de Calcita sin reemplazamiento por Sílice. en la imagen inferior derecha se observa una concha de Bivalvo y un foraminífero ambos silicificados. La formación de este Chert se da por reemplazamiento de carbonato por sílice en un pequeño evento tectónico que produjo un levantamiento en la cuenca y aporte continental de sílice en solución hacia el mar Albiano.

SECTOR RONQUILLO

MRNQ - 01

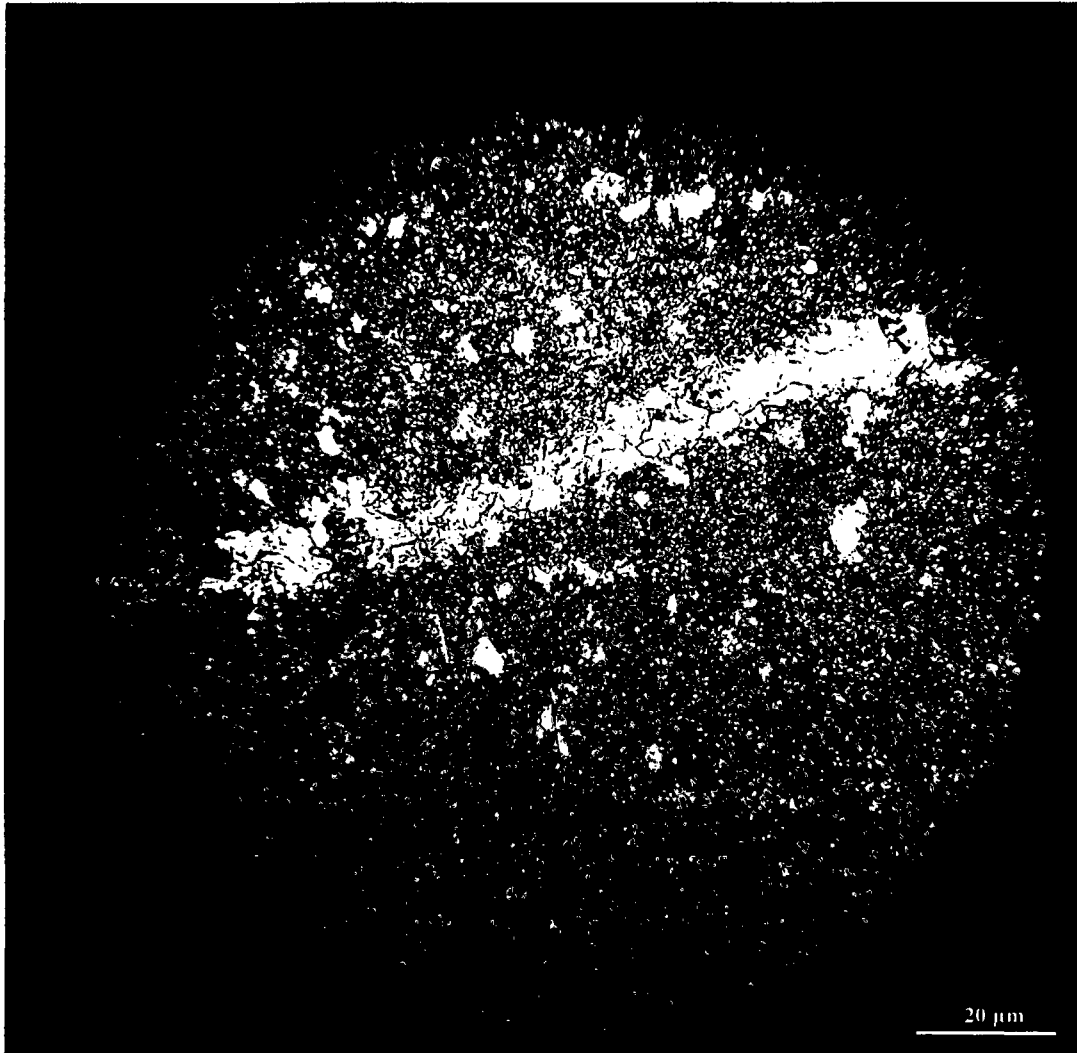


Foto N° 30: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ-01, sección delgada de caliza mudstone cortada por una venilla de Calcita, se observa la Calcita micrítica o barro carbonatado (matriz) y la Calcita Esparítica (cristales de color blanquecino). Los cristales de coloración azul son microcristales de Calcita ferrosa.

MRNQ – 02

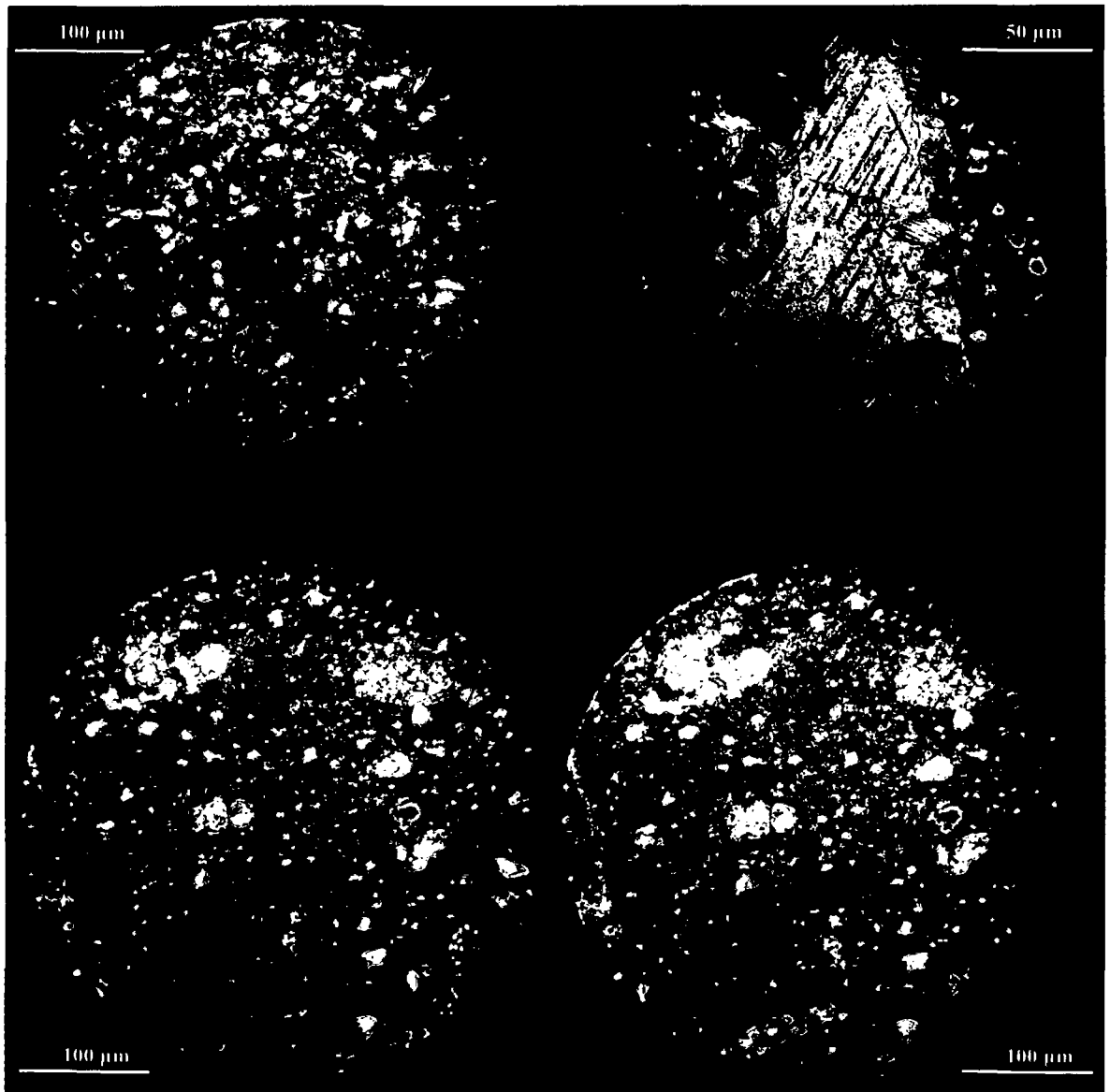


Foto N° 31: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ-02, sección delgada de caliza de la Fm. Pariatambo en el sector el Ronquillo, en la imagen superior izquierda se nota una burbuja posiblemente de algún hidrocarburo, nótese la abundancia de Foraminíferos en la muestra. en la imagen superior derecha se observa una venilla de Calcita con el desarrollo de las estrias en sus cristales por intercrecimiento.

MRNQ-03

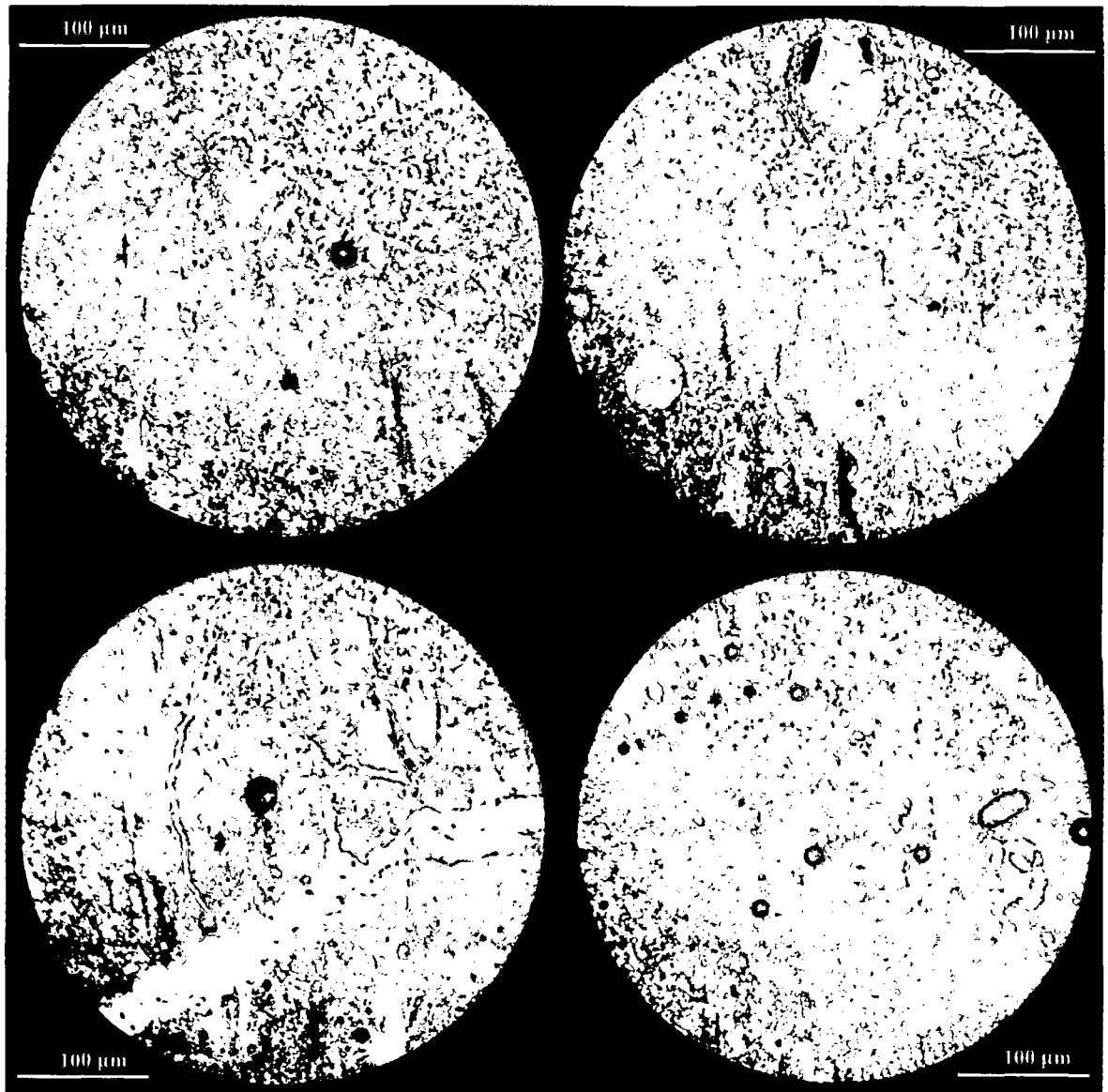


Foto N° 32: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ-03, las manchas pardas en la imagen superior izquierda son cristales de dolomita. en las imágenes superior derecha e inferior derecha se nota la presencia de foraminíferos de color blanco y de forma redondeada, nótese la presencia de burbujas atrapadas en la diagénesis de la caliza.

MRNQ-04

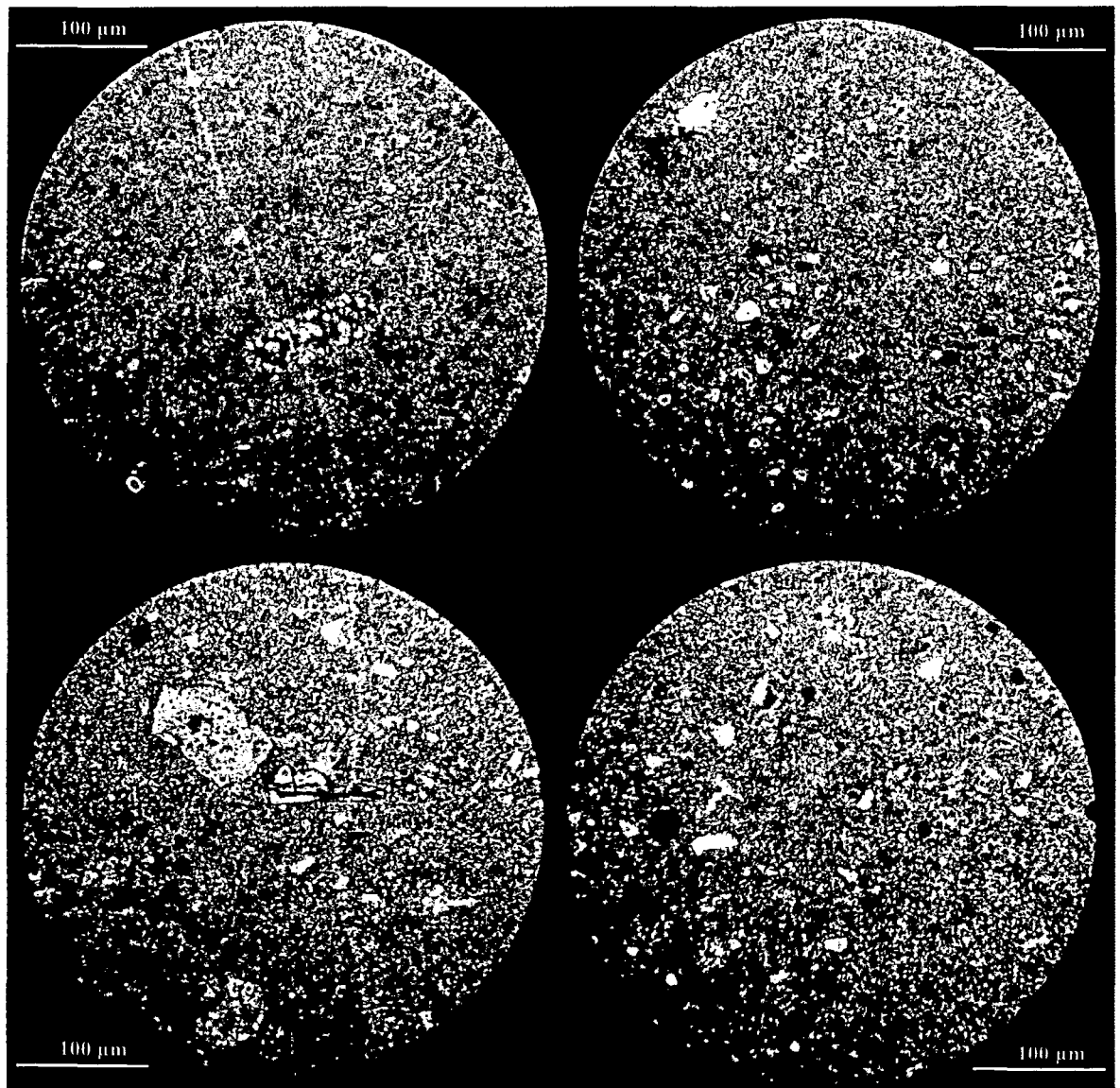


Foto N° 33: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ-04, sección de caliza mudstone con foraminíferos redondeados, en la imagen superior izquierda se observa una colonia de foraminíferos alrededor de un bioclasto (color pardo oscuro), en la imagen inferior izquierda se nota un bioclasto que pertenece a una placa de equinodermo.

MRNQ-05

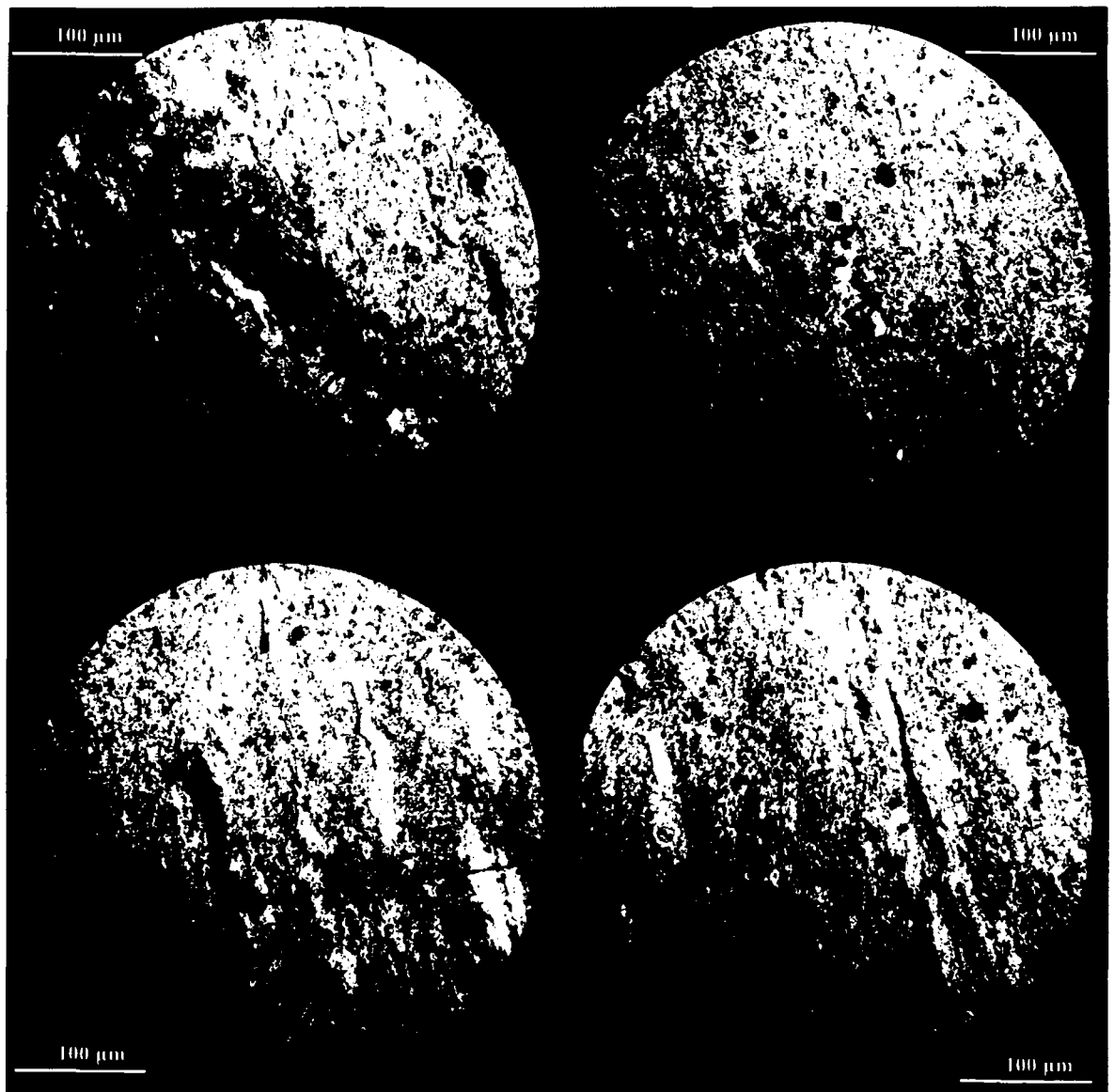


Foto N° 34: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MRNQ-05. sección delgada de Chert. nótese el alineamiento de sus componentes minerales. las pequeñas manchas pardas son cristales de Calcita sin reemplazamiento por Sílice. en la imagen superior izquierda se nota la presencia de un alga silicificada por reemplazamiento, esto nos da la idea de un cambio en las condiciones sedimentarias del techo de la Fm. Pariatambo.

SECTOR PUYLLUCANA

MPUY – 01

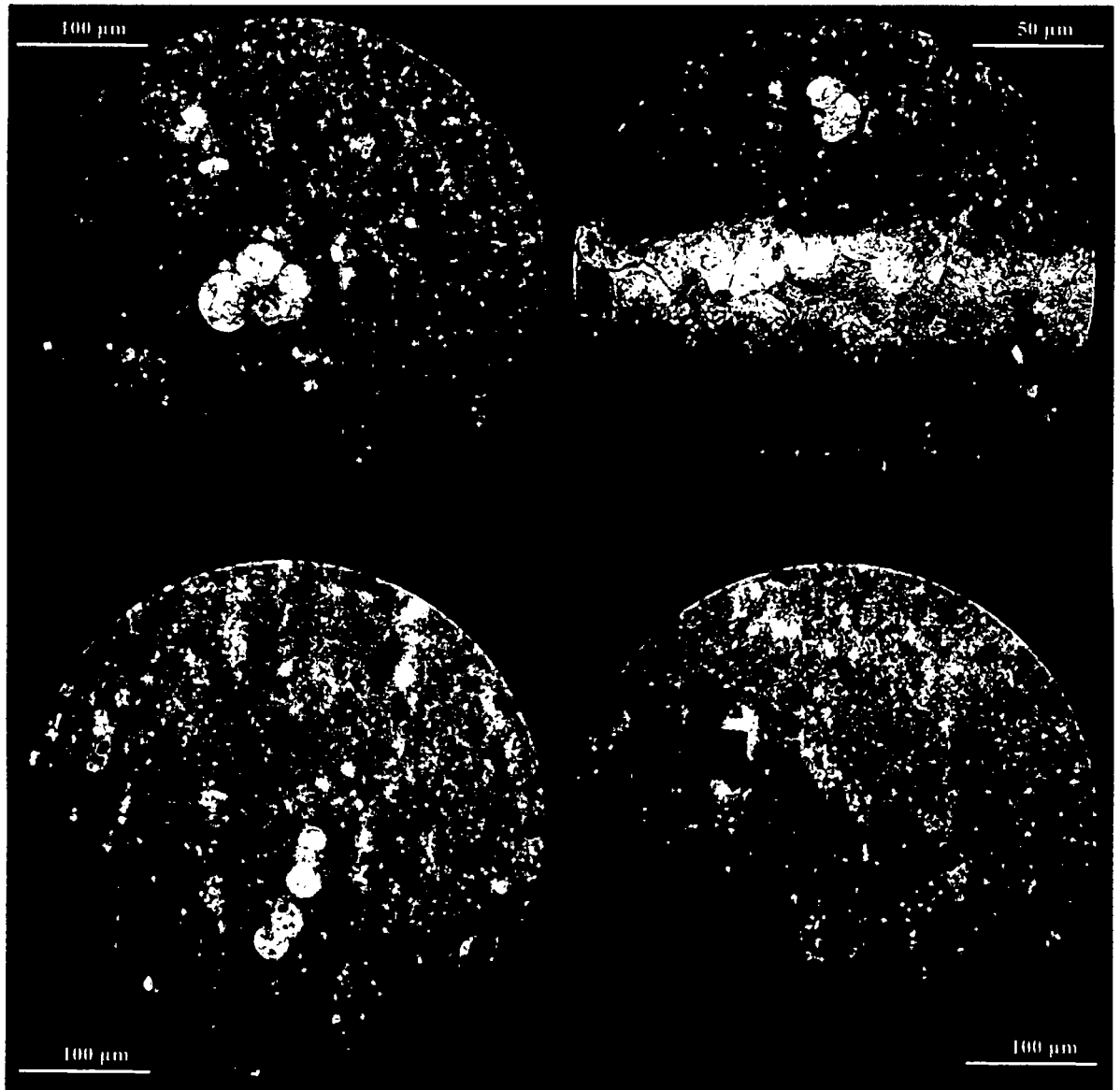


Foto N° 35: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY-01. sección delgada de caliza mudstone, en las imágenes superior e inferior izquierdas se nota la presencia de foraminíferos (Globigerinidos), en la imagen superior derecha una venilla de Calcita y una burbuja atrapada, en la imagen inferior derecha ha quedado la huella vacía que indica que hubo un cristal de Pirita.

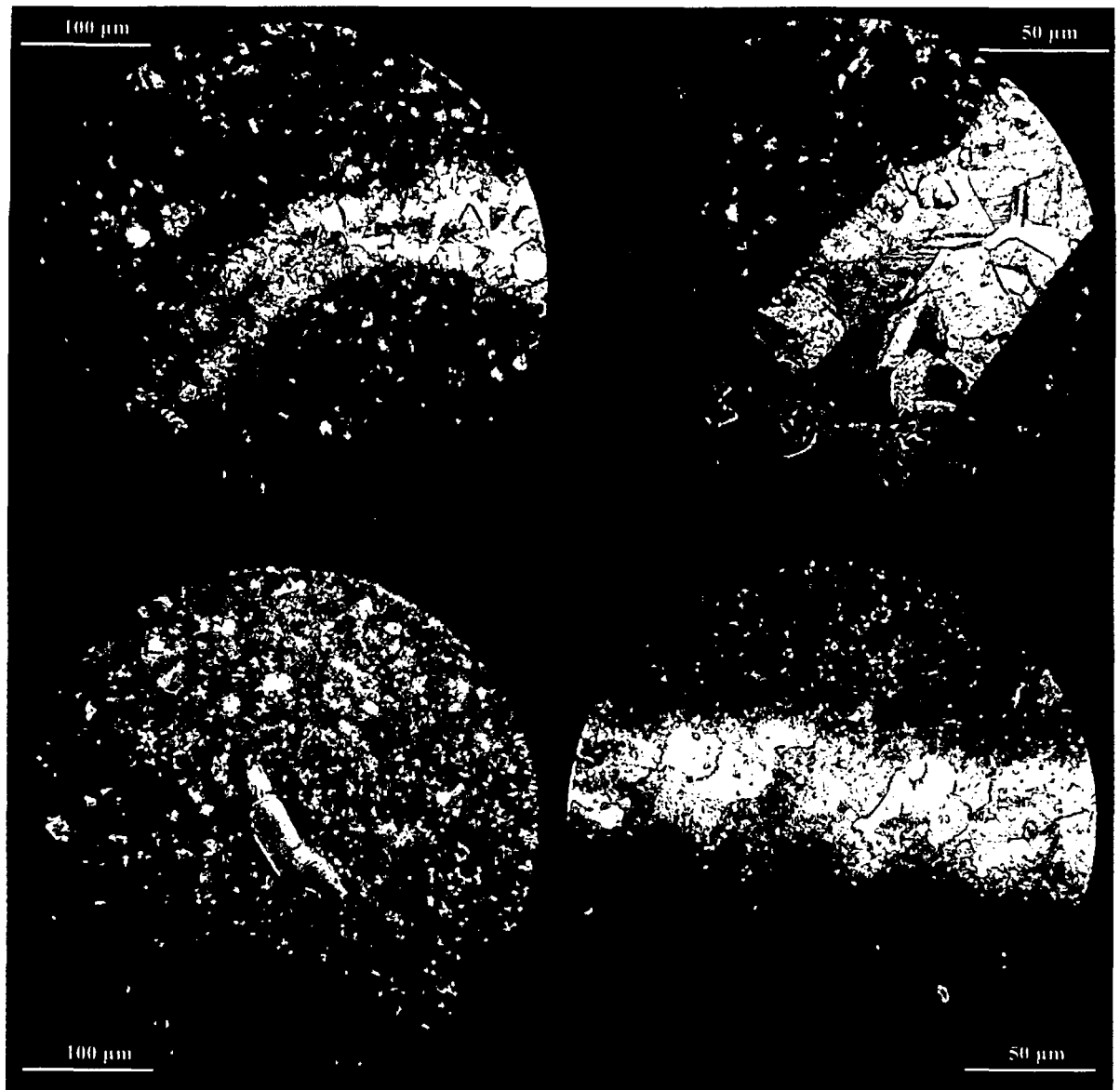


Foto N° 36: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY-02, en la imagen superior izquierda y derecha se observa cementos calcíticos precipitados dentro de la zona freática meteórica (por debajo del nivel freático) presentan una textura característica, definida por cristales que aumentan en tamaño desde las zonas periféricas de los poros hacia su interior. Este tipo de textura es el denominado *mosaico drústico* y es el resultado de la competencia durante el crecimiento entre los cristales nucleados, conforme la cementación avanza hacia el centro de los poros. Nótese la presencia de una gran burbuja atrapada en la venilla de Calcita.

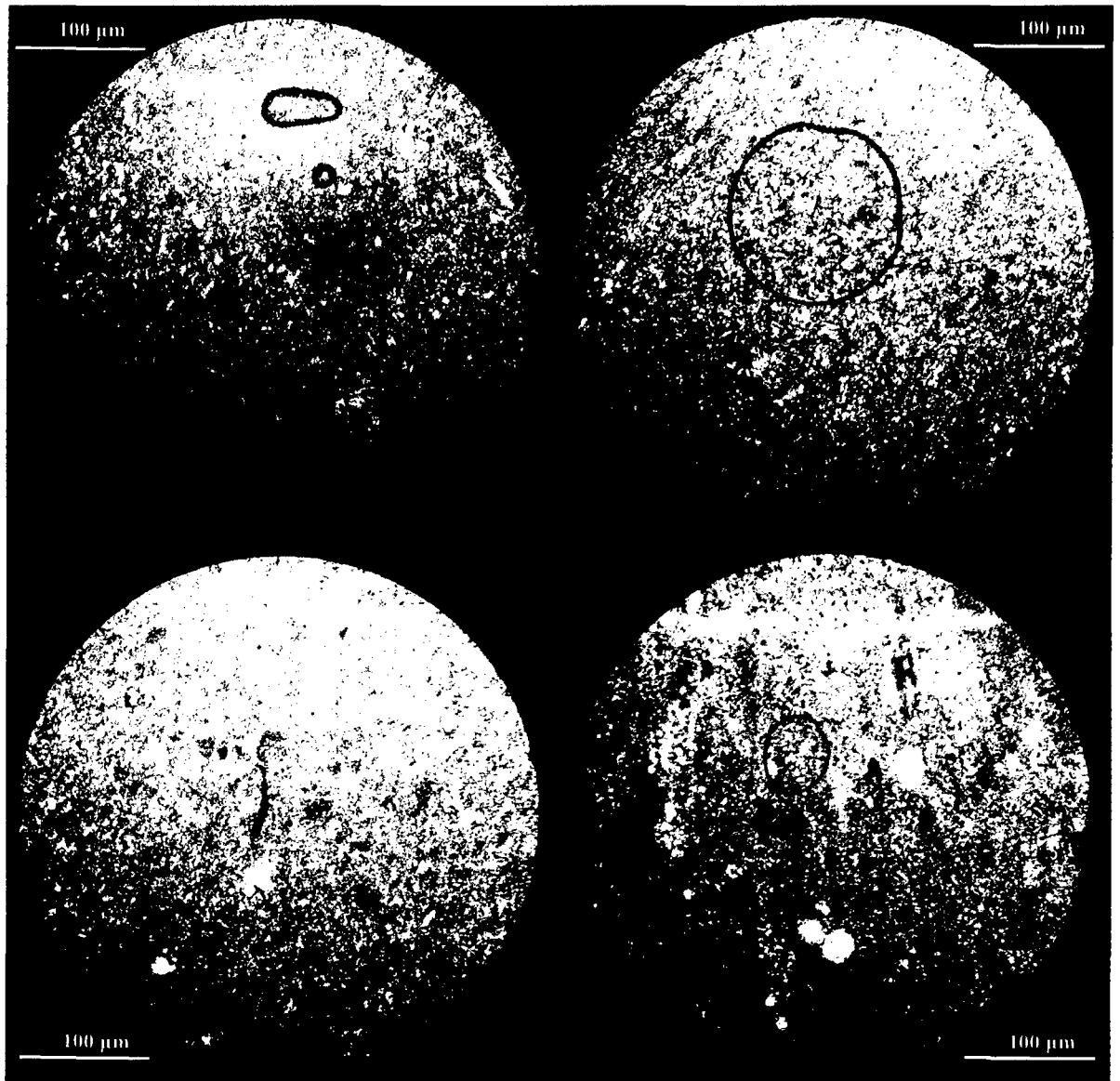


Foto N° 37: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY-03, sección de caliza mudstone, salta a la vista la presencia de burbujas de gran tamaño atrapadas en esa roca. esta evidencia nos da la idea de un ambiente marino sedimentario con un aporte de gases, CO_2 principalmente y probablemente Hidrocarburos gaseosos tales como el Metano, en la imagen inferior derecha se observan foraminíferos Globigerinidos.

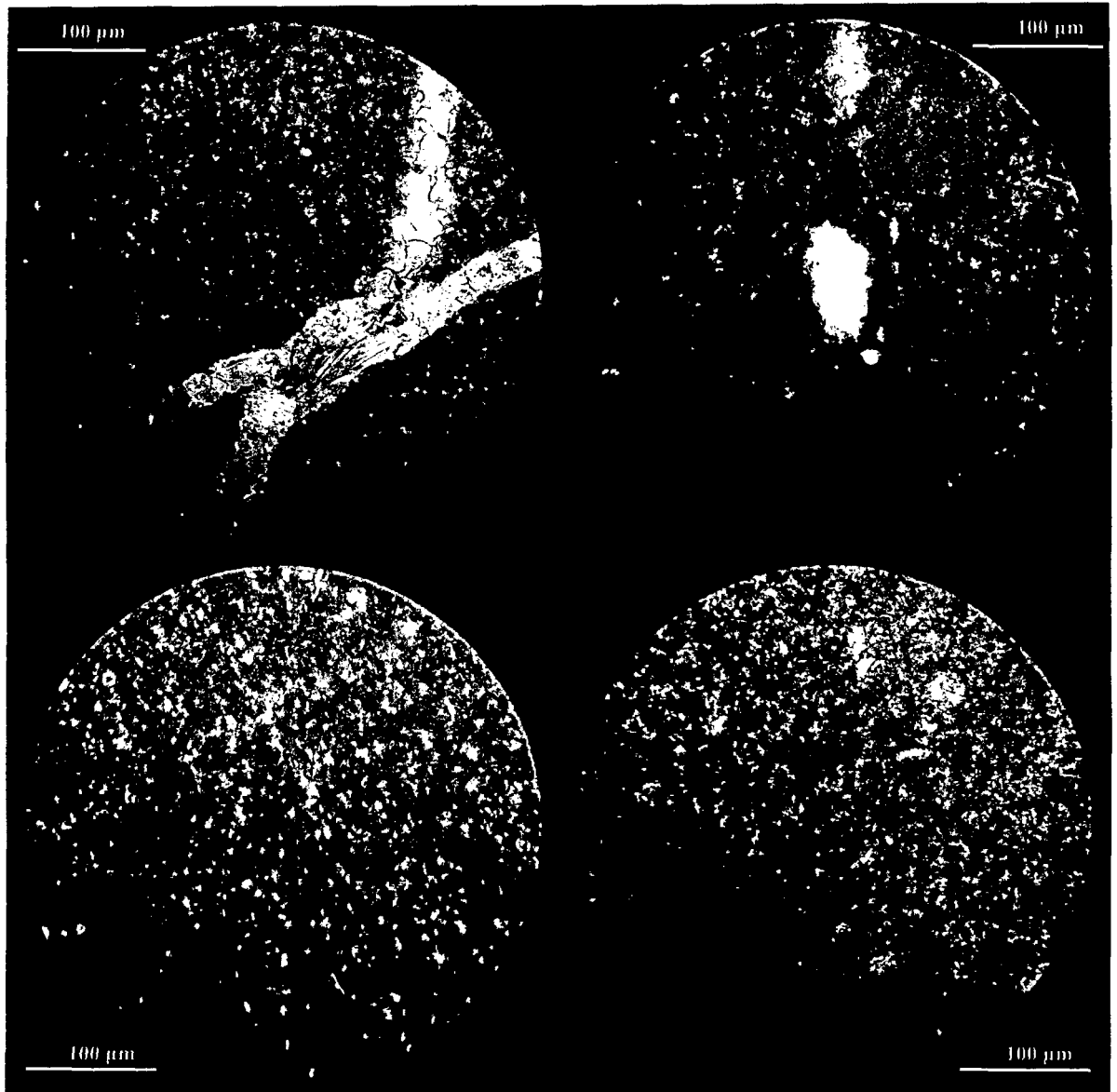


Foto N° 38: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY-04, sección de caliza mudstone con presencia de pequeños Foraminíferos, en la imagen superior izquierda se nota dos venillas de Calcita que cortan a la micrita y esparita. Se nota la presencia de pequeñas manchas de color negro y de forma redondeada las cuales pueden ser burbujas atrapadas en la diagénesis pero ahora ya están vacías.

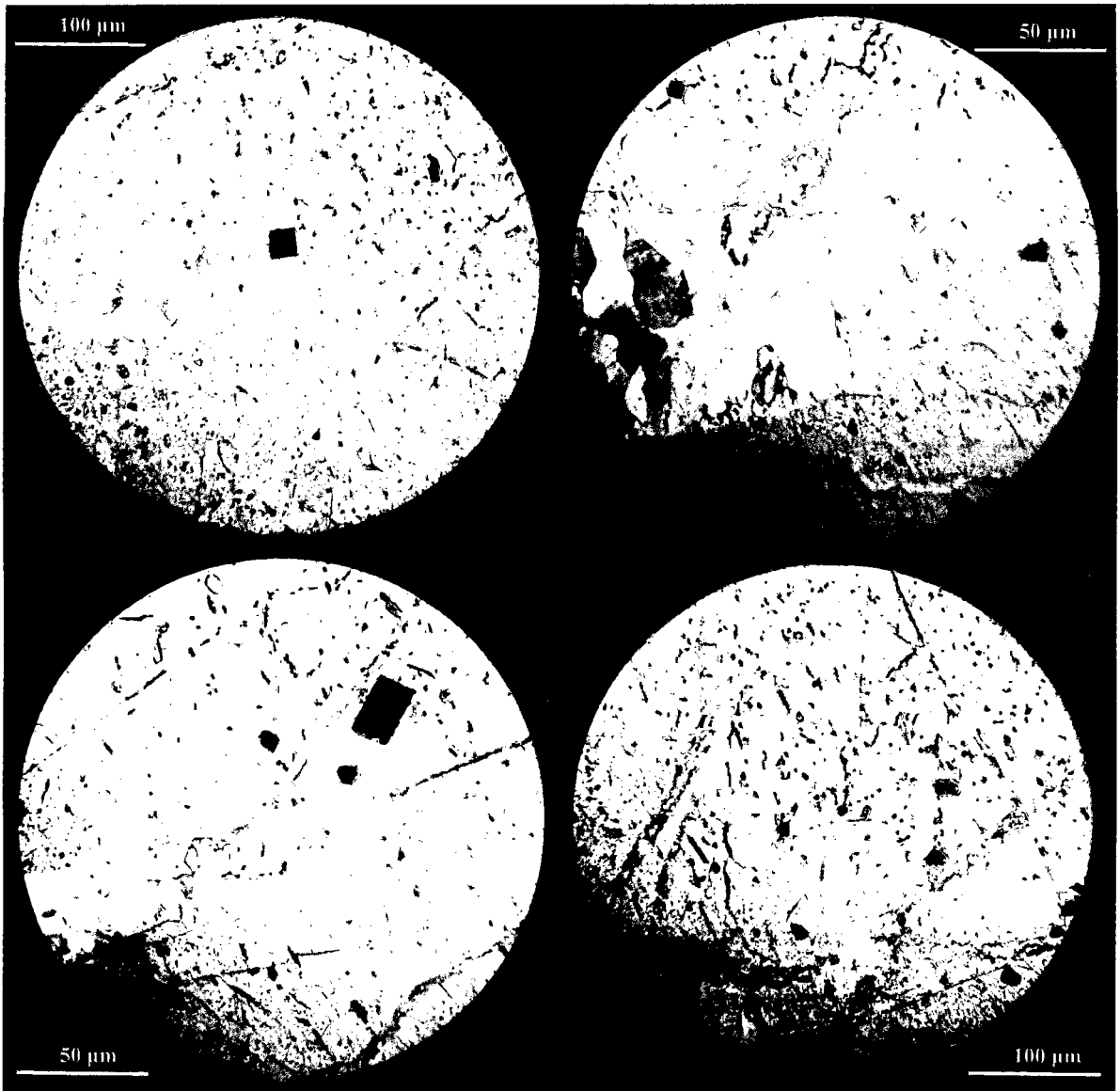


Foto N° 39: Vista al microscopio petrográfico de la muestra MPUY-05, sección delgada de Chert, nótese las formas rectangulares en la muestra, pertenecientes a antiguos cristales de Pirita que han sido alterados dejando espacios vacíos, en la imagen superior derecha se observa un alga silicificada por el intercambio carbonato – sílice, esto nos evidencia el cambio en las condiciones sedimentarias de la Fm. Pariatambo de un ambiente profundo a un ambiente más somero que permitía la vida de algas como las de la muestra.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. LOS EVENTOS ANÓXICOS OCEÁNICOS (EAO, OAE) DEL CRETÁCEO MEDIO: CAUSAS Y CONSECUENCIAS A NIVEL MUNDIAL

Una de las principales características de estos eventos está representada por la acumulación de materia orgánica en sedimentos marinos. Estas facies específicas y los valores negativos de las anomalías de los Isotopos de Carbono representan perturbaciones cortas vividas en el ciclo del Carbono en nuestro planeta. Factores como ascenso del nivel del mar, eventos volcánicos, existencia de un clima cálido y características de la circulación oceánica, han sido propuestos para explicar la génesis de estos eventos. (Navarro, 2015).

Los EAO están asociadas con una menor extinción y rápido enterramiento de materia orgánica en la vida marina, los cambios en la producción de carbonato y en fases de hundimiento de plataforma. Los principales EAOs tuvieron lugar durante el Aptiano – Albiano temprano representado por el EAO 1b (114 – 109 Ma), durante el comienzo del Albiano superior EAO 1c (102 Ma) y en el contacto del Albiano – Cenomaniano representado por el EAO 1d (99.5 Ma). (Navarro, 2015).

El cretáceo medio estuvo caracterizado por una retirada muy importante de Carbono, que se acumuló en cuencas oceánicas con fondos Anóxicos y en vastos humedales continentales. En la actualidad, la mayor parte de los combustibles fósiles que utilizamos tienen su origen en la biomasa de esas épocas, un Carbono que lentamente fue retirado de la atmósfera y que ahora le está siendo devuelto de forma masiva y acelerada por la actividad humana. (Arthur, 1979).

En estos periodos más cálidos la temperatura de las zonas polares y los océanos fue extraordinariamente elevada, durante el Albiano medio, grandes dinosaurios poblaban

las latitudes continentales más altas (como Alaska) y la temperatura de las aguas oceánicas profundas se aproximaba a los 15° C de media, muy por encima de la actual de solo unos pocos grados centígrados. (Arthur, 1979).

Durante este periodo, el nivel de los mares estaba en continuo ascenso. Este crecimiento llevó al nivel del mar hasta cotas jamás alcanzadas anteriormente, incluso zonas anteriormente desérticas se convirtieron en llanuras inundadas. En su punto máximo, solamente un 18 % de la superficie de la Tierra estaba sobre el nivel de las aguas (hoy en día la superficie emergida es del 29 %). En las regiones Albias de latitudes superiores a los 50° tanto meridionales como septentrionales se originaron enormes yacimientos de carbón. En el intervalo comprendido entre hace 120 y 75 millones de años, el mar de Tetis rebosaba de microplancton que se convirtió en petróleo (más de la mitad de las reservas petrolíferas mundiales conocidas corresponden a yacimientos originados en Tetis, como golfo Pérsico, norte de África, golfo de México y Venezuela). (Jenkins, 1980).

Las temperaturas ascendieron hasta alcanzar su máximo punto hace unos 100 millones de años, en los cuales no había prácticamente hielo en los polos. Los sedimentos muestran que las temperaturas en la superficie del océano tropical debieron haber sido entre 9 y 12 °C más cálidas que en la actualidad, mientras que en las profundidades oceánicas las temperaturas debieron ser incluso 15 o 20 °C mayores. En realidad el planeta no debió de ser mucho más cálido que en el Triásico o el Jurásico, pero el gradiente de temperatura entre los polos y el Ecuador debió de ser más suave; esto produjo que las corrientes de aire del planeta amainaran, contribuyendo a reducir las corrientes oceánicas y por tanto a océanos más estancados que hoy, evidenciados por extensas deposiciones de "black shales" (Navarro, 2015), este contenido de materia orgánica se ve evidenciado en las manchas pardo oscuras vistas en las secciones delgadas.

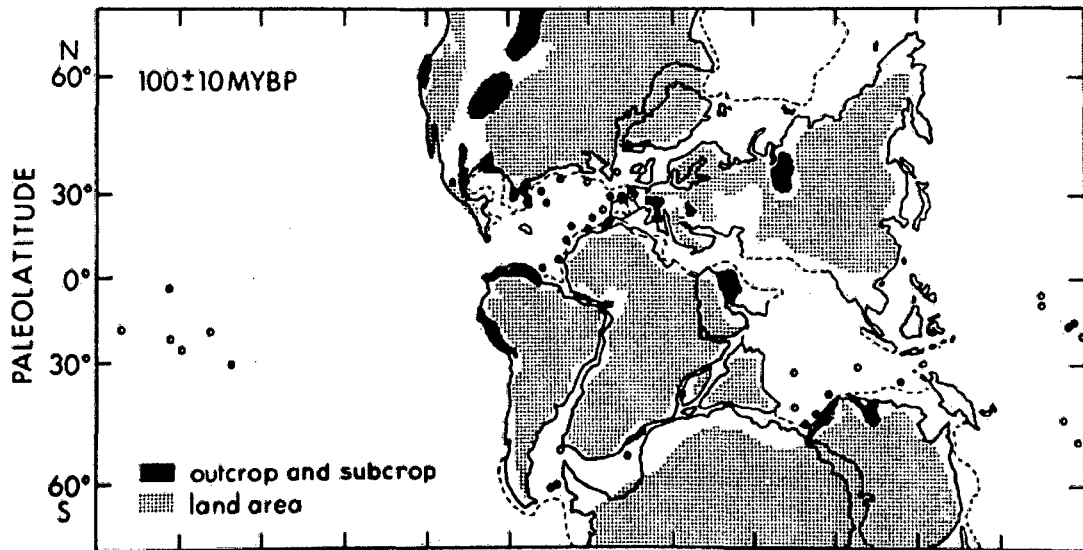


Figura N° 30: Paleogeografía global durante el Albiano – Cenomaniano, las áreas pintadas de color oscuro son sectores ricos en sedimentos carbonosos marinos. (Arthur, 1979).

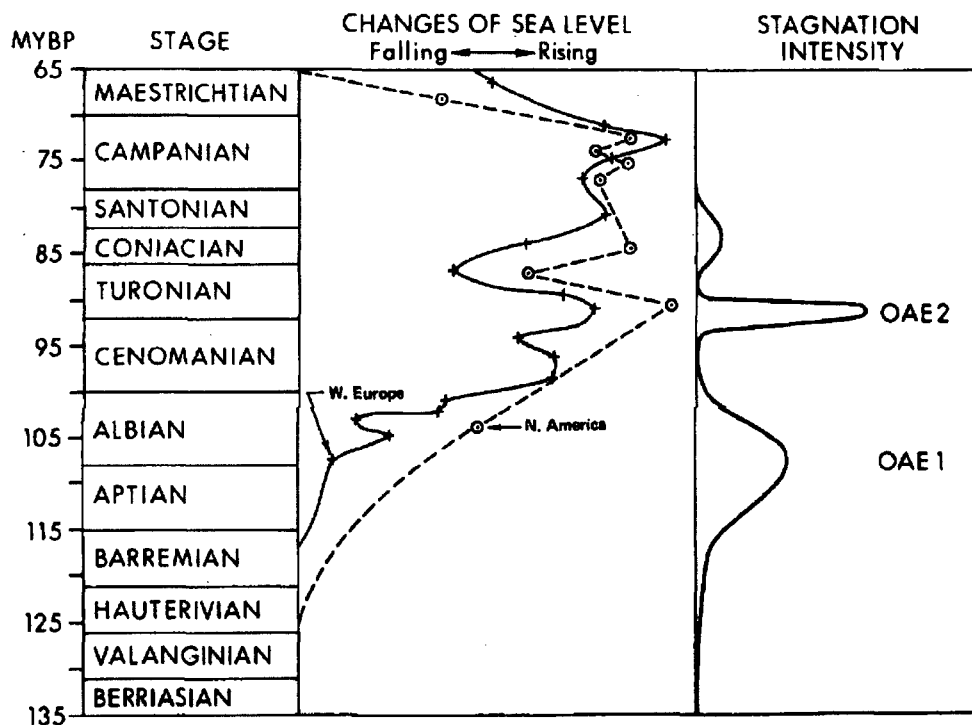


Figura N° 31: Niveles marinos relativos, edad e intensidad de los Eventos Anóxicos Oceánicos durante el Cretáceo. La intensidad relativa de los Eventos Anóxicos Oceánicos está basada en la información de cantidades de Carbono orgánico preservado y cantidades de materia orgánica vs materia terrígena, así como estudios de isotopos de Carbono. (Arthur, 1979).

Mucho del actual entendimiento del clima del Cretáceo medio y sus perturbaciones viene del estudio de los isotopos de Carbono usando Micrita ($\delta^{13}C_{carb}$) y materia orgánica ($\delta^{13}C_{org}$). Obtenidas las secciones quimioestratigráficas de numerosas cuencas muestran excursiones en el registro del isotopo de Carbono que tienen un significado como de un tiempo o marcador de eventos y procesos involucrados. (Navarro, 2015).

Entre estos, la OAE 1b fue un evento largo en el tiempo teniendo una duración aproximada de 6.3 m.a. caracterizado por la presencia de cuatro niveles de “black shales” y asociado a perturbaciones en el ciclo del Carbono registrado como una excursión en los isotopos de Carbono. (Navarro, 2015).

Por otro lado en el ámbito Thetys, el EAO 1c del comienzo del Albiano superior es un nivel de “Black Shales” caracterizado por abundante materia orgánica terrígena. La quimioestratigrafía madre de este evento no es uniforme, una característica más frecuente evidencia los diferentes ratios de sedimentación. En contraste con otros lugares, muy limitada información de los EAOs del Cretáceo medio es disponible desde el Pacífico subecuatorial y generalmente, el oeste de Sud América (Navarro, 2015).

4.1.1. Causas del EAO del Albiano

- Fuente de CO₂ en el Cretáceo medio

La actividad volcánica global que se concentra en los límites de las placas, varía en intensidad a lo largo del tiempo y con ello, también el proceso de desgasificación. Así, las épocas geológicas denominadas por los procesos de congregación continental y formación de supercontinentes están caracterizadas por una menor actividad volcánica; es el caso del Cenozoico y del Paleozoico superior. Por el contrario, los intervalos dominados por la disgregación continental, los procesos de rifting, elevadas tasas de acreción oceánica y el vulcanismo global (y la inyección de Carbono a la atmósfera y los océanos) van a ser muy intensos; es el caso del inicio del Paleozoico y también del inicio y de gran parte del Mesozoico, cuando las tasas de acreción oceánica eran un promedio de 50% más rápidas que en el mundo actual (Rudimann, 2001).

Además de la asociada al vulcanismo, tenemos desgasificación relacionada con metamorfismo (y diagénesis profunda) de rocas sedimentarias. Así los Carbonatos

sedimentarios pudieron descomponerse térmicamente durante su enterramiento, lo que redonda en la liberación de gases carbonosos a la atmósfera Albiana. (Berner, 1991).

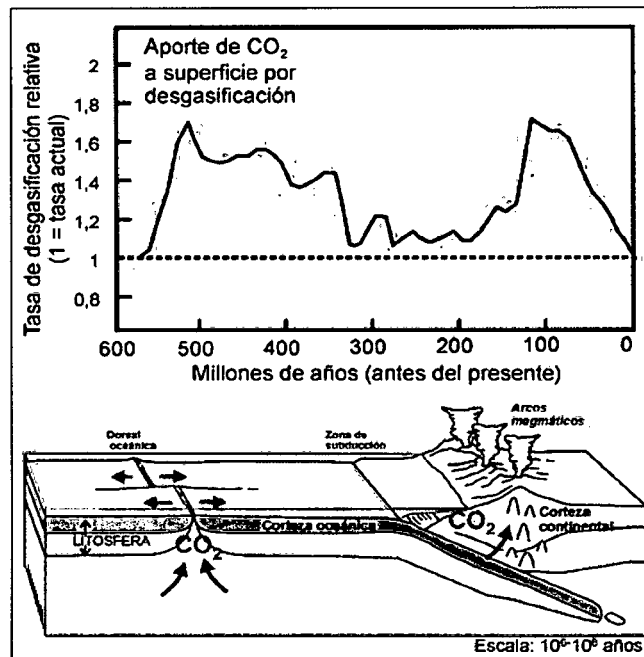


Figura N° 32: Estimación de los aportes de CO₂ hacia el sistema superficial procedentes de la desgasificación magmática. (Berner, 1991).

Sumidero De CO₂: Meteorización De Silicatos

Se trata de un proceso complejo por el cual se transfiere de forma muy lenta pero efectiva CO₂ desde la atmósfera y los suelos hacia la litosfera (Ruddiman y Kutzbach, 1991). Los silicatos no tienen carbono y no forman parte de ningún reservorio dentro del ciclo, pero contienen Calcio y otros iones que si se liberan pueden combinarse con el CO₂ del almacén de superficie para generar calizas u otros carbonatos de origen sedimentario.

En el proceso intervienen múltiples mecanismos, el agua de lluvia disuelve CO₂ atmosférico y edáfico (en forma de ácido carbónico H₂CO₃, esa agua meteórica rica en H₂CO₃ interacciona en superficie con rocas ricas en silicatos (por ejemplo, una roca magmática con feldspatos cálcicos), produciendo su alteración química, fruto de esa alteración el mineral original es destruido y se genera otro mineral más estable en las condiciones de superficie (minerales de la arcilla, sílice, etc). Y un agua residual con iones de bicarbonato HCO₃, el agua residual drena hacia el océano donde el bicarbonato

se combina con el Calcio para dar lugar a carbonatos (este proceso puede ser biológicamente inducido, como en las conchas de los moluscos) y estos a su vez a sedimentos carbonáticos, con el enterramiento de esos sedimentos, el Carbono es finalmente retirado hacia la litosfera, que funciona como sumidero. Así una meteorización intensa no solo aporta más carbono a los océanos como se ha comentado, sino que también incrementa el flujo de otros elementos, como fósforo y hierro. Y la llegada de estos a las aguas oceánicas determina una fertilización del fitoplancton en su superficie. Una productividad primaria elevada y persistente en el tiempo induce a su vez una mayor decantación, sedimentación y enterramiento de la materia orgánica y con ello, un mayor flujo de carbono desde el sistema superficial hacia la litosfera. (Chivelet, 2010).

Este complejo proceso es de vital importancia en el ciclo del Carbono a escalas de millones de años, funciona con diferente intensidad según la época geológica considerada. Distintos factores favorecen una mayor meteorización a escala global, entre ellos (Chivelet, 2010):

- Mayor extensión de las áreas emergidas, sobretodo en latitudes medias y bajas.
- Mayor afloramiento de rocas silíceas (y sobre todo de origen volcánico, más ricas en Feldespatos cálcicos).
- Mayor relieve topográfico (cadenas orogénicas).
- Tipo y desarrollo de la cobertura vegetal sobre los continentes.
- Elevada concentración de CO₂ en la atmósfera, que favorece la meteorización al acidificar las aguas meteóricas y contribuye al crecimiento vegetal.
- Clima globalmente cálido y húmedo (alta temperatura y precipitación aceleran la alteración mineral).

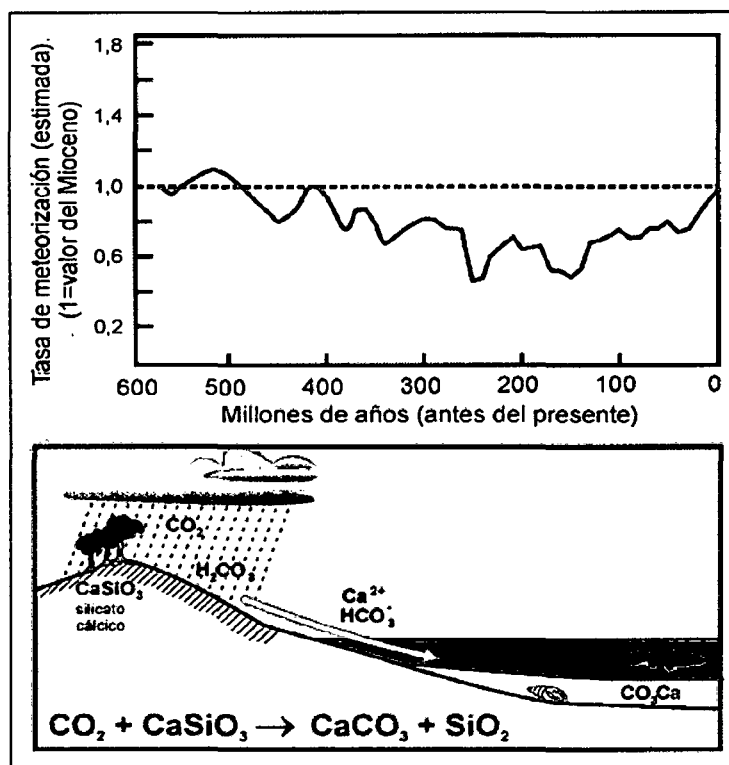


Figura N° 33: Estimación de la tasa de meteorización a lo largo del Fanerozoico (según Berner y Kothavala, 2001) y gráfico ilustrando el proceso por el cual, a través de la meteorización de Silicatos, se retira a escala de millones de años de forma muy efectiva el CO₂ atmosférico. (Chivelet, 2010).

Durante el Cretácico medio un vulcanismo submarino masivo y actividad hidrotermal a la par aportaron grandes cantidades de CO₂ apoyando al calentamiento global y fueron los principales eventos que iniciaron una revolución a escala de la biosfera, incluyendo la aparición de protistas planctónicos mineralizados durante el Mesozoico medio – superior (Vermeij, 1995). El argumentó que cuando los materiales y la energía (especialmente la temperatura) llegaron a poner disponible inusuales altos ratios a los organismos, las oportunidades para la innovación evolutiva y la diversificación se incrementaron debido a la gran cantidad de nutrientes en los fondos marinos. Estos nutrientes estuvieron a disposición del plancton marino a través de los productos continentales de la erosión, el levantamiento de las cuencas marinas y el vulcanismo. La actividad biológica incluyó un reciclaje de nutrientes. Además las temperaturas globales y el nivel del mar en paralelo jugaron un papel importante en la productividad y la diversificación. El cretáceo medio fue uno de esos tiempos, en los cuales el vulcanismo submarino fue parte integral de las fuentes de plancton que influenciaron en el

incremento de CO₂, las temperaturas globales y el aporte de nutrientes al océano. (Vogt, 1989).

El ratio ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las aguas marinas decrece marcadamente durante tres intervalos del cretáceo medio correspondientes a OAE1a, OAE1b, y OAE2 (Bralower et al., 1997; Jones and Jenkins, 2001). Estos autores interpretan los bajos valores como episodios de emplazamiento efusivo de la placa oceánica (plumas de manto). O actividad hidrotermal asociada con el incremento en producción de corteza oceánica. Otros estudios han propuesto importantes nexos entre el incremento del vulcanismo submarino (actividad hidrotermal), actividad primaria, y la sedimentación de "black shales" (Vogt, 1989; Bralower et al., 1994; Erba, 1994; Ingram et al., 1994; Sinton and Duncan, 1997; Kerr, 1998; Larson and Erba, 1999). Las chimeneas hidrotermales asociadas con centros volcánicos son las mayores fuentes de nutrientes y otros bioelementos hacia el océano y menor fuente de Fosforo (Froelich et al., 1982; Vermeij, 1995). Particularmente el Hierro pudo haber provisto una importante fuente para la producción marina durante tiempos de elevados ratios de producción hidrotermal submarina.

A gran escala la termolínea de circulación oceánica y las corrientes eólicas juegan un rol mayor en la suplementación de nutrientes hacia la zona eufótica del mundo oceánico. La estratificación bien desarrollada en las bajas latitudes del océano moderno a la par con la estratificación estacional en las latitudes medias limita la advección vertical de nutrientes. Estas condiciones crean relativamente zonas enfocadas de productividad primaria en aguas de zonas costeras y de altas latitudes. En contraste el reducido gradiente del oceánico del cretáceo medio entre el Ecuador y los polos crea generalmente una leve columna de agua con diversos gradientes. (Chivelet, 2010).

Las mega plumas hidrotermales generaron centros volcánicos y corteza oceánica que pudieron haber contribuido a un decrecimiento de la estratificación del agua e introdujeron nutrientes a la zona eufótica. (Vogt, 1989; Baker et al., 1995; Palmer and Ernst, 1998).

La elevación súbita del CO₂ atmosférico puede tener diferentes orígenes tales como una importante actividad volcánica; una aceleración en la subducción de carbonatos; un calentamiento de grandes depósitos de carbón en zonas de fuerte actividad ígnea, la liberación de metano atrapado en los fondos marinos en forma de clatratos; o varios de estos procesos actuando simultáneamente. Las estimaciones de entrada de CO₂ en la atmósfera – océano para algunos de estos hipertermales son de miles de petagramos (1 Pg = 10¹⁵ g) de carbono en unos pocos miles de años. (Chivelet, 2010).

Esta elevación del CO₂ atmosférico puede funcionar como disparador de cada episodio hipertermal. El mayor efecto invernadero induce un incremento en la temperatura global, la consiguiente aceleración del ciclo hidrológico y la acidificación de las aguas oceánicas. A esas aguas oceánicas llegan abundantes nutrientes desde los continentes (a través de ríos muy activos y posible incremento en los incendios) y/o desde las profundidades oceánicas (a través de nuevas corrientes de *upwelling*). Las condiciones favorecen un cambio en la fertilidad del océano, con el crecimiento de organismos sin caparazón calcáreo (en detrimento del plancton calcáreo) y el descenso del nivel de oxigenación de las aguas. En muchos casos, como los eventos Anóxicos del Jurásico y Cretácico, la anoxia es generalizada en las aguas oceánicas y permite que en sus fondos se preserve materia orgánica sin oxidar. Los restos de esos organismos son así acumulados en el fondo de forma masiva, dando lugar a sedimentos muy ricos en materia orgánica. Finalmente, esta acumulación supone una retirada muy efectiva de CO₂ del sistema a través del enterramiento, permitiendo que el sistema recupere las condiciones climáticas de equilibrio anteriores al evento. En esta recuperación interviene también la aceleración de la meteorización (de silicatos y también de carbonatos) en los continentes y el drenaje de iones al océano, así como la disolución de carbonatos en los fondos oceánicos, ambos encaminados a tamponar el proceso de acidificación. (Chivelet, 2010).

Irónicamente, esas enormes acumulaciones de materia orgánica en los fondos oceánicos dan lugar a las formaciones sedimentarias que constituyen la roca madre de una gran parte de los yacimientos de petróleo que hoy se explotan en el mundo. El CO₂ retirado de la atmósfera de forma “urgente” durante los hipertermales es hoy devuelto a la atmósfera y los océanos, también de forma muy rápida, a través de la quema de los derivados de ese petróleo. (Chivelet, 2010).

4.2. EL EVENTO ANÓXICO OCEÁNICO DEL ALBIANO Y LA FORMACIÓN PARIATAMBO

Características estratigráficas y tectónicas regionales

Durante el Cretáceo medio, la cuenca andina estuvo situada en la faja sub-ecuatorial del Hemisferio sur y separada del océano Pacífico por un arco volcánico extendido por 10,000 km desde Sudamérica hasta el macizo de Nor Escocia en el Atlántico Sur (Navarro, 2010). (Fig. N° 35).

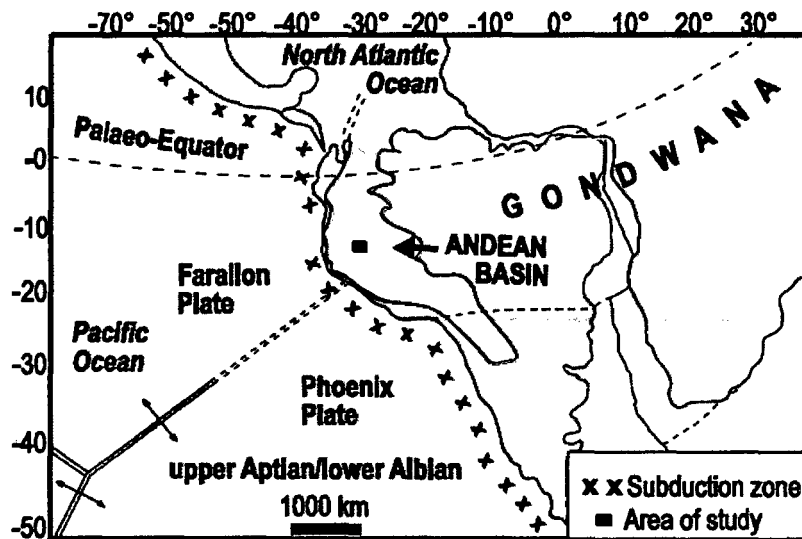


Figura N° 35: Mapa paleogeográfico de Gondwana durante el Cretáceo medio indicando la posición de lo que hoy es la cuenca andina. (Navarro, 2015).

Durante el Albiano las partes bajas de la cuenca andina fueron inundadas y mezcladas con sedimentación carbonatada – siliciclástica la cual fue aumentando hasta suprayacer las unidades siliciclásticas. La sedimentación estuvo controlada por estructuras con tendencia NNW-SSE (Fig. N° 36). El macizo de Paracas, consistente de un basamento precambriano continental, limita la parte oeste del Volcánico Huarney. Más al este, el volcánico Huarney albiano envolvió adentro una cuenca volcánica marginal abortada por la depositación de lavas almohadilladas basálticas del Grupo Casma. La actividad volcánica en la cuenca andina estuvo directamente relacionada con la separación de Gondwana, culminando con la apertura del Océano sur Atlántico y el emplazamiento del batolito de la costa en el arco Huarney en el Cretáceo Superior. (Navarro, 2015).

En la parte media de la cuenca Andina, la plataforma oeste estuvo caracterizada como una cuenca de retro arco desarrollada sobre un margen tectónico extensional y activado

durante el Jurásico – Cretácico. Yendo al sureste, la plataforma fue empujada hacia el macizo Marañón, separando la plataforma oeste y la cuenca este. La cuenca este estuvo limitada hacia el este por el escudo brasileño y comprendía los depósitos deltaicos de grano grueso. (Navarro, 2015).

En los andes del Norte de la región Cajamarca, el cretáceo inferior está representado por el grupo Goyllarisquiza que comprende a las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat. Este grupo es suprayacido por los depósitos transgresivos Albianos que resultaron en una sedimentación marina, éste es el marco geológico en el cual se da el evento anóxico oceánico que tuvo lugar en el Albiano en el Perú y el mundo. (Navarro, 2015).

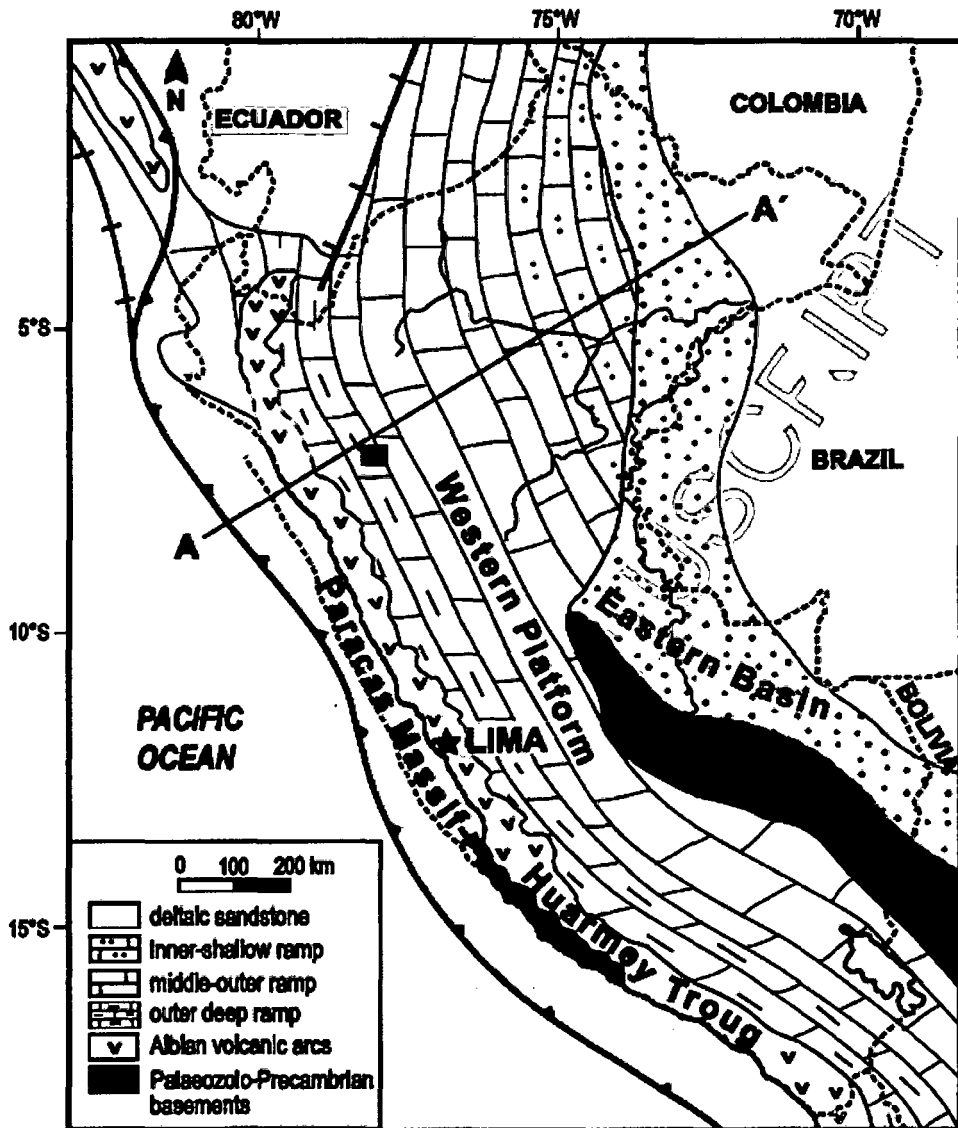


Figura N° 36: Paleogeografía del mapa del Perú en el Cretáceo medio. (Navarro, 2015).

4.3. CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS

Una vez analizadas las variables en páginas de éste capítulo, contrasto la hipótesis de esta tesis con lo cual queda demostrado que las altas temperaturas, la atmosfera sobrecargada de CO₂, la intensa erosión que proveía de sedimentos en la cuenca andina, una alta bioproductividad marina y un calentamiento global eran las características que abundaban en el tiempo en el cual la Formación Pariatambo sedimentaba.

Con la transgresión del albio comienza la sedimentación marina de la cuenca andina, dando inicio con la Formación Inca, para luego dar paso a la Formación Chúlec, estas calizas y margas indican un ambiente marino de plataforma abierta y de profundidad media con aguas oxigenadas y llenas de nutrientes la cual permitía la vida de los organismos marinos, finalizando la sedimentación de la Formación Chúlec, la cuenca seguía su continuo hundimiento y la bioproductividad aumentaba, mientras tanto se emplazaba el arco Casma, un vulcanismo a nivel local que aportó grandes cantidades de CO₂ a la atmosfera Albiana y coincidía con otros vulcanismos a nivel mundial desatándose así un efecto invernadero y calentamiento global; con el aumento de temperatura de la atmosfera, los casquetes polares se fundieron dando lugar a un aumento en el nivel del mar, las lluvias eran ácidas por la misma acción del CO₂, las corrientes marinas ya no circulaban libremente al tener una homogeneidad de temperaturas, esto trajo consigo una restricción en la oxigenación del océano, produciendo un “estancamiento de aguas” que causo la anoxia del fondo marino en la cuenca andina, la vida marina se restringió a las partes superiores del mar, organismos como Cefalópodos (moldes fósiles externos e internos) y peces nadaban libremente (evidenciado por moldes externos e internos de escamas fósiles), pero organismos como los bivalvos que adheridos al fondo marino tuvieron que adaptarse a una vida marina con poco o nada de oxígeno (moldes fósiles externos e internos, así como estructuras orgánicas como los Zoophycos hallados en campo). Como resultado de este evento anóxico oceánico sedimenta la Formación Pariatambo en la cuenca de Cajamarca. En el miembro inferior se presenta una estratificación rítmica de lutitas negras y calizas mudstone, finas y laminadas con presencia de Ammonites y escamas de peces, para luego dar paso a grandes bancos de lutitas negras que en un sector presenta Pirita framboidal, la cual era producida por la unión abundante Hierro y el Azufre libre que descomponían las bacterias a partir de los sulfatos, estas bacterias necesitaban de Oxígeno para seguir viviendo, entonces consumían el Oxígeno de los sulfatos

reduciéndolos a Azufre, lo mismo ocurría con otros compuestos que tuvieran Oxígeno, tal como el dióxido de Carbono, el cual quedaba reducido a Carbono libre y al no unirse a otro elemento se precipitaba favoreciendo a la formación de las calizas y lutitas negras bituminosas y debido a la presencia de burbujas atrapadas en las calizas vistas en las secciones delgadas podemos pensar en el origen de una fuente de Hidrocarburos existentes en estas burbujas.

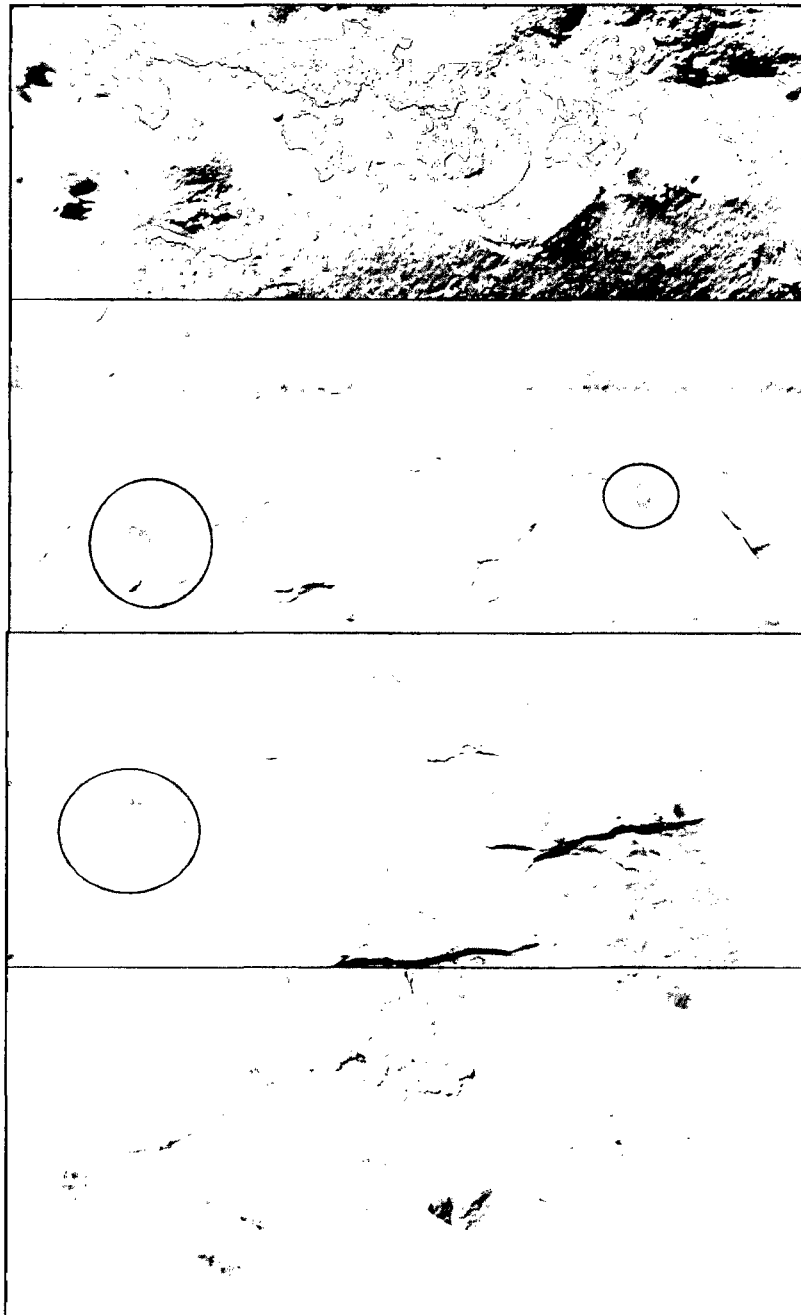
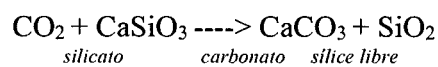


Foto N° 40: Moldes fósiles externos e internos hallados en campo de organismos como Cefalópodos (Ammonites piritizados), escamas de peces (formas de color negro) y Zoophycos (huellas de actividad biológica de bivalvos).

La anoxia continuaba y la estratificación rítmica de la Formación Pariatambo seguía su curso hasta que ocurre un cambio en la sedimentación carbonatada y la restricción de las aguas estancadas, evidenciado por la presencia de algas en el Chert, estas algas habitaban zonas más superficiales y oxigenadas, el reemplazamiento de carbonato por sílice se dio por el abundante material silíceo en disolución que llegaba desde el continente y alimentaba de sílice a las aguas marinas durante un corto tiempo, esta Sílice se producía en grandes cantidades debido al proceso mencionado anteriormente como *Sumidero de CO₂* a partir de la intensa meteorización de Silicatos. Recordemos la reacción química que se da en este proceso geológico:



La sílice iba en aumento debido al emplazamiento de rocas ígneas ricas en Calcio del vulcanismo Casma. Además el cambio de pH de las aguas marinas por el incremento de la formación de carbonatos favoreció este reemplazamiento, debido a la activación de la circulación mundial. Luego de este corto evento silíceo, las condiciones anóxicas cambian y la sedimentación de la Formación Pariatambo llega a su fin, la cuenca andina recibe la oxigenación necesaria y los seres marinos vuelven a poblar las aguas marinas y los bivalvos comienza a abundar tales como los Exogyras que vivían en colonias formando los potentes bancos de la Formación Yumagual. La diferencia de conservación de materia orgánica, color y olor entre las rocas de la Formación Chúlec y la Formación Pariatambo es debido a que en la primera, el ambiente marino era rico en Oxígeno y esto permitía alimentar a las bacterias que descomponían esta materia orgánica por lo tanto no había mucho tiempo para que esta materia se conservase, mientras que la Formación Pariatambo también tenía aporte de materia orgánica a sus fondos marinos pero la cantidad de bacterias encargadas de descomponerla era mínima debido a la ausencia de oxígeno y por lo tanto las rocas de esta Formación presentan en Cajamarca la clásica coloración oscura negra y el mal olor al fracturarlas.

Debido a todas las evidencias encontradas tanto en la etapa de campo como en la de gabinete, resumo que la Formación Pariatambo fue el principal resultado estratigráfico que tuvo el Evento Anóxico Oceánico del Albiano en el Perú.

4.4. CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO CON OTRAS FORMACIONES ALBIANAS DEL PERÚ

En el Albiano temprano se da una nueva transgresión que se generaliza en todo el territorio peruano sobrepasando a la Cordillera Oriental en el Albiano medio, cubriendo todas las áreas con facies, primero areno-carbonatadas y luego carbonatadas. El mar se extiende a casi todo el territorio peruano, cubriendo con mares someros al norte, centro y sur de la región costera y andina, pasando al oriente con facies arcillosas.

En el lado occidental se mantuvo el vulcanismo muy activo, sobre todo en la región central donde las lavas y piroclásticos del Grupo Casma cambian hacia el Este a una sedimentación carbonatada de las formaciones Chúlec y Pariatambo. La sedimentación continuó en el Cretácico superior, siendo en algunos lugares continua y en otras con interrupciones cortas.

- Formación Muerto

Esta formación en la cuenca Lancones tiene un espesor aproximado de 1000 metros y está dividida en 2 partes, el miembro inferior consta de calizas micríticas y margas grises oscuras en capas laminadas y lajosas, intercaladas con areniscas calcáreas gris verdosa que contienen almohadillas calcáreas y arcillitas. El miembro superior contiene limolita gris oscura intercalada con lutitas astillosas con calizas gris oscuras y también con areniscas arcósicas grises de grano fino con zonas de limoarcillitas negras. Estas representan la secuencia transicional de ambiente anóxico de facies carbonosas dentro de la iniciación de la sedimentación turbidítica que caracterizó el cretáceo superior en esa cuenca. Esta formación está caracterizada por su litología de ambiente de plataforma profunda a moderada, anóxica con pulsos subsidentes, ocasionando la muerte y acumulación de Ammonites. Está datada como de edad albiana (Reporte de Campo de Perupetro, 1987).

En la formación Muerto se han reconocido los Ammonites *Oxytropidoceras* sp, *Lyelliceras* sp, *Perviquiera* sp y *Venezoliceras*, datadas del albiano medio, también fauna de foraminíferos planctónicos como *Heterohelix reussi* y *moremani*, esta formación es considerada como la principal roca generadora de Hidrocarburos de las cuencas Talara y Lancones (Reporte de campo de Perupetro, 1987).



Foto N° 41: Intercalación de Lutitas arenosas y lutitas calcáreas o calizas lutáceas de color negro pertenecientes a la Formación Muerto. Camino a quebrada Angelitos. (Rojas, 2010. Cuencas Sedimentarias del Nor Oeste Peruano – Geología de Talara).

- **Formación Mirahuay del Grupo Casma**

Caracterizada por la gran heterogeneidad de los sedimentos, un ambiente hidrodinámico tranquilo en general, sedimentos finos y laminaciones llanas con algunas brechas ligadas probablemente a llegadas occidentales, la importancia de los depósitos volcánicos efusivos y sobre todo explosivos y el carácter euxínico de la serie (color oscuro de los sedimentos, silicificación precoz, presencia local de pirita botroidal de origen sedimentario, permiten imaginar una antigua cuenca cratónica. Esta cuenca en relación periódica con el océano podía eventualmente secarse (por la acumulación de 5m de yeso macizo), sufría casi continuamente la actividad volcánica ligada con la proximidad del arco volcánico bordeando, al occidente la cuenca Oeste – peruana y estaba alimentada de material detrítico fino por una zona alta, como el horst del Marañón. Las únicas analogías en relación con el evento oceánico anóxico mundial ligado a la transgresión generalizada al Albiano se encuentra al nivel de Calizas o margas negras presentes en su afloramiento. Admitiendo este carácter euxínico mundial del Albiano, el equivalente oriental probable de la formación Mirahuay sería la formación Pariatambo, siendo correlacionable también por los fósiles tales como los Ammonites del fin del Albiano medio como el *Oxitropidoceras Carbonarium*. (Compare et all, 1983. Contribución al

estudio de las formaciones volcánicas y sedimentarias del Grupo Casma en la transversal del Río Huara, Cuenca oeste peruana).

4.5. FORMACIÓN DE LA PIRITA EN LA FORMACIÓN PARIATAMBO

Se puede decir que la pirita es abundante en medios marinos de grano fino y su formación se conoce bien, se da en la diagénesis temprana. En un proceso rapidísimo y también se produce debajo de la interfase sedimento-agua aquí es donde se crea la pirita. En los medios marinos la principal reacción involucrada en la reducción de la materia orgánica son las bacterias sulforeductoras que producen la “sulfatoreducción”. Este proceso tan rápido de mineralización nos provoca la preservación de fósiles de forma excepcional y piritizados.

Dentro de la piritización es determinante si los restos son refractarios o volátiles. Refractarios son celulosa quitina y lignina. La lignina es muy común en el registro fósil. Las células más pequeñas y gruesas permanecen mejor que las grandes y delgadas (en los árboles en el verano) las delgadas desaparecen las formas de las células y se rellenan de pirita toda la banda de célula delgadas. En las conchas también se produce la piritización en los márgenes internos de toda la concha y el CO_3^- se reemplaza totalmente por pirita, dando una preservación excepcional. Las formas más comunes de pirita son:

- Framboides en forma de fresa.
- Sedimentos piritizados en organismos.
- Rellenos de cavidades en el sedimento se rellena de pirita.

En el análisis de la presencia de Pirita en los sectores estudiados nos podemos dar cuenta que el único sector en el cual se ha encontrado Pirita sedimentaria tanto en Calizas, Lutitas y nódulos es el sector Colpayoc, a diferencia de los 2 sectores más.

La explicación que el tesista propone es la siguiente:

Durante la sedimentación de la Formación Pariatambo en el Albiano medio, en el sector Colpayoc existía una mayor profundidad de sedimentación, esto atraía a muchos foraminíferos a su alrededor y esto produjo mayor cantidad de masa orgánica cuando estos seres morían y se depositaban en el fondo marino, razón por la cual el sector Colpayoc tienen mayor contenido en materia orgánica de todos los sectores estudiados, se puede evidenciar en las secciones delgadas presentando manchas marrones – negras

que es materia orgánica y abundante presencia foraminíferos a diferencia de las secciones delgadas de los demás sectores.

Del mismo modo las bacterias sulforeductoras abundaban mucho más en este sector que en los demás, tal como los radicales sulfatos y Hierro dando como resultado la precipitación de Pirita tanto en las rocas como en fósiles, huellas, etc. a diferencia de los demás sectores.

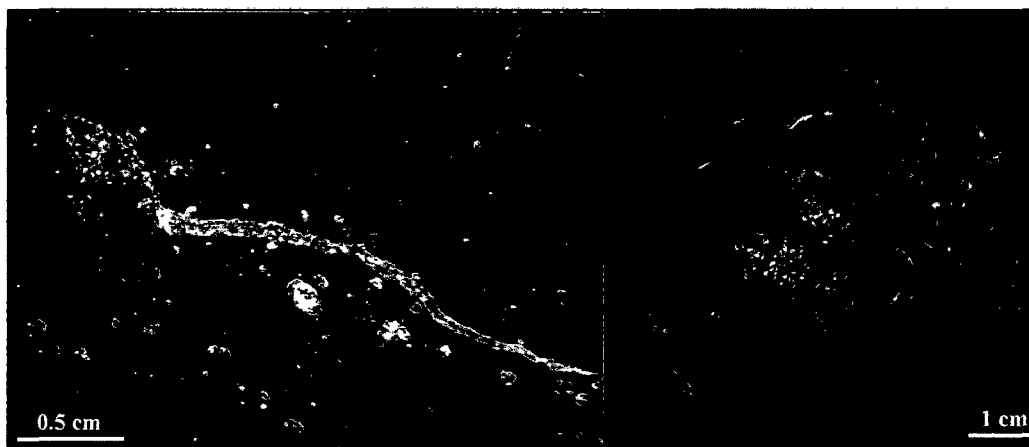


Foto N° 42: Piritización en valvas fósiles de Moluscos calcáreos (izquierda) y en el molde externo de un fósil de *Lyelliceras* sp en el sector Colpayoc.

4.6. FORMACIÓN DE LOS NÓDULOS CARBONATADOS EN LA FORMACIÓN PARIATAMBO

La formación de los nódulos se produce por anoxia gradualmente. En un medio aeróbico se libera mucho CO_2 y bicarbonato. En la anoxia se libera $\text{CO}_3^{=}$ y radicales libres de bicarbonato. Cuando se produce estos se acumulan y saturan y se forman los nódulos. En un medio marino tenemos que el aporte de bicarbonato y calcio también hay ácido sulfhídrico de la sulfatación que se combina con el Fe y da Pirita y el bicarbonato con el calcio da calcita. Cuando no hay sulfato se forman nódulos de siderita. La siderita se asocia a medios dulceacuícolas. En medios marinos como el de la Formación. Pariatambo son nódulos de calcita y en su interior Pirita. Una variante de este proceso son las calizas litográficas. Ya no influye la porosidad ya que se producen en la superficie del sedimento y son con estructura de sedimento continuo. Se forman generalmente cuando a una etapa de sedimentación arcillosa la sucede una etapa de material más calcáreo, el carbonato se concentra en las primeras etapas diagenéticas

formando nódulos. El crecimiento de Nódulos en la Formación Pariatambo responde a tres modelos de crecimiento que son los siguientes:

Modelo de crecimiento desplazante

Plantea que el crecimiento de los nódulos y concreciones se produce desplazando al material encajonante. Esto es posible cuando el crecimiento se debe a la precipitación a partir de la sobresaturación de la salmuera madre dentro de un sedimento altamente poroso y no cementado; es decir con suficiente plasticidad para permitir su deformación (Shearman et al., 1972).

Este crecimiento daría como resultado una deformación de las capas de la roca encajonante, lo cual podría haber ocurrido en parte con un alto grado de compactación, pero antes de que quedara completamente rígido (Sellés-Martínez, 1996).

La fuerza que ejerce el nódulo o la concreción para desplazar el sedimento durante su crecimiento es denominada por numerosos autores como fuerza de cristalización.

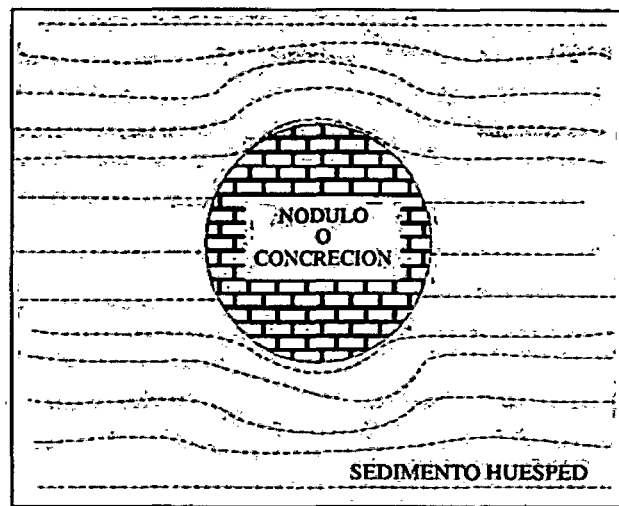
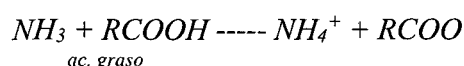


Figura N° 38: El nódulo o concreción desplaza al sedimento huésped durante su crecimiento, dando lugar a una deformación de las capas a su alrededor. (Torrijo et al., 1997).

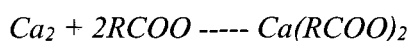
Modelo de crecimiento de Berner

Este modelo nos da las pautas para calcular el tiempo de crecimiento de los nódulos y concreciones, justificando el crecimiento de estos a partir de fuentes esencialmente orgánicas.

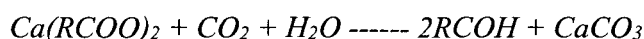
Berner (1971) propone que el factor que causa la formación de numerosas concreciones calcíticas es probablemente la nucleación heterogénea a partir de fragmentos de conchas, etc., aunque la putrefacción alcalina de organismos ricos en proteínas básicas (por ejemplo peces) podría ser un importante mecanismo de precipitación durante la diagénesis temprana. El primer precipitado formado durante la putrefacción alcalina podría no ser carbonato cálcico, sino que podría ser, en cambio, soluciones alcalinas o sales de ácidos grasos. El proceso general de precipitación es:



Seguido de:



En presencia de un exceso de ácidos grasos libres, las soluciones órgano-cálcicas son más estables que el CaCO₃. Si esto se invirtiera podría tener lugar la formación de concreciones de CaCO₃, según la reacción:



Modelo de crecimiento dinámico

Es básicamente, al igual que el anterior un modelo para el crecimiento de concreciones carbonatadas con o sin Pirita. (Torrijo et al., 2004).

En este modelo, las posiciones relativas de las zonas sobresaturadas de Calcita y Pirita vienen determinadas por los rangos relativos de reducción de sulfato, los rangos de adición por difusión y las pérdidas entre el microambiente y las aguas intersticiales que le rodean y los rangos de precipitación de Calcita y Pirita. Estos son controles cinéticos y no necesitan producir la coincidencia de zonas de precipitación de Calcita y Pirita (Coleman y Raiswell, 1995). Pretende explicar la zonación mineral de algunas concreciones carbonatadas, exclusivamente por un control espacial.

Este modelo postula que la precipitación de Carbonato se produjo en lugares extremadamente confinados, mientras la disolución de Carbonato se producía en otros lugares.

Estos mismos autores exponen ciertas observaciones que presentan dificultades para encajar con el modelo, ya que éste necesita:

- Un ambiente intergranular muy específico, éste ambiente solo se ha encontrado dentro de un rango muy estrecho, en ambientes actuales ricos en materia orgánica.
- Una considerable cantidad de sulfuro de estado de oxidación intermedio.
- Una fuente de materia orgánica que sea realmente metabolizable para obtener reducción de sulfatos en el lugar de crecimiento concrecionario. Las evidencias de este proceso son observables dentro de las concreciones.
- Una fuente de Hierro continúa. Las fases más reactivas del Hierro debieron ser, probablemente, utilizadas antes del crecimiento concrecionario.

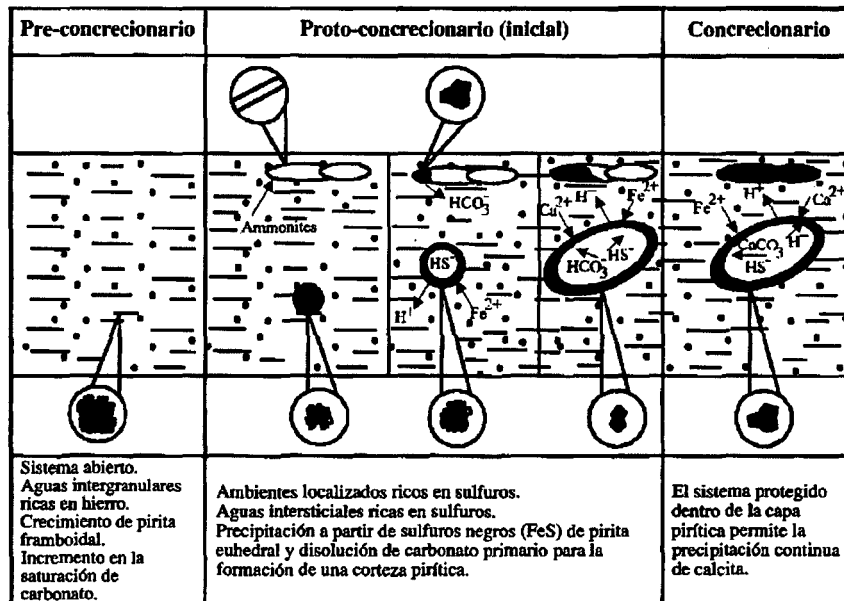


Figura N° 39: Etapas en el crecimiento de un nódulo o concreción según el modelo dinámico. (Coleman y Raiswell, 1997).

De los tres sectores estudiados solamente en se han encontrado nódulos carbonatados en el Sector Colpayoc y el Sector Ronquillo.

En el sector Colpayoc los nódulos están en las Lutitas negras mayormente y por general contienen muchos fósiles de Ammonites y conchillas de Bivalvos piritizados, estos nódulos han sido formados por una hiperconcentración de Calcita que se acrecionaba alrededor de un fósil o simplemente entre granos de Calcita formando así núcleos de crecimiento de los cuales iban aumentando de tamaño cada vez por adicción de sedimentos finos y más carbonatos en el sector Ronquillo los nódulos tienen el mismo origen y están tanto en las lutitas negras como en las calizas, estos nódulos no presentan Pirita en su estructura, solo venillas de Calcita y algunos Óxidos por intemperismo, en

el sector PuyLucana no se encontraron nódulos en toda la estratificación de la Formación Pariatambo, solamente estratos de caliza nodular, debido a que este sector no tuvo las condiciones suficientes para que se produjera esta hiperconcentración de Calcita necesaria para formar los núcleos que darán origen a los nódulos carbonatados.

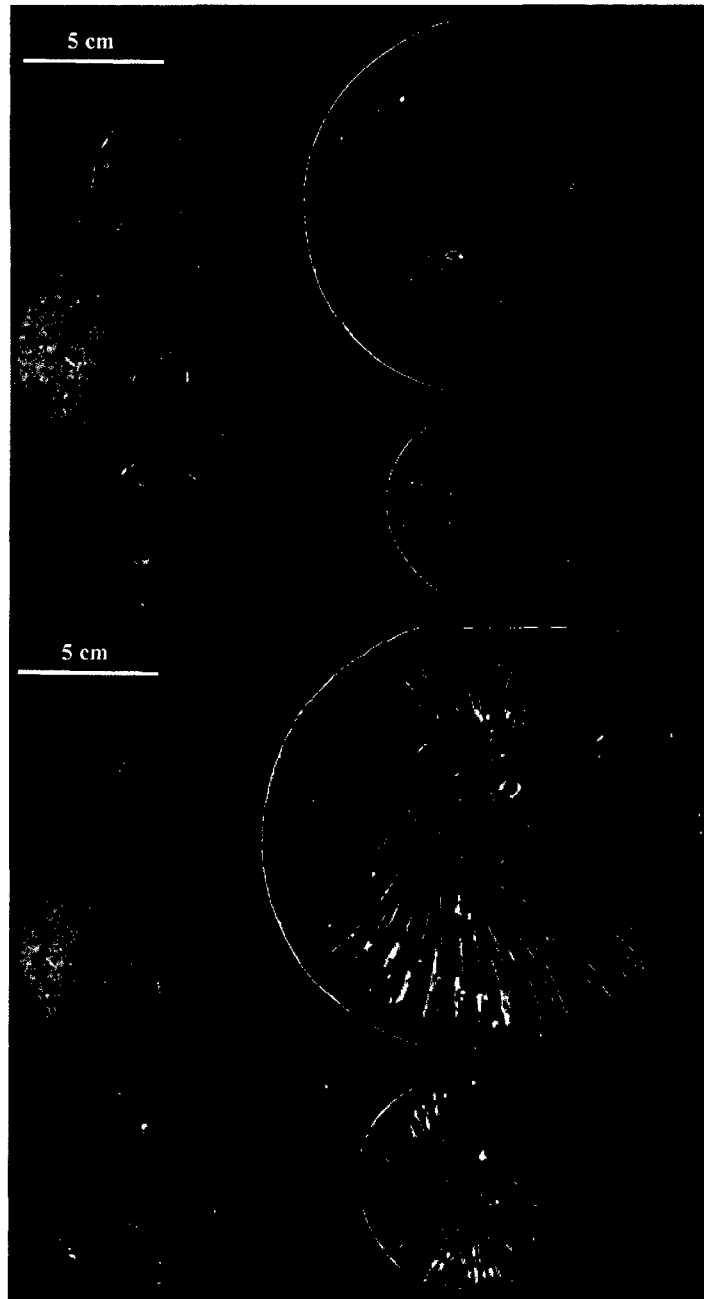


Foto N° 43: Nódulos carbonatados de la Formación Pariatambo, se puede observar como éstos crecen a partir de algún núcleo que puede ser algún fósil, Calcita o Pirita.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

- ✓ La columna estratigráfica de la Formación Pariatambo en los alrededores de Cajamarca generalizada comprende tres miembros que son el miembro inferior, medio y superior. El miembro inferior está compuesto por una intercalación rítmica de calizas bituminosas, negras y lajos y lutitas negras, el miembro medio está compuesto por una intercalación de calizas bituminosas y lutitas negras con mayor espesor, se pierde la laminación en las calizas y aparecen algunas pequeñas facies de margas, el miembro superior está caracterizado por pequeños bancos de calizas nodulares intercaladas con lutitas negras, la principal característica de este miembro es el Chert. (Ver Anexos – Columnas estratigráficas de la Formación Pariatambo de los tres sectores estudiados).

- ✓ La petrología microscópica de las rocas de la Formación Pariatambo consta principalmente de calizas bituminosas y lutitas negras, en el caso de las calizas principalmente existen 3 tipos: calizas mudstone (66,67%) en su mayoría, calizas wackestone (26,67%) y calizas packstone (6,66%) en menor porcentaje.

- ✓ Durante el Albiano tanto en la cuenca sedimentaria de Cajamarca como a nivel global tuvo lugar el Evento Anóxico Oceánico “1b” (Jenkins, 1980). La cuenca sedimentaria de Cajamarca seguía en su continuo hundimiento iniciado con la Formación Inca, la sedimentación de la Formación Chúlec llegaba a su fin y la bioproductividad aumentaba, mientras tanto se emplazaba el arco Casma, un vulcanismo a nivel local que aportó grandes cantidades de CO₂ a la atmosfera

Albiana peruana favoreciendo así un efecto invernadero y calentamiento global, con el aumento de temperatura de la atmosfera, los casquetes polares se fundieron dando lugar a un aumento en el nivel del mar, las lluvias eran ácidas por la misma acción del CO₂, las corrientes marinas ya no circulaban libremente al tener una homogeneidad de temperaturas, esto trajo consigo una restricción en la oxigenación del océano, produciendo un “estancamiento de aguas” que causo la anoxia del fondo marino en la cuenca Cajamarquina, como resultado de este evento anóxico oceánico sedimenta la Formación Pariatambo. (Ver Anexos – Sedimentación en el Albiano).

5.2. RECOMENDACIONES

- Realizar más análisis de secciones delgadas de las rocas de las Formaciones Chúlec y Yumagual para luego compararlas con las secciones delgadas de la Formación Pariatambo y poder hacer la respectiva diferenciación y evolución de la sedimentación de la cuenca Cajamarquina en el Albiano.
- Se recomienda realizar pruebas de Reflectancia de Vitrinita a las calizas bituminosas de la Formación Pariatambo para conocer si estas rocas cumplieron con todas las condiciones necesarias para generar hidrocarburos.
- Se recomienda realizar pruebas de contenido de Carbono orgánico total a las rocas de la Formación Pariatambo para conocer con precisión el potencial de esta formación para dar origen a Hidrocarburos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bralower T, Sliter W, Arthur M, Leckie M, Allard D, Schlanger S. (1993). Disoxic/Anoxic Episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). American Geophysical Union. 37 p.

Chivelet J. (2010). Ciclo del Carbón y Clima: la perspectiva geológica. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 18.1, 33-46.

Jenkins C. (1980). Cretaceous Anoxic Events: from continents to oceans. J. Geological Society. London. Vol 137. 18 p.

Lagos A, Sánchez J, Quispe Z, Palacios O (2006). Aportes al Análisis de Cuencas Sedimentarias en los alrededores de las localidades de Baños del Inca, Cruz Blanca y Otuzco, distrito de Cajamarca. XIII Congreso de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, 551-554.

Mehay S, Keller C, Bernasconi S, Weissert H, Erba E, Bottini C, Hochuli A. (2009). A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Anoxic Event 1° and biocalcification crisis. *Geology*, 37(9), 819-822.

Navarro J, Bodin S, Heimhofer U, Inmenhauser A. (2015) Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the Eastern sub-equatorial Pacific. *ELSEVIER, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 56 p.

Reyes L. (1980). Geología de los Cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba (Hojas: 15 – f, 15 – g, 16 – g). INGEMMET, Boletín N° 31, 76 p.

Robert E, Jaillard E, Peybernès B, Bulot L. (2002). La Transgresión Albiana en la Cuenca Andina (Perú central – Ecuador): Modelo General y Diacronismo de los Depósitos Marinos. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol 94. 6 p.

ANEXOS

ÁLBUM DE FOTOS

- SECTOR COLPAYOC
- SECTOR RONQUILLO
- SECTOR PUYLLUCANA

PLANOS Y COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

- P – 01: PLANO SATELITAL - UBICACIÓN DE LAS ZONAS DE ESTUDIO
- P – 02: PLANO DE ACCESIBILIDAD
- P – 03: IMAGEN SATELITAL - SECTOR COLPAYOC.
- P – 04: IMAGEN SATELITAL - SECTOR RONQUILLO.
- P – 05: IMAGEN SATELITAL - SECTOR PUYLLUCANA.
- P – 06: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR COLPAYOC.
- P – 07: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR RONQUILLO.
- P – 08: PLANO GEOLÓGICO - SECTOR PUYLLUCANA.
- P – 09: DIAGRAMA DE SEDIMENTACIÓN EN EL ALBIANO EN EL PERÚ.
- P – 10: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR COLPAYOC.
- P – 11: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - SECTOR RONQUILLO.
- P – 12: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO - PUYLLUCANA.
- P – 13: CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN PARIATAMBO EN LOS SECTORES ESTUDIADOS EN CAJAMARCA.

SECTOR COLPAYOC



Foto N° 44: Comienzo del miembro medio de la Formación Pariatambo, presentando una coloración oscura más intensa y la presencia de nódulos calcáreos bituminosos indicados con siluetas de color rojo.



Foto N° 45: Intercalación de Caliza bituminosa y bancos de mayor espesor de lutita negra del miembro medio de la Formación Pariatambo.

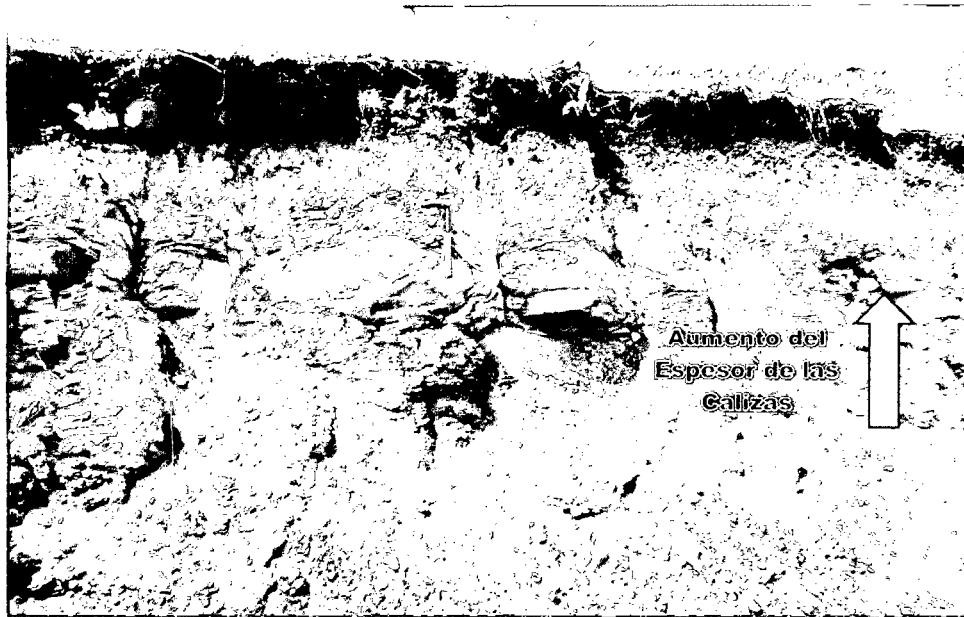


Foto N° 46: Aumento de tamaño de los bancos de caliza bituminosa y lutita negra de la parte superior del miembro medio de la Formación Pariatambo.

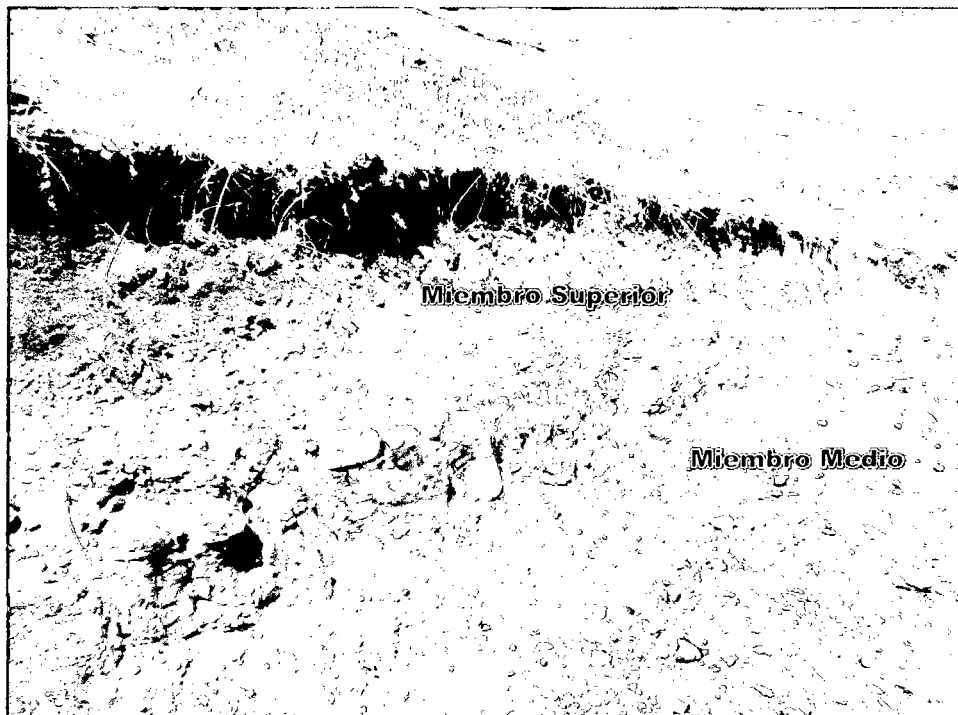


Foto N° 47: Intercalación de pequeños bancos de caliza bituminosa nodular con bancos de mayor espesor de lutitas negras que marcan el inicio del miembro superior de la Formación Pariatambo.



Foto N° 48: Aumento de tamaño de los bancos de caliza bituminosa y de los bancos de lutita negra debido a cambios en el régimen de sedimentación y condiciones de profundidad marina del miembro superior de la Formación Pariatambo.



Foto N° 49: Estratificación rítmica de calizas bituminosas y lutitas negras con una clara disminución de espesor de ambas litologías posiblemente debido a un ligero levantamiento de la cuenca marina Cajamarca y a una disminución del aporte necesario de sedimentos para dar diagénesis a estratos potentes.



Foto N° 50: La intercalación de calizas bituminosas y lutitas negras va sufriendo poco a poco la desaparición de éstas últimas y la silicificación progresiva hacia el techo de las calizas bituminosas.

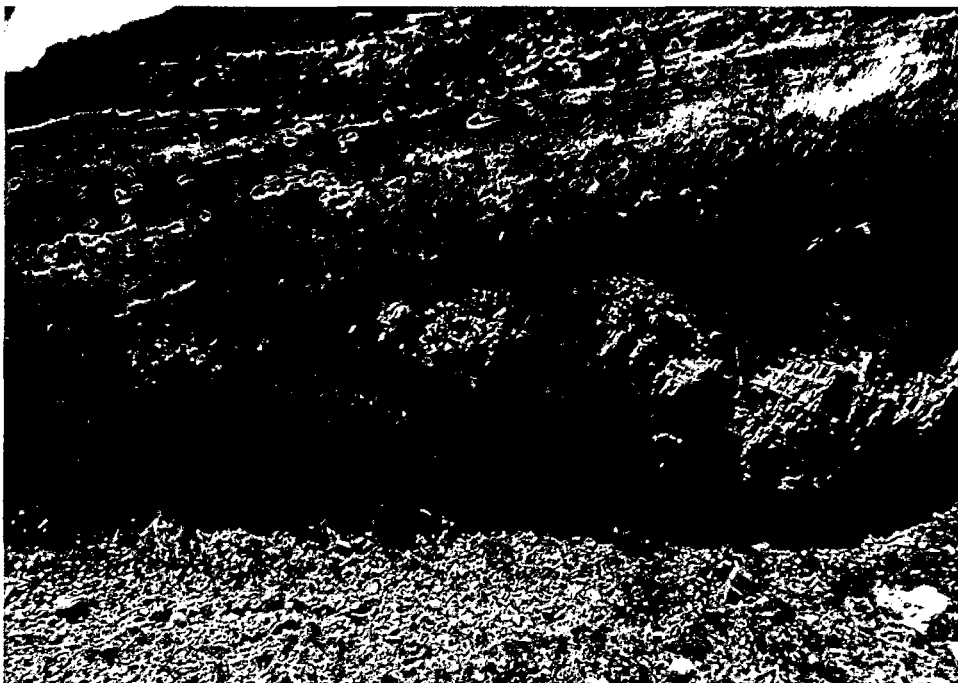


Foto N° 51: Afloramiento de la facies silícea de la Formación Pariatambo señalando la parte superior, compuesta por capas de Chert oscuro por presencia de materia orgánica en su composición original que fue caliza y ahora ha sido silicificada en su totalidad.

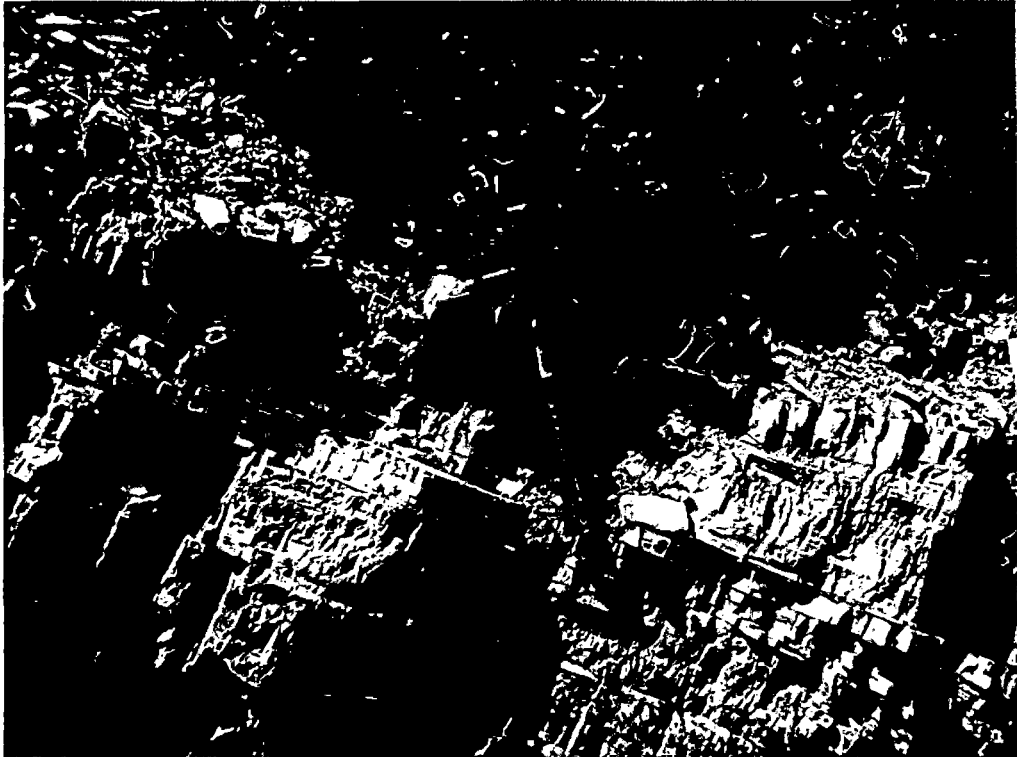


Foto N° 52: Chert de la Formación Pariatambo, nótese el bandeamiento que presenta debido a su génesis química en capas.

SECTOR RONQUILLO

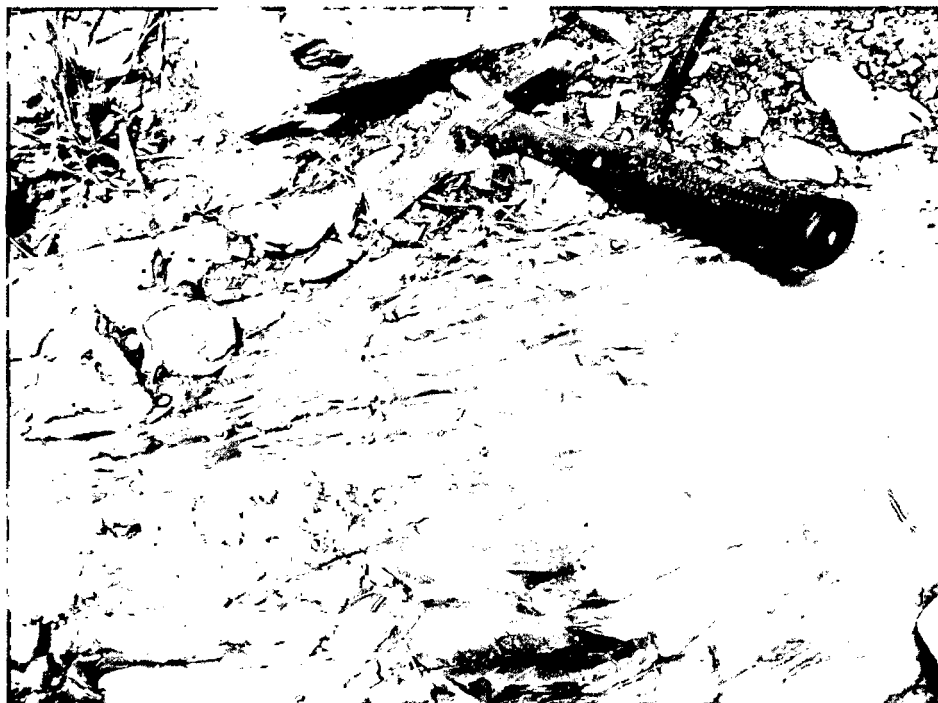


Foto N° 53: Laminación en calizas bituminosas del miembro inferior de la Formación Pariatambo, ubicado en el afloramiento del río Urubamba.

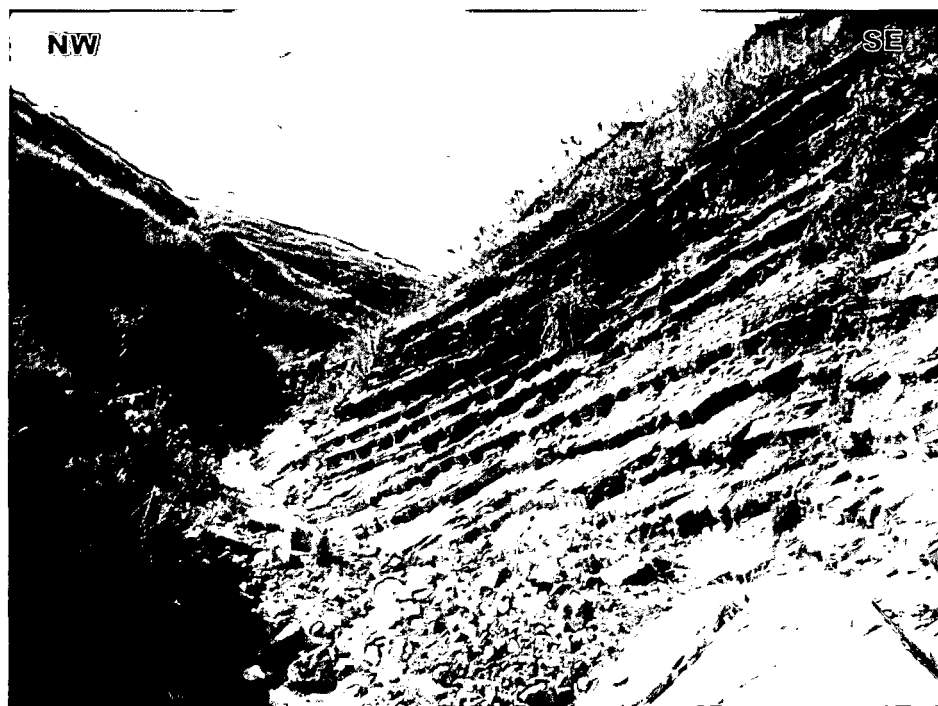


Foto N° 54: Estratificación rítmica de calizas y lutitas negras del miembro inferior de la Formación Pariatambo, la coloración parda es debida al intemperismo, afloramiento en el río Urubamba.



Foto N° 55: Bancos de mayor espesor en la intercalación de calizas y lutitas negras del miembro inferior de la Formación Pariatambo, río Urubamba.



Foto N° 56: Contacto del miembro inferior y medio donde se puede apreciar un aumento significativo en los bancos de lutita Negra Bituminosa evidenciando un aumento en las condiciones anóxicas en el mar que cubría a la cuenca Cajamarca en el Albiano medio, río Urubamba.



Foto N° 57: El miembro medio de la Fm. Pariatambo se caracteriza por una intercalación de calizas mudstone grises y lutitas negras continuando la estratificación rítmica pero ya aparecen los componentes margosos, en el río Urubamba.

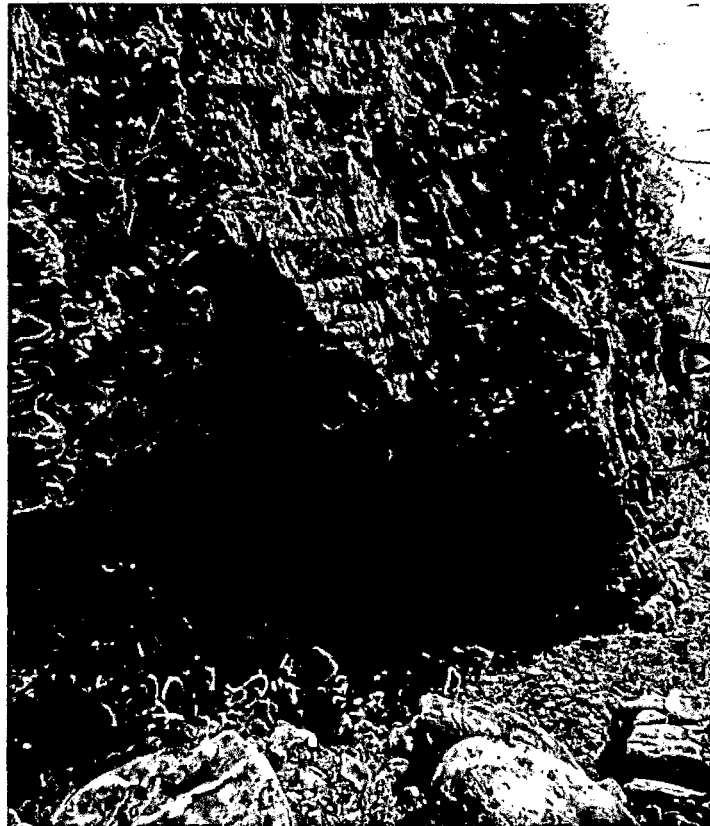


Foto N° 58: Afloramiento de la intercalación de calizas mudstone con margas pardas, los estratos varían entre 8 y 10 cm, en el río Urubamba.

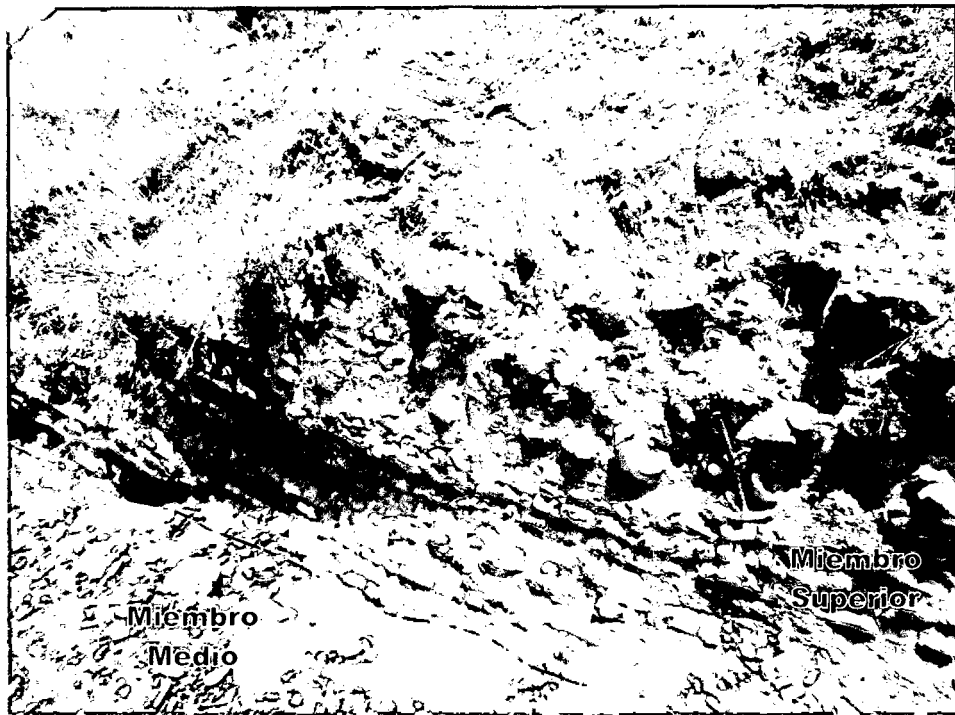


Foto N° 59: Intercalación de calizas wackestone gris-oscuras y nodulares con lutitas negras que dan inicio al miembro superior de la Formación Pariatambo en el río Urubamba.

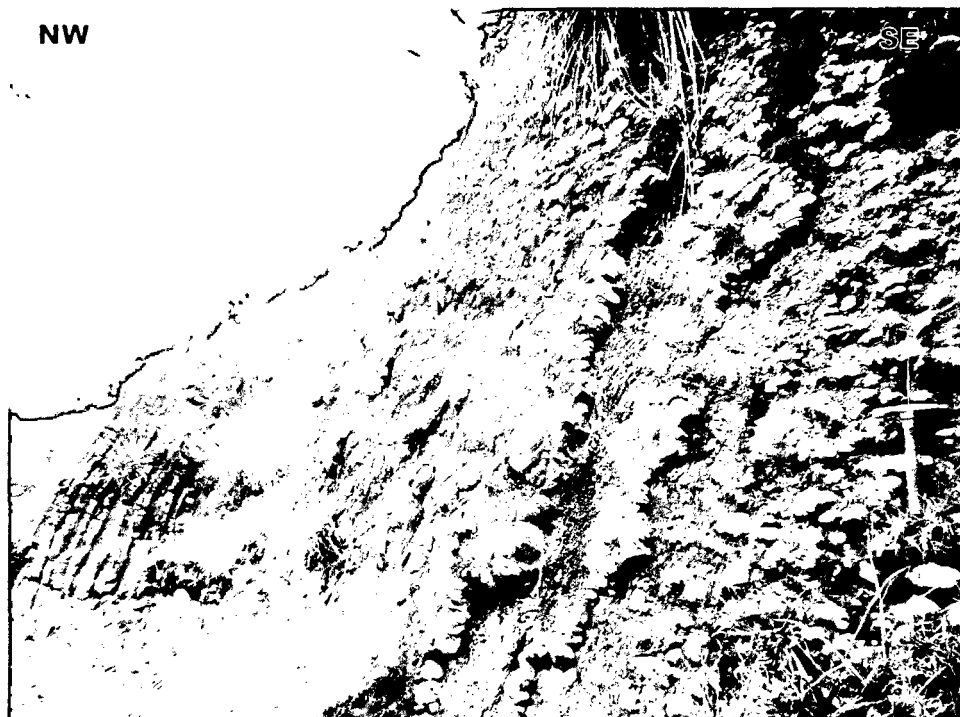


Foto N° 60: Calizas Mudstone margosas y nodulares intercaladas con lutitas negras, la presencia de Bivalvos en esta parte indica un cambio en las condiciones Anóxicas de sedimentación de la Formación Pariatambo, en el río Urubamba.

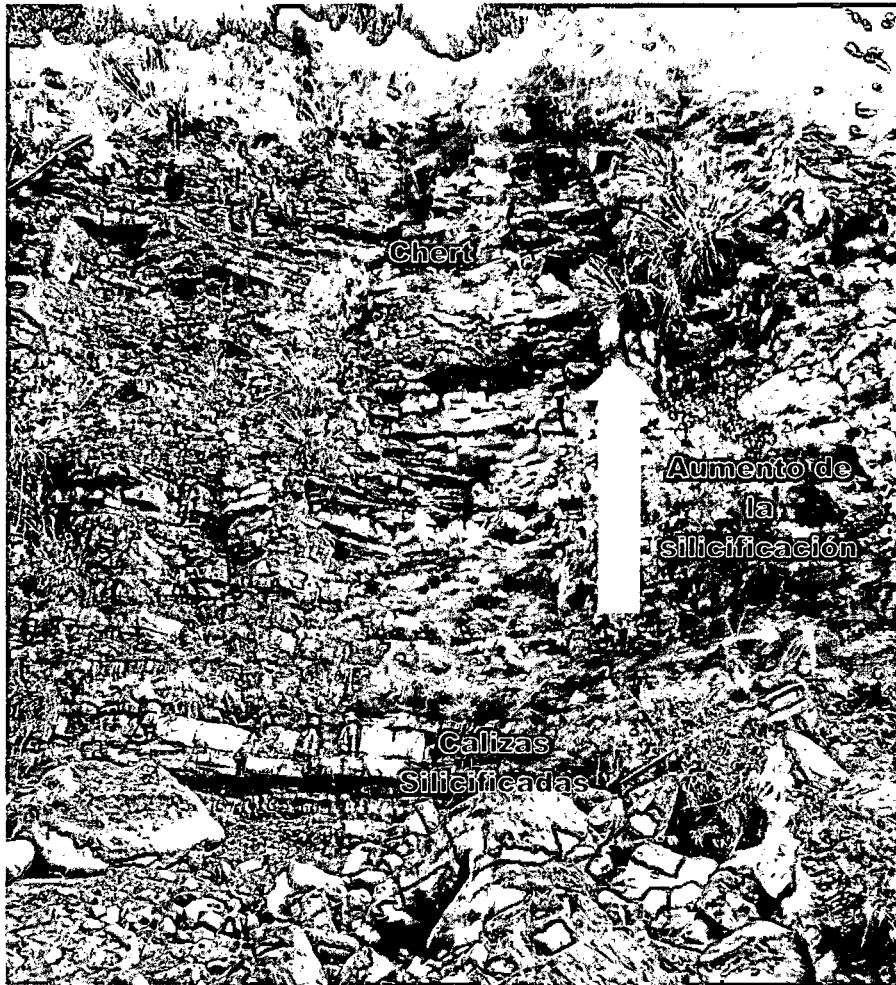


Foto N° 61: Cambio gradacional de las calizas mudstone dando paso a la facies Silicea de la Fm. Pariatambo representada por el Chert.



Foto N° 62: Zoophycos, evidencia clara de presencia y actividad biológica de Bivalvos en el miembro superior de la Formación Pariatambo.

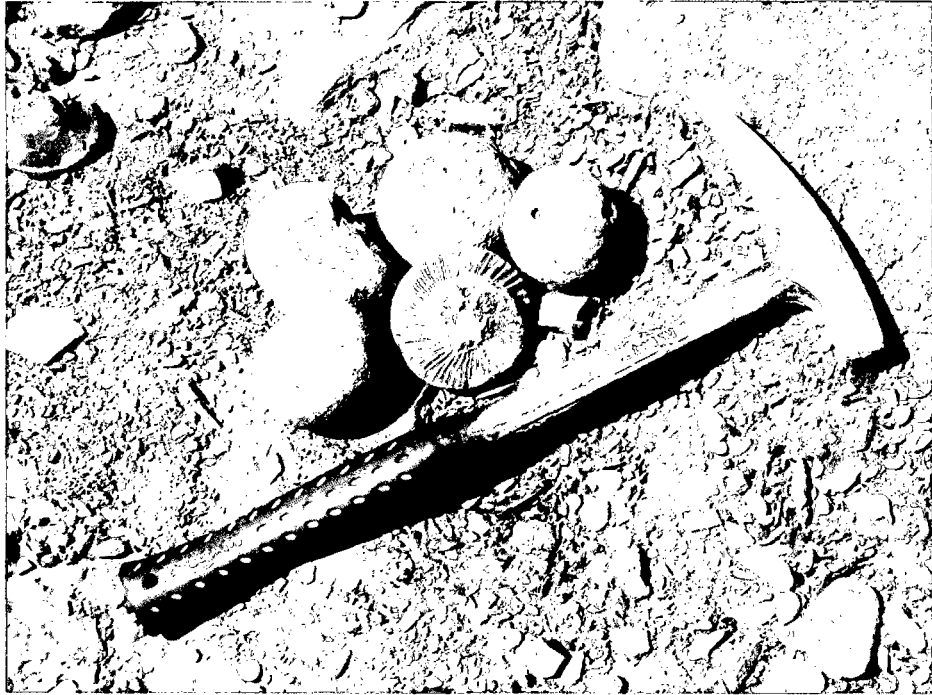


Foto N° 63: Nódulos calcáreos típicos de la Formación Pariatambo, algunos contienen fósiles como el Ammonite que aparece en esta fotografía. Estos nódulos se forman por acción química de los carbonatos que tienen a formar un núcleo calcítico que poco a poco va creciendo en forma concéntrica adquiriendo la forma esférica y a veces agregando a su estructura interna algunos fósiles cercanos o utilizándolos como núcleos de crecimiento.

SECTOR PUYLLUCANA



Foto N° 64: Los estratos de lutita negra va poco a poco haciéndose más potente terminando así el miembro inferior de la Formación Pariatambo en Puyllucana.



Foto N° 65: Potentes estratos de lutita negra que dan inicio al miembro medio de la Formación Pariatambo en Puyllucana.



Foto N° 66: Contacto entre la estratificación de calizas y lutitas negras con calizas y margas del miembro medio de la Formación Pariatambo.



Foto N° 67: Afloramiento tipo del miembro medio de la Formación Pariatambo en el sector Puyucana, la clásica estratificación rítmica de sus calizas y lutitas negras.

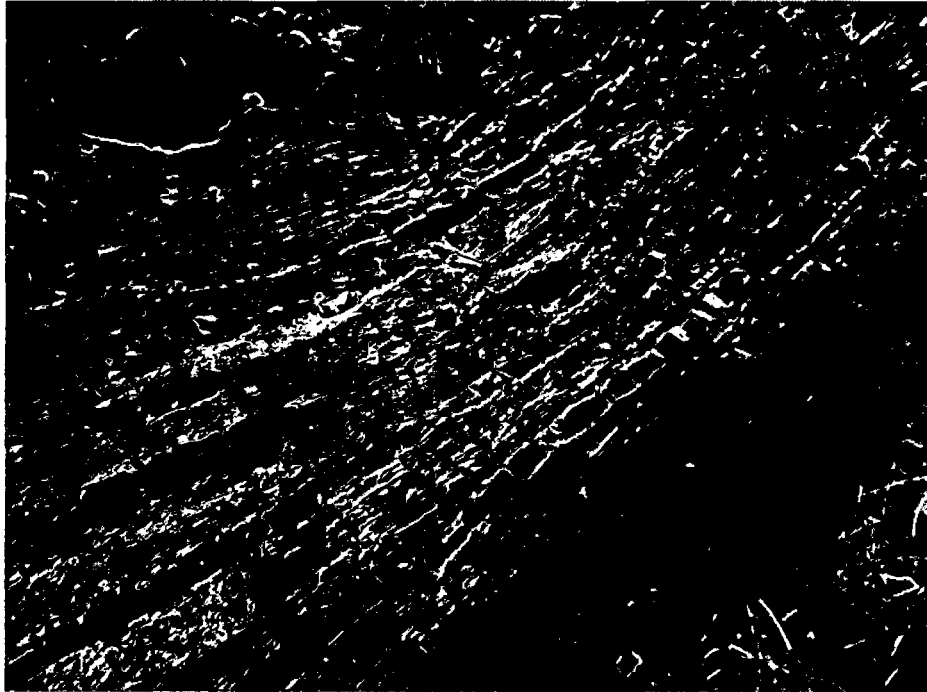


Foto N° 68: Estratificación de capas de caliza con capas de margas, desapareciendo las lutitas negras.



Foto N° 69: Estratificación rítmica entre caliza negra (crema por intemperismo) con delgadas capas de lutita negra y margas.



Foto N° 70: Calizas wackestone nodulosas grises del miembro superior de la Formación Pariatambo.

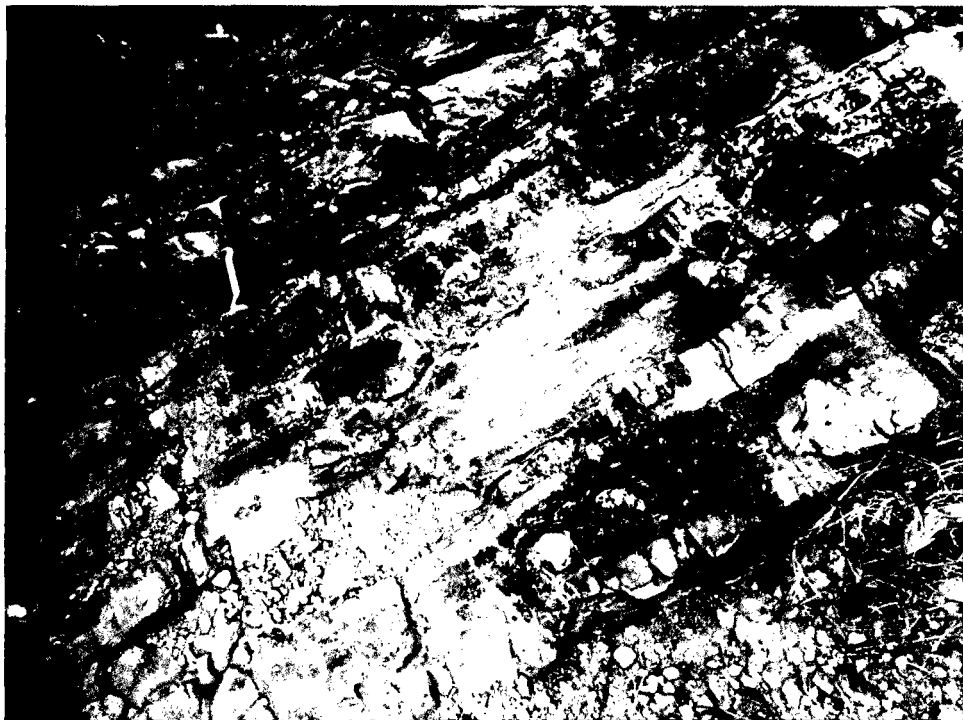


Foto N° 71: Afloramiento del Chert de la Formación Pariatambo en el sector Puyllucana.



Foto N° 72: Se puede observar claramente el reemplazamiento desde el exterior de la caliza por Sílice, aun se nota el núcleo carbonatado.