



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO DE PUNO
FACULTAD DE INGENIERIA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



ASOCIACIÓN DE LOS AMBIENTES DEPOSITACIONALES Y
PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO CHICAMA EN
EL NORTE PERUANO (7°30' - 9°30' S).

TESIS

PRESENTADA POR:

Bach. CRISTIAN MIGUEL MACHACA SARDON

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2020



DEDICATORIA

*A mis padres, tíos y abuelos, quienes con mucho cariño
y amor asumieron la labor de educarme, motivarme y
guiarme día a día.*

Cristian Machaca



AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) por brindarme las facilidades y recursos necesarios para realizar la presente tesis profesional. Al Dr. Ing. Aldo Alván y al Msc. Ing. Daniel Torres, excelentes profesionales y personas, quienes guiaron y educaron mi camino en las ciencias de la tierra. Al Dr. Ing. Miguel Calcina, excelente docente, quien incondicionalmente me apoyo como asesor de tesis. Finalmente agradecer a los docentes de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica, quienes por años compartieron desinteresadamente sus conocimientos.

Cristian Machaca



ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

RESUMEN 23

ABSTRACT 26

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES 28

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 29

1.2.1. Pregunta general 29

1.2.2. Preguntas específicas 30

1.3. JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO 30

1.4. OBJETIVO GENERAL 31

1.4.1. Objetivos específicos 31

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. AMBIENTES SEDIMENTARIOS 32

2.1.1. Sistemas fluviales 32

2.1.1.1. Sistema fluvial entrelazado (*braided*) 33

2.1.1.2. Sistema fluvial meandriforme 35

2.1.2. Deltas 36

2.1.2.1. Ambientes deltaicos 36

2.1.3. El dominio marino 37

2.1.4. Estuarios 38

2.1.4.1. Estuarios dominados por *tides* 38

2.2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS 39

2.2.1. Estructuras erosionales 40

2.2.1.1. Canales sedimentarios 40

2.2.2. Estructuras depositacionales 41



2.2.2.1.	Estratificación gradada.....	41
2.2.2.2.	Estratificación masiva.....	42
2.2.2.3.	Estratificación horizontal	42
2.2.2.4.	Estratificación cruzada.....	43
2.2.2.5.	Rizaduras u onduladas.....	44
2.2.2.6.	Estratificación <i>hummocky</i> y <i>herringbone</i>	45
2.2.2.7.	Laminación lenticular y flasser	45
2.3.	MÉTODO DE ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS	46
2.3.1.	Facies sedimentarias	46
2.3.2.	Clasificación de litofacies	47
2.3.2.1.	Litofacies <i>Sp</i> : Arenas con estratificación cruzada plana.....	48
2.3.2.2.	Litofacies <i>St</i> : Arenas con estratificación cruzada oblicua	48
2.3.2.3.	Litofacies <i>Sr</i> : Arenas con laminación con rizaduras cruzadas.....	48
2.3.2.4.	Litofacies <i>Sh</i> : Arenas con estratificación horizontal	49
2.3.2.5.	Litofacies <i>Sl</i> : Arenas con estratificación cruzada de bajo ángulo	49
2.3.2.6.	Litofacies <i>Sm</i> : Arenas con estratificación masiva	49
2.3.2.7.	Litofacies <i>Fl</i> : Arcillas, limos y arenas laminadas	49
2.3.2.8.	Litofacies <i>Fm</i> : Arcillas y limos masivos	50
2.3.2.9.	Litofacies <i>C</i> : Carbón.....	51
2.3.3.	Asociación de facies	51
2.3.4.	Elementos arquitecturales	51
2.3.4.1.	Elementos de relleno de Canal (<i>CH</i>)	53
2.3.4.2.	Elemento <i>GB</i> : estratos y barras de gravas.....	54
2.3.4.3.	Elemento <i>SG</i> : Barras y estratos de arena	54
2.3.4.4.	Elemento <i>SB</i> : Barras y estratos de arena.....	54
2.3.4.5.	Elemento <i>DA</i> : Macroformas de acreción rio abajo	55
2.3.4.6.	Elemento <i>LA</i> : Acreción Lateral	55
2.3.4.7.	Elemento <i>LS</i> : Arenas laminadas en hojas	56
2.3.4.8.	Elemento <i>HO</i> : Hoyos.....	56
2.3.4.9.	Elemento <i>CS</i> : Desborde (<i>crevasse splay</i>)	57
2.3.4.10.	Elemento <i>FF</i> : Llanura de inundación de finos.....	57
2.4.	ANÁLISIS DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA	58
2.4.1.	Clasificación petrográfica	58
2.4.1.1.	Cuarzo (<i>Q</i>).....	60



2.4.1.2.	Feldespatos (<i>F</i>).....	61
2.4.1.3.	Fragmentos Líticos (<i>L</i>).....	61
2.4.1.4.	Micas.....	62
2.4.1.5.	Minerales pesados.....	62
2.4.2.	Arenas y Areniscas	63
2.4.2.1.	Cuarzo arenita.....	64
2.4.2.2.	Arenisca Feldespática (<i>Arcosa</i>).....	64
2.4.2.3.	Arenisca lítica o litarenita	64
2.4.2.4.	Cuarzo grauvacas	65
2.4.3.	Diagénesis de rocas detríticas.....	65
2.4.3.1.	Compactación.....	66
2.4.3.2.	Cementación.....	67
2.4.4.	Método de conteo de puntos Gazzi-Dickinson.....	68
2.4.5.	Clasificación de ambientes tectónicos	69
2.4.5.1.	Proveniencia Cratón estable.....	70
2.4.5.2.	Basamento elevado	71
2.4.5.3.	Proveniencia de Arco Magmático	72
2.4.5.4.	Proveniencia Orógeno reciclado.....	73

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1.	MATERIALES Y EQUIPOS	75
3.1.1.	Materiales y logística de pre-campo	75
3.1.2.	Materiales y equipos en campo	75
3.1.3.	Materiales y equipos en el post-campo: Gabinete.....	76
3.2.	METODOLOGÍA DE TRABAJO	77
3.2.1.	Recopilación bibliográfica	77
3.2.2.	Trabajos de pre-campo.....	78
3.2.3.	Trabajos de campo.....	79
3.2.3.1.	Cartografiado geológico.....	79
3.2.3.2.	Elaboración de columnas estratigráficas.....	81
3.2.3.3.	Colecta de muestras de campo	82
3.2.4.	Trabajos de gabinete (post campo)	83
3.2.5.	Interpretación de resultados	85



CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	86
4.1.1. Ubicación	86
4.1.2. Accesibilidad	86
4.2. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.....	87
4.2.1. La Cordillera Occidental	87
4.2.2. La Depresión Interandina.....	88
4.2.3. La Cordillera Oriental	88
4.3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	89
4.3.1. Relación del mar de <i>Tethys</i> y la evolución Andina (Jaillard et al., 1990, 1995) 90	
4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	91
4.4.1. Generalidades	91
4.4.2. La Faja Corrida y Plegada del Marañón	91
4.4.3. Sección geológica del cerro Negro	92
4.4.3.1. Nivel de despegue (<i>Detachment</i>).....	92
4.4.3.2. Zona de pliegues por propagación de falla	93
4.4.3.3. Zona de retrocorrimiento	93
4.5. PALEONTOLOGÍA	94
4.5.1. Ammonites	94
4.5.2. Gasterópodos	94
4.5.3. Tafonomía	95
4.5.4. Paleobotánica.....	95

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL JURÁSICO SUPERIOR Y CRETÁCICO INFERIOR.....	96
5.1.1. Formación Simbal (Js-si)	96
5.1.2. Grupo Chicama (JsKi-chi)	97
5.1.2.1. Formación Punta Moreno (Js-pm).....	98
5.1.2.2. Formación Sapotal (Js-sa)	98
5.1.2.3. Formación Tinajones (Ki-ti).....	99
5.1.3. Grupo Goyllarisquizga.....	101



5.1.3.1.	Formación Chimú (Ki-chi).....	101
5.1.3.2.	Formación Santa (Ki-sa).....	102
5.1.3.3.	Formación Carhuaz (Ki-ca).....	103
5.1.4.	Geología de las secciones Puente Águila y Choropampa	103
5.1.5.	Biozonación del Grupo Chicama.....	105
5.1.6.	Tendencia composicional de la Formación Tinajones y Chimú	107
5.2. ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES DEL GRUPO CHICAMA Y FORMACIÓN CHIMÚ		
109		
5.2.1.	Litofacies del Grupo Chicama y la Formación Chimú	109
5.2.1.1.	Litofacies <i>St</i>	113
5.2.1.2.	Litofacies <i>Sm</i>	114
5.2.1.3.	Litofacies <i>Sh</i>	114
5.2.1.4.	Litofacies <i>Sr</i>	115
5.2.1.5.	Litofacies <i>Fl+Sr</i>	116
5.2.1.6.	Litofacies <i>Fl</i>	117
5.2.1.7.	Litofacies <i>Fm</i>	118
5.2.1.8.	Litofacies <i>Fr+Fp</i>	119
5.2.1.9.	Litofacies <i>C</i>	120
5.2.2.	Elementos arquitecturales (asociación de litofacies).....	121
5.2.2.1.	Elemento de Canal (<i>CH</i>).....	121
5.2.2.2.	Elemento de Acreción Lateral (<i>LA</i>).....	121
5.2.2.3.	Elemento Acreción río abajo (<i>DA</i>).....	122
5.2.2.4.	Elemento Barras de arena (<i>SB</i>).....	122
5.2.2.5.	Elemento de Depósitos de desborde (<i>CS</i>).....	122
5.2.2.6.	Elemento llanura de inundación (<i>FF</i>)	122
5.2.3.	Ríos meandriformes de la Formación Tinajones y Sapotal	124
5.2.4.	Transgresiones marinas en depósitos continentales	126
5.2.5.	Ríos entrelazados de la Formación Chimú.....	127
5.3. PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO CHICAMA Y DE LA FORMACIÓN CHIMÚ.....		
128		
5.3.1.	Petrografía de la Formación Tinajones	128
5.3.2.	Proveniencia sedimentaria de la Formación Tinajones	134
5.3.3.	Petrografía de la Formación Chimú.....	135



5.3.4. Proveniencia sedimentaria de la Formación Chimú	140
5.3.5. Paleogeografía en el Titoniano al Valanginiano.	142
5.3.6. Paleogeografía en el Valanginiano Inferior.	147
VI. CONCLUSIONES	149
VII. RECOMENDACIONES	151
VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	152
ANEXOS	162

Área: Ingeniería Geológica.

Línea: Geología Regional.

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 05 de octubre de 2020.



ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO II

FIGURA N° 2.1. CUENCA SEDIMENTARIA TEÓRICA, SE OBSERVAN LOS CAMBIO LATERALES Y VERTICALES DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS A LO LARGO DE LA CUENTA SEDIMENTARIA Y EN FUNCIÓN A LA DISTANCIA, TIEMPO Y ESPACIO. IMAGEN TOMADA DE ARCHE (2010).	32
FIGURA N° 2.2. ZONAS GEOMORFOLÓGICAS EN UN SISTEMA FLUVIAL-ALUVIAL. LA MAYOR ACUMULACIÓN DE SEDIMENTOS SE DA RÍO ABAJO. IMAGEN MODIFICADA DE NICHOLS (2009).	33
FIGURA N° 2.3. RÍO MONTECRISTO, SE UBICA AL NOROESTE DE LA CIUDAD DE TOCACHE. PODEMOS OBSERVAR NOTORIAMENTE LA MORFOLOGÍA DE UN RIO ENTRELAZADO. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH.	34
FIGURA N° 2.4. MORFOLOGÍA DE UN SISTEMA FLUVIAL ENTRELAZADO, ESTÁ COMPUESTO POR CANALES, BARRAS, LLANURAS DE INUNDACIÓN Y CONSECUENTEMENTE DEPÓSITOS DE DESBORDE. IMAGEN TOMADA DE NICHOLS (2009).	34
FIGURA N° 2.5. RÍO HUALLAGA, EJEMPLO ACTUAL DE RÍO MEANDRIFORME, UBICADO AL SUR DE LA CIUDAD DE TOCACHE. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH.	35
FIGURA N° 2.6. MORFOLOGÍA DE UN SISTEMA FLUVIAL MEANDRIFORME. ESTÁ COMPUESTO POR UN CANAL PRINCIPAL, DEPÓSITOS DE ACRECIÓN LATERAL, DE CANAL, DE LEVEE Y DE DESBORDE, LLANURA DE INUNDACIÓN Y BANCOS DE EROSIÓN. IMAGEN TOMADA DE NICHOLS (2009).	36
FIGURA N° 2.7. SUB AMBIENTES DELTAICOS DE BAJA GRADIENTE, DIVIDIDOS EN DOS: FRENTE DELTAICO Y EL DELTA SUPERIOR, PODEMOS OBSERVAR CADA UNA DE LAS PARTES DE DELTA. IMAGEN TOMADA DE (NICHOLS, 2009).	37
FIGURA N° 2.8. DIVISIÓN EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE LOS DOMINIOS MARINOS. SUB-DIVISIÓN DEL AMBIENTE NERÍTICO DESARROLLADO A LO LARGO DE LA PLATAFORMA. IMAGEN MODIFICADA DE NICHOLS (2009).	38
FIGURA N° 2.9. EN A, ESQUEMA DE LA DISTRIBUCIÓN TÍPICA DE LOS SUB AMBIENTES DE ESTUARIOS. EN B, DISTRIBUCIÓN LONGITUDINAL DE LA ENERGÍA DE LAS OLAS, TIDES Y RÍOS. NÓTESE LA RELACIÓN ENTRE LA BAJA GRADIENTE, LAS SINUSIDADES Y LAS INVASIONES MARINAS. IMAGEN MODIFICADA DE DAVIS & DALRYMPLE (2010).	39

FIGURA N° 2.10. EN A, CANALES CON ALTA SINUOSIDAD CON DESARROLLO DE ESTRUCTURAS DE ACRECIÓN LATERAL. EN B, CANALES DE BAJA SINUOSIDAD DE AMBIENTES PROFUNDOS. IMÁGENES TOMADAS DE PONCE ET AL. (2018).....	40
FIGURA N° 2.11. ESTRATIFICACIÓN GRADADA, TIPOS DE ESTRATIFICACIÓN GRADADA: NORMAL, INVERSA Y MIXTA (INVERSA-NORMAL). NO NOS INDICA POLARIDAD EN EL ESTRATO. IMAGEN TOMADA DE PONCE ET AL. (2018).....	41
FIGURA N° 2.12. EJEMPLOS DE ESTRATIFICACIÓN MASIVA. EN A, PELITAS MASIVAS (MM) CON UN DELGADO NIVEL EVENTO DE TORMENTA (SR). EN B, VISTA EN AFLORAMIENTO DE ARENISCAS MASIVAS (SM) Y CON LAMINACIÓN HORIZONTAL (SL). IMAGEN TOMADA DE PONCE ET AL. (2018).....	42
FIGURA N° 2.13. ESTRATIFICACIÓN HORIZONTAL. EN A, LAMINACIONES HORIZONTALES TÍPICAS. EN B, CORRIENTE DE LINEACIÓN PRIMARIA (PARTING LINEATION) INDICANDO EL SENTIDO. IMÁGENES MODIFICADAS DE TUCKER (2003).	43
FIGURA N° 2.14. MODELOS DE ESTRATIFICACIÓN CRUZADA. GENÉTICAMENTE, SE TRATAN DE DUNAS DEBIDO A SU NATURALEZA ACREACIONARIA (ALLEN, 1982). EN LA IZQUIERDA PODEMOS OBSERVAR DUNAS CONFORMADAS POR LAMINACIONES CRUZADAS RECTAS Y TABULARES. EN LA DERECHA SE OBSERVAN LAMINACIONES CRUZADAS OBLICUAS, EXPONEN GEOMETRÍAS CANALIZADAS E IRREGULARES (DUNAS 3D). IMÁGENES MODIFICADAS DE NICHOLS (2009).....	44
FIGURA N° 2.15. ESTRATIFICACIÓN INTERNA EN RIZADURAS DE OLEAJE MOSTRANDO LAMINACIÓN CRUZADA, LA LAMINACIÓN PRESENTA CORRIENTES BIDIRECCIONALES ATRIBUIDAS A LAS OLAS. IMAGEN MODIFICADA DE NICHOLS (2009).	44
FIGURA N° 2.16. EN LA IZQUIERDA DEPÓSITOS DE TORMENTA CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TIPO HUMMOCKY. A LA DERECHA OBSERVAMOS ESTRATIFICACIÓN BIMODAL CARACTERÍSTICA DE DEPÓSITOS DE ARENAS TIDALES FORMANDO ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TIPO HERRINGBONE. IMÁGENES MODIFICADAS DE TUCKER (2003).	45
FIGURA N° 2.17. A LA IZQUIERDA ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS COMUNES EN AMBIENTES TIDALES (REINECK & WUNDERLICH, 1968), LAMINACIÓN FLASSER (FLASSER BEDDING), LAMINACIÓN ONDULADA Y LENTICULAR. IMAGEN TOMADA DE NICHOLS (2009). LA IMAGEN DE LA DERECHA NOS MUESTRA UNOS EJEMPLOS MODERNOS DE FLASSER EN FRANCIA. IMAGEN TOMADA DE DAVIS & DALRYMPLE (2010).	46



FIGURA N° 2.18. CÓDIGOS DE LITOFACIES PARA SEDIMENTOS SILICICLÁSTICOS FINOS Y GRUESOS, ESTA NOTACIÓN ES USADA PARA SEDIMENTOS FLUVIALES, ALUVIAL GLACIARES Y ENTRE OTROS AMBIENTES SEDIMENTARIOS. IMAGEN MODIFICADA DE TUCKER (2003).	47
FIGURA N° 2.19. ONCE ELEMENTOS ARQUITECTURALES DISTRIBUIDOS EN UN TÍPICO (E IDEAL) DEPOSITO FLUVIAL DE ALTA Y BAJA GRADIENTE. CH (CANAL), LA (DEPÓSITOS DE ACRECIÓN LATERAL), SG (FLUJO GRAVITACIONAL DE SEDIMENTOS), SB (BARRAS DE ARENA), GM (BARRAS Y ESTRATOS DE GRAVA), DA (ELEMENTOS DE ACRECIÓN RIO ABAJO), LS (CAPAS LAMINADAS DE ARENISCAS), HO (HOYO DE EROSIÓN), FF (FINOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN). IMAGEN MODIFICADA POR A. MIALL (2014).....	52
FIGURA N° 2.20. DIAGRAMA DE CANALES, MUESTRA LA USENCIA DE RELACIÓN ENTRE LA GEOMETRÍA DE UN CANAL INDIVIDUAL ACTIVO Y EL RELLENO DE UN CANAL RESULTANTE, LOS NÚMEROS SOBRE LOS CANALES SON EL RATIO PROFUNDIDAD/LONGITUD DE CANAL. IMAGEN MODIFICADA DE MIALL (2006).	53
FIGURA N° 2.21. MODELO DE ARQUITECTURA DEPOSITACIONAL LA Y DA, LA GEOMETRÍA INTERNA VARÍA DEPENDIENDO DE LA PROFUNDIDAD DEL CANAL, TAMAÑO DE GRANO Y DESCARGA. IMAGEN MODIFICADA DE A. MIALL (2006).....	56
FIGURA N° 2.22. SECUENCIA TÍPICA DE DEPÓSITOS DE DESBORDE O CREVASSE SPLAY. IMAGEN MODIFICADA DE A. MIALL (2014).....	57
FIGURA N° 2.23. DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA DE ARENISCAS (EARLE F. MCBRIDE, 1963).	59
FIGURA N° 2.24. ESTRUCTURA DE UNA ROCA DETRÍTICA, GRANOS O ESQUELETO, MATRIZ DE ORIGEN DETRÍTICO, CEMENTO DE ORIGEN QUÍMICO Y LA POROSIDAD DE LA ROCA. TOMADO DE ARCHE (2010).	59
FIGURA N° 2.25. TIPOS DE GRANOS DE CUARZO EN FUNCIÓN AL ÁREA FUENTE. QMR: CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA, QMO: CUARZO MONOCRISTALINO ONDULANTE, QP2-3: CUARZO POLICRISTALINO DE 2 O 3 UNIDADES CRISTALINAS Y QP3: CUARZO POLICRISTALINO DE MÁS DE 3 UNIDADES CRISTALINAS. IMAGEN TOMADA DE ARCHE (2010).	61
FIGURA N° 2.26. ESCALA DE TAMAÑO DE GRANO DE WENTWORTH PARA SEDIMENTOS CLÁSTICOS. ESTA CLASIFICACIÓN ESTA DEFINE LAS TRES CATEGORÍAS DE ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS PRINCIPALES (LUTITAS, ARENISCAS Y CONGLOMERADOS). ARCILLAS POR DEBAJO DE 0.0039 MM,	



LIMOS EN EL RANGO DE 0.0039 MM A 0.063 MM, ARENAS EN EL RANGO DE 0.063 MM A 2 MM, Y CONGLOMERADOS DE 2 MM A 256 MM DE DIÁMETRO. MODIFICADO DE NICHOLS (2009).	63
FIGURA N° 2.27. DIAGRAMA DE PRESIÓN TEMPERATURA EN RELACIÓN DE DIAGÉNESIS A REGÍMENES METAMÓRFICOS Y GRADIENTES DE PRESIÓN TEMPERATURA EN LA CORTEZA TERRESTRE. MODIFICADO DE WORDEN & BURLEY (2009).	66
FIGURA N° 2.28. COMPACTACIÓN MECÁNICA. EN LA IZQUIERDA DEPÓSITO SEDIMENTARIO NO COMPACTADO (PRE-COMPACTACIÓN), EN LA DERECHA DEPOSITO SEDIMENTARIO COMPACTADO (POST-COMPACTACIÓN). ES EVIDENTE LA PERDIDA EL REACOMODO DE LOS GRANOS DE CUARZO Y LA PERDIDA DE POROSIDAD. TOMADO DE NICHOLS (2009).	66
FIGURA N° 2.29. SOBRECRECIMIENTO DE CUARZO. PODEMOS OBSERVAR LA SUPERFICIE INICIAL DE LOS GRANOS DE CUARZO EN LÍNEAS DISCONTINUAS, SOBRE EL GRANO DE CUARZO PODEMOS OBSERVAR EL SOBRE CRECIMIENTO DE SÍLICE (QUARTZ OVERGROWTH) QUE ADEMÁS ACTÚA COMO CEMENTO. NÓTESE QUE ADEMÁS DEL SOBRECRECIMIENTO, SE PUEDE DIFERENCIAR LOS LÍMITES DE LA POROSIDAD. ELABORACIÓN PROPIA.	67
FIGURA N° 2.30. ÁBACO NOS MUESTRA EL GRADO DE ERROR EN EL QUE INCURRIMOS CUANDO CONTAMOS DETERMINADO NÚMERO DE GRANOS, A MAYOR CANTIDAD DE GRANOS CONTADOS MENOR EL ERROR SERÁ. ESTADÍSTICAMENTE UN 5% (400 GRANOS) DE SIGNIFICANCIA ES UN RESULTADO CONFIABLE. TOMADO DE VAN DER PLAS & TOBI (1965).	68
FIGURA N° 2.31. DIAGRAMAS TRIANGULARES QTFL Y QMFLT. EN LOS GRÁFICOS PODEMOS OBSERVAR QUE CADA CAMPO CORRESPONDE A DIFERENTES ÁREAS FUENTE EN FUNCIÓN A LA COMPOSICIÓN DE LA ARENISCA, EL PRIMER DIAGRAMA HACE REFERENCIA A LA MADUREZ Y EL SEGUNDO A LA PROVENIENCIA DEL ÁREA FUENTE. MODIFICADO DE W. R. DICKINSON (1985).....	69
FIGURA N° 2.32. PRINCIPALES TIPOS DE PROVENIENCIA Y ASPECTOS COMPOSICIONALES CLAVES DE LA PROVENIENCIA DE ARENAS. MODIFICADO DE W. R. DICKINSON (1985).	70
FIGURA N° 2.33. MARGEN PASIVO, SE CARACTERIZA POR UN ÁREA MUY EXTENSO CON MORFOLOGÍAS SUAVES, LOS SEDIMENTOS SON PRINCIPALMENTE DE CUARZO. TOMADO DE ARCHE (2010). ESTA IMAGEN NO REPRESENTA LA ZONA DE ESTUDIOS; SIN EMBARGO, ALGUNOS ELEMENTOS DE SU PALEOGRAFÍA SON SIMILARES.	71
FIGURA N° 2.34. LOS BASAMENTOS ALZADOS ESTÁN RELACIONADOS A PROCESO DE RIFT Y FALLAS TRANSFORMANTES, LA MINERALOGÍA NO VARÍA MUCHO DEBIDO A LA CORTA DISTANCIA DE	



TRANSPORTE (TRANSPORTADO DESDE EL HOMBRO DEL GRABEN A LA CUENCA). MODIFICADO DE WANG ET AL. (2018).....	72
FIGURA N° 2.35. MODELO AMPLIADO DEL AMBIENTE TECTÓNICO DE BASAMENTO ELEVADO, CUENCA KANGDIAN TIPO RIFT AL SUR DE CHINA. LA FUENTE DE LOS SEDIMENTOS DERIVA DE LOS HOMBROS DEL RIFT, EL ESPESOR DE LOS ESTRATOS NO ES CONSTANTE Y ESTÁ CONTROLADO POR EL FALLAMIENTO ACTIVO. MODIFICADO DE ZHUO ET AL. (2013).	72
FIGURA N° 2.36. MODELO DE CUENCA DE ANTEARCO ASOCIADO A COMPLEJOS DE SUBDUCCIÓN. LOS SEDIMENTOS RICOS EN LÍTICOS VOLCÁNICOS DERIVAN DE LA EROSIÓN DEL ARCO. MODIFICADO DE TAKANO ET AL. (2013).....	73
FIGURA N° 2.37. MODELO SEDIMENTARIO DE CUENCA TIPO DE ANTEPAÍS. ESTE TIPO DE CUENCAS SE CARACTERIZA POR LA EROSIÓN DE UNA CADENA MONTAÑOSA FORMADA POR UN SISTEMA DE FAJAS CORRIDAS Y PLEGADAS, LOS SEDIMENTOS DERIVAN DE LA EROSIÓN DE LA CADENA MONTAÑOSA. MODIFICADO DE CHAPMAN ET AL. (2019).....	74
CAPÍTULO III	
FIGURA N° 3.1. MATERIALES Y EQUIPOS GEOLÓGICOS PARA TRABAJOS DE CAMPO.....	76
FIGURA N° 3.2. METODOLOGÍA DE TRABAJO PARA LA ELABORACIÓN DE LA PRESENTE TESIS PROFESIONAL, CONSISTE EN LA RECOPIACIÓN BIBLIOGRAFÍA, TRABAJOS DE PRE-CAMPO, CAMPO, GABINETE E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.	78
FIGURA N° 3.3. CARTOGRAFIADO GEOLÓGICO EN CAMPO. EN A, REGISTRO DE LA INFORMACIÓN DE CAMPO EN LA LIBRETA. EN B, MAPAS GEOLÓGICOS DE CAMPO A ESCALA 1:50 000 (ESCALA REGIONAL). EN C, TOMA DE DATOS ESTRUCTURALES EN EL AFLORAMIENTO. EN D, COLECTA DE FÓSILES (AMMONITES).	80
FIGURA N° 3.4. MODELO DE COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, PARA SIMPLIFICAR LA INFORMACIÓN SE RECURRE AL USO DE SIMBOLOGÍA GEOLÓGICA. TOMADO DE TUCKER (2003).....	81
FIGURA N° 3.5. EN A, COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE CAMPO, EL REGISTRO GRAFICO DE INFORMACIÓN SE REALIZA EN LA LIBRETA DE CAMPO. EN B, LA INFORMACIÓN DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEBE TENER FOTOS DEL AFLORAMIENTO PARA MEJORAR A INTERPRETACIÓN.	82
FIGURA N° 3.6. EN A, COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DIGITALIZADA, PODEMOS OBSERVAR EL DETALLE EN QUE SE ELABORÓ Y CON SUS RESPECTIVOS SÍMBOLOS GEOLÓGICOS. EN B, MAPA GEOLÓGICO DIGITALIZADO.	83



FIGURA N° 3.7. EN A, MUESTRA DE ROCA CORTADA PARA PREPARAR LOS SLIDES. EN B, SLIDES ARENISCAS DEL GRUPO CHICAMA DEBIDAMENTE CODIFICADAS. EN C, ESTUDIO PETROGRÁFICO, DE MICROFACIES Y CONTEO DE GRANOS “MÉTODO GAZZI-DICKINSON”. EN D, VISTA DEL SOFTWARE LAS EZ DE LEICA CON LAS ARENISCAS YA ESTUDIADAS.....84

CAPÍTULO IV

FIGURA N° 4.1. MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO EN LOS CUADRÁNGULOS DE PALLASCA 17(H)3, PALLASCA 17(H)2, CORONGO 18H4 Y CORONGO 18H1. UBICADOS EN EL DEPARTAMENTO DE ÁNCASH Y LA LIBERTAD.86

FIGURA N° 4.2. CORDILLERA OCCIDENTAL. SE OBSERVA LA CORDILLERA NEGRA Y BLANCA DIVIDIDA POR EL VALLE DEL SANTA. IMAGEN MODIFICADA DE MARGIRIER ET AL. (2015).....88

FIGURA N° 4.3. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS EN LA CUENCA SEDIMENTARIA PERUANA NOROCCIDENTAL.....89

FIGURA N° 4.4. EN A, ESBOZO DE LA PALEO GEOGRAFÍA EN EL PERIODO TRIÁSICO (~200 MA), LA SEPARACIÓN DE PANGEA PROVOCARÁ EXTENSIÓN EN EL MARGEN OESTE DE SUDAMÉRICA. EN B, EN EL JURÁSICO SUPERIOR SE PUDE OBSERVAR LA FORMACIÓN DEL MAR DE TETHYS. IMAGEN MODIFICADA DE JAILLARD ET AL. (1990).91

FIGURA N° 4.5. MAPA GEOLÓGICO DE LA SECCIÓN DEL CERRO NEGRO, ESTÁ UBICADA AL SUR DEL PUEBLO DE CONCHUCOS. SE CONSTITUYE DE UNIDADES SEDIMENTARIAS JURÁSICAS Y CRETÁICAS. IMAGEN TOMADA DE MACHACA (2018).92

FIGURA N° 4.6. SECCIÓN GEOLÓGICA INTERPRETADA DEL CERRO NEGRO. EL GRUPO CHICAMA ACTÚA COMO UN BUEN NIVEL DE DESPEGUE EN LA FORMACIÓN DE LA FAJA CORRIDA Y PLEGADA DEL MARAÑÓN. IMAGEN TOMADA DE MACHACA (2018).93

Capítulo V

FIGURA N° 5.1. FORMACIÓN SIMBAL. EN A, CALIZAS ESPARITICAS COLOR GRIS OSCURO, SE OBSERVAN GRANOS DE CARBONATO DE CALCIO. EN B, MICROFOTOGRAFÍA DE CALIZAS TIPO GRAINSTONE DE OOLITOS CEMENTADOS. VISTA EN NICOLES CRUZADOS.97

FIGURA N° 5.2. EN A, AFLORAMIENTO DE ARENISCAS GRIS OSCURAS EN LA LAGUNA RACAINACA. EN B, EXTRACCIÓN DE AMMONITE EN LA BASE DE LA FORMACIÓN PUNTA MORENO.98

FIGURA N° 5.3. FORMACIÓN SAPOTAL. EN A, SECUENCIAS DE LUTITAS GRISES CON DELGADOS Y ESPORÁDICOS NIVELES DE ARENISCAS. EN B, NÓDULO CON FÓSIL DE AMMONITE.99



FIGURA N° 5.4. FORMACIÓN TINAJONES, EN A, ARENISCAS GRIS OSCURAS CON DELGADOS NIVELES DE LIMOARCILLITAS, EN ESTRATOS DE 20CM. EN B, VISTA EN AFLORAMIENTO DE LAS SECUENCIAS SILICICLÁSTICAS.	99
FIGURA N° 5.5. PRINCIPALES ESPECÍMENES FÓSILES DE AMMONITES DE GRUPO CHICAMA, FUERON COLECTADOS EN LAS CAMPAÑAS DE CAMPO DEL PROYECTO GR40C - GEOLOGÍA REGIONAL. DETERMINACIONES PALEONTOLÓGICAS REALIZADAS EN EL ÁREA DE PALEONTOLOGÍA DEL INGEMMET.....	100
FIGURA N° 5.6. EN A, AFLORAMIENTO ARENISCAS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ. EN B, SE OBSERVA CLARAMENTE EL CONTACTO ENTRE LA FORMACIÓN CHIMÚ Y LA FORMACIÓN TINAJONES, SE VISUALIZA UN CONTACTO CONCORDANTE.....	102
FIGURA N° 5.7. FORMACIÓN SANTA, EN A, SECUENCIAS TÍPICAS DE LA FORMACIÓN SANTA EN LA HOJA DE PALLASCA 17(H)3. EN B, MICROFÓSIL DE FORAMINÍFERO: RUMANOLOCULINA PSEUDOMINIMA (BARTENSTEIN & KOVATCHEVA), BARREMIANO – APTIANO, FÓSIL DE AMBIENTE MARINO.	102
FIGURA N° 5.8. SECUENCIAS DE ARENISCAS TÍPICAS DE LA FORMACIÓN CARHUAZ EN PALLASCA. EN A, LAMINACIÓN OBLICUA EN ARENISCAS DE 20 A 30 CM DE ESPESOR. EN B, LAMINACIONES OBLICUAS Y NIVELES DE CANALES.....	103
FIGURA N° 5.9. MAPAS DE UBICACIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS PUENTE ÁGUILA Y CHOROPAMPA (VER ANEXO A, PARA MAPA GEOLÓGICO REGIONAL). MAPA MODIFICADO DEL PROYECTO GR40C-INGEMMET.....	104
FIGURA N° 5.10. BIOZONACIÓN DEL GRUPO CHICAMA, LOS AMMONITES SUGIEREN UNA EDAD RESTRINGIDA AL TITONIANO MEDIO-SUPERIOR.	106
FIGURA N° 5.11. TENDENCIA COMPOSICIONAL DE LOS GRANOS MINERALES DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN TINAJONES Y CHIMÚ, NÓTESE EL CAMBIO MINERALÓGICO ENTRE AMBAS UNIDADES. .	108
FIGURA N° 5.12. CONTACTO ENTRE LA FORMACIÓN SAPOTAL Y LA FORMACIÓN TINAJONES, POSIBLE DISCORDANCIA ENTRE AMBAS UNIDADES.....	109
FIGURA N° 5.13. RESUMEN DE LAS PRINCIPALES LITOFACIES IDENTIFICADAS EN EL GRUPO CHICAMA Y FORMACIÓN CHIMÚ: ST, SM, SH, SR, FL+SR, FL, FM, FR+FP Y C.....	110
FIGURA N° 5.14. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA PUENTE EL ÁGUILA, UBICADO AL SUR DEL PUEBLO DE SIHUAS. EN EL CUADRÁNGULO DE CORONGO 18(H). COORDENADA NORTE: 9049117, ESTE: 220643.	111



FIGURA N° 5.15. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CHOROPAMAPA, UBICADO AL NORTE DEL PUEBLO DE SIHUAS, EN EL CUADRÁNGULO DE PALLASCA 17(H). COORDENADA NORTE: 9066570, ESTE: 204593..... 112

FIGURA N° 5.16. LITOFACIE ST. AFLORAMIENTOS DE LAS COLUMNAS PUENTE ÁGUILA Y CHOROPAMPA. EN A Y B, LITOFACIES COMUNES EN LA FORMACIÓN CHIMÚ Y CHICAMA, LAMINACIÓN EN LA BASE DE LOS ESTRATOS Y NO PARALELOS A LA ESTRATIFICACIÓN. EN C, BASE EROSIVA DE CANAL, SE OBSERVA ACUÑAMIENTO. EN D, DUNAS 3-D, SE CARACTERIZAN POR PRESENTAR UNA GEOMETRÍA LENTICULAR. 113

FIGURA N° 5.17. LITOFACIE SM. AFLORAMIENTOS DE LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA. EN A, PODEMOS OBSERVAR ESTRATOS DE ARENA MASIVOS CORRESPONDIENTES A LA FORMACIÓN CHIMÚ. EN B, MUESTRA DE MANO DE ARENISCAS CUARZOSAS DE GRANO MEDIO A GRUESO DE UN ESTRATO MASIVO (SM)..... 114

FIGURA N° 5.18. LITOFACIE SH. EN A, CAPAS DE ARENAS CON FACIES SH, EN ESTRATOS DE 10, 15 O 20 CM DE ESPESOR. EN B, SE OBSERVA LAMINACIONES HORIZONTALES TENUES EN ARENISCAS DE GRANO MEDIO, AFLORAMIENTOS DE LA COLUMNA CHOROPAMPA. 115

FIGURA N° 5.19. LITOFACIE SR. EN A, NOTAMOS ESTRATOS DE ARENA DE 10 A 15 CM DE ESPESOR CON ABUNDANTES RIZADURAS. EN B, RIZADURAS DE CORRIENTE DE LA FORMACIÓN TINAJONES, NÓTESE LA GEOMETRÍA ONDULADA. AFLORAMIENTOS EN LAS COLUMNAS PUENTE ÁGUILA Y CHOROPAMPA. . 115

FIGURA N° 5.20. LITOFACIE FL+SR. SE OBSERVA UNA INTERCALACIÓN DE LUTITAS CON DELGADOS NIVELES DE ARENAS, ALGUNOS CUERPOS DE ARENAS PRESENTAS GEOMETRÍAS LENTICULARES O CANALIZADAS (B). ESTA ASOCIACIÓN ES BASTANTE FRECUENTE EN CONDICIONES DE ENERGÍA BAJA. AFLORAMIENTOS EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. 116

FIGURA N° 5.21. FACIES FL. EN A, B Y C, PODEMOS OBSERVAR LAS FACIES DE LUTITAS Y LIMOS CON LAMINACIÓN HORIZONTAL, ESTOS SON PERPENDICULARES AL PLANO DE ESTRATIFICACIÓN. EN D, NÓDULO DE AMMONITE. AFLORAMIENTOS EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. 117

FIGURA N° 5.22. LITOFACIES FM. AFLORAMIENTOS EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. EN A, LUTITAS GRIS VIOLÁCEAS MUY ALTERADOS POR ALTERACIÓN SUPERFICIAL CON NÓDULOS DE AMMONITES. EN B, LUTITAS GRIS OSCURAS CON ÓXIDOS DE FIERRO, SE OBSERVA ABUNDANTE FOLIACIÓN (S₁)..... 118

FIGURA N° 5.23. LITOFACIES FR+FP. EN A, SE OBSERVA UNA SUCESIÓN HETEROLÍTICA DE LAMINACIONES CRUZADAS PLANAS CON LAMINACIONES LENTICULARES, ONDULADAS Y FLASERS, AFLORAMIENTO EN

LA LAGUNA RACAINACA. EN B. LITOFACIES FR COMPUESTO PREDOMINANTEMENTE POR LAMINACIÓN ONDULADA, AFLORAMIENTO EN LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA.	119
FIGURA N° 5.24. LITOFACIE C. EN A Y C, PODEMOS OBSERVAR UN LENTE DE CARBÓN QUE FUE EXPLORADO DE MANERA ARTESANAL POR LOS POBLADORES. EN B, REGISTRO FÓSIL DE DICROIDIUM SP. EN C, MUESTRA DE MANO DE CARBÓN VEGETAL, ASOCIADO A FACIES FL+SR. AFLORAMIENTOS OBSERVADOS EN LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA.	120
FIGURA N° 5.25. PRINCIPALES ELEMENTOS ARQUITECTURALES OBSERVADOS EN CAMPO. EN A, IMAGEN DEL CERRO AGUSHA EN DONDE PODEMOS EL CONTACTO DE LA FORMACIÓN CHIMÚ Y TINAJONES. EN B, BARRAS DE ACRECIÓN LATERAL EN EL CERRO CHAMANA. EN C, ABUNDANTES SECUENCIAS ARENÁCEAS EN LA FORMACIÓN PUNTA MORENO – LAGUNA PARICHOCHA.	123
FIGURA N° 5.26. PRESENCIA DE ELEMENTOS ARQUITECTURALES SEGÚN EL ESTILO DE SEDIMENTACIÓN FLUVIAL. IMAGEN MODIFICADA DE A. MIALL (2014).	124
FIGURA N° 5.27. RÍO MEANDRIFORME DE ALTA SINUOSIDAD DE LA FORMACIÓN SAPOTAL. COMPUESTO POR ABUNDANTES DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN, LA TASA DE SUBSIDENCIA ES ELEVADA Y FAVORECE A LA ACUMULACIÓN DE MATERIAL LIMO ARCILLOSO.	125
FIGURA N° 5.28. RÍO MEANDRIFORME DE MODERADA SINUOSIDAD EN LA FORMACIÓN TINAJONES. SE OBSERVA ABUNDANTES MACROFORMAS DE ACRECIÓN LATERAL (LA) Y DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN (FF). LAS FACIES TIDALES NOS INDICAN TRANSGRESIONES MARINAS, ESTAS RETRAJERON LOS SEDIMENTOS PRE-EXISTENTES.	126
FIGURA N° 5.29. MODELO DE RÍO ENTRELAZADO PARA LA FORMACIÓN CHIMÚ. ABUNDANTES DEPÓSITOS ARENOSOS FORMADO ELEMENTOS COMO CH, LA Y DA PRINCIPALMENTE.	127
FIGURA N° 5.30. EN EL DIAGRAMA TERNARIO SE MUESTRAN LOS RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN TINAJONES EN AMBAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS. NÓTESE EL ABUNDANTE CONTENIDO DE CUARZO.	128
FIGURA N° 5.31. PETROGRAFÍA DE ROCAS SILICICLÁSTICAS EN LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA (FORMACIÓN TINAJONES). EN A Y B, MICROFOTOGRAFÍAS DE CUARZO ARENITAS DE GRANO FINO CON MICAS DE MUSCOVITA POCO DEFORMADAS. EN C, MICROFOTOGRAFÍA EN DONDE SE OBSERVA “OVERTHGROWTH”. EN D, CUARZO ARENITA DE GRANO FINO CON MICAS DE MUSCOVITA MUY DEFORMADAS.	130

- FIGURA N° 5.32. PETROGRAFÍA DE ROCAS SILICICLÁSTICAS EN LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA (FORMACIÓN TINAJONES). EN A, B Y C, CUARZO ARENITAS DE GRANO FINO A MEDIO GRANOS MODERNAMENTE SELECCIONADOS CON PRESENCIA DE MICAS DE MUSCOVITA, MINERALES PESADOS, MATRIZ SERICÍTICA. EN D, CUARZO GRAUVACA DE GRANO MUY FINO, ABUNDANTE MATRIZ ARCILLOSA Y GRANOS MAL SELECCIONADOS. 131
- FIGURA N° 5.33. PETROGRAFÍA DE ROCAS SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN TINAJONES EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. EN A Y D, CUARZO ARENITA Y META CUARZO ARENITA RESPECTIVAMENTE, AMBOS DE GRANO FINO. EN B Y C, CUARZO ARENITAS DE GRANO FINO MAL SELECCIONADAS CON ABUNDANTES CIRCONES DETRÍTICOS..... 132
- FIGURA N° 5.34. PETROGRAFÍA DE ROCAS SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN TINAJONES EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. EN A, CUARZO GRAUVACA CON NOTABLE PRESENCIA DE CIRCONES DETRÍTICOS. EN B, CUARZO ARENITA EN MATRIZ ARCILLOSA-SERICITICA. EN C, CUARZO ARENITA CON MICAS DE MUSCOVITA. EN D, CUARZO ARENITA SIN PRESENCIA DE MATRIZ ARCILLOSA, CON ABUNDANTES MINERALES PESADOS. 133
- FIGURA N° 5.35. DIAGRAMA DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN TINAJONES. A LA IZQUIERDA, DIAGRAMA QMFLT, EN DONDE PODEMOS OBSERVAR QUE LA PROVENIENCIA DERIVA DE UN CRATÓN INTERIOR CON LEVE TENDENCIA A RECICLADO DE CUARZO. A LA DERECHA, DIAGRAMA QTFL EN DONDE SE RESALTA MADUREZ EN LA PROVENIENCIA SEDIMENTARIA. 135
- FIGURA N° 5.36. EN EL DIAGRAMA TERNARIO SE MUESTRAN LOS RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ EN AMBAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS. NÓTESE EL CASI EXCLUSIVO CONTENIDO DE CUARZO. 136
- FIGURA N° 5.37. PETROGRAFÍA DE ROCAS SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ EN LA COLUMNA PUENTE ÁGUILA. PREDOMINANTEMENTE COMPUESTO POR CUARZO ARENITAS Y META CUARZO ARENITAS. EN A, OVERGROWTH DE CUARZO. EN A, B, C Y D, CUARZO ARENITAS. EN C, PEQUEÑOS MINERALES PESADOS (CIRCONES Y TURMALINAS). EN E, GRANO DE CUARZO POLICRISTALINO. EN F, CUARZO ARENITA CON CIRCONES Y TURMALINAS. 138
- FIGURA N° 5.38. PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CHIMÚ EN LA COLUMNA CHOROPAMPA. EN A, SUTURAS DE CUARZO PRODUCTO DE LA COMPACTACIÓN MECÁNICA. EN B, CRISTAL DE CUARZO POLICRISTALINO EN META-CUARZO ARENITA. EN C, META-CUARZO ARENITA BIEN SELECCIONADA DE GRANO MEDIO. EN



D, META-CUARZO ARENITA CON GRANOS MAL SELECCIONADOS Y CON PRESENCIA RELATIVA DE CIRCONES DETRÍTICOS.....	139
FIGURA N° 5.39. DIAGRAMA DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN CHIMÚ. A LA IZQUIERDA, DIAGRAMA QMFLT, EN DONDE PODEMOS OBSERVAR QUE LA PROVENIENCIA DERIVA DE UN CRATÓN. A LA DERECHA, DIAGRAMA QtFL EN DONDE SE RESALTA LA NOTABLE MADUREZ DE LOS SEDIMENTOS.	141
FIGURA N° 5.40. PALEO-LÍMITE DE COSTA PARA TIEMPOS DE TITONIANO A BERRIASIANO, EN AZUL CLARO OBSERVAMOS UN ÁREA POTENCIA DE SEDIMENTACIÓN DEL GRUPO CHICAMA. EL LIMITE SE INFIERE A PARTIR DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES RESTAURADAS POR PFIFFNER & GONZALEZ (2013) Y EUDE ET AL. (2015).....	142
FIGURA N° 5.41. PRIMERA EVIDENCIA DE PLANTAS FÓSILES DE LOS GÉNEROS PTEROPHYLLUM (A), ZAMITES (B) Y THUITES (C) EN SEDIMENTOS DE LA FORMACIÓN TINAJONES. SUGIEREN UN CLIMA CÁLIDO Y TROPICAL PARA EL JURÁSICO SUPERIOR Y EL CRETÁCICO INFERIOR. IMÁGENES TOMADAS DE VALDIVIA ET AL. (2016).....	143
FIGURA N° 5.42. DIAGRAMA BI-VARIANTE LOGARÍTMICO PARA LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ Y TINAJONES, DE ACUERDO CON SUTTNER & DUTTA, 1986.....	144
FIGURA N° 5.43. GEOCROLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS U-Pb DE LA FORMACIÓN SARAYAQUILLO, MUESTRAS TOMADAS EN LA CUENCA SANTIAGO, NOS INDICAN LA PROVENIENCIA DE LOS SEDIMENTOS PARA LA FORMACIÓN SARAYAQUILLO. IMAGEN TOMADA DE GEORGE ET AL. (2019).....	144
FIGURA N° 5.44. MODELO PALEO GEOGRÁFICO DEL TITONIANO. EXTENSOS RÍOS MEANDRIFORMES DE ALTA SINUOSIDAD CUYA PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DERIVA DE COMPLEJO DEL METAMÓRFICO DEL MARAÑÓN.....	145
FIGURA N° 5.45. MODELO PALEO GEOGRÁFICO DEL BERRIASIANO. EXTENSOS RÍOS MEANDRIFORMES DE MODERADA SINUOSIDAD CUYA PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DERIVA DEL COMPLEJO DEL METAMÓRFICO DEL MARAÑÓN Y POSIBLEMENTE DE LA PROVINCIA DE SUNSÁS.	146
FIGURA N° 5.46. GEOCROLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS U-Pb DE LA GRUPO GOYLLARISQUIZGA, MUESTRAS TOMADAS EN LA CUENCA SANTIAGO. IMAGEN TOMADA DE GEORGE ET AL. (2019).	148
FIGURA N° 5.47. MODELO PALEO GEOGRÁFICO DEL VALANGINIANO. SE FORMARON EXTENSOS RÍOS ENTRELAZADOS DE ARENA, LA PROVENIENCIA SEDIMENTARIA TIENE ORIGEN EN LA PROVINCIA DE SUNSÁS, UBICADA AL ESTE DEL COMPLEJO DEL METAMÓRFICO DEL MARAÑÓN.	148



ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO II

TABLA N° 2.1. CLASIFICACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS. CADA CAMPO DESCRIBE LAS CARACTERÍSTICAS A CONSIDERAR EN LA CLASIFICACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS. TABLA TOMADA DE MIALL (2006).
.....50

TABLA N° 2.2. ELEMENTOS ARQUITECTURALES EN DEPÓSITOS FLUVIALES, SE DETALLA LAS CARACTERÍSTICAS Y RELACIONES CON LAS FACIES DE CADA ELEMENTO. TABLA TOMADA DE MIALL (2006).58

Capítulo IV

TABLA N° 4.1. DISTANCIAS, TIEMPO DE LLEGADA Y TIPO DE VÍA DE LIMA A SIHUAS Y CONCHUCOS.87

CAPÍTULO V

TABLA N° 5.1. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA ESTUDIADA EN LOS CUADRÁNGULOS DE PALLASCA 17(H) Y CORONGO 18(H), COMPUESTO PREDOMINATEMENTE POR UNIDADES MESOZOICAS96

TABLA N° 5.2. DETALLE DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS LEVANTADAS EN CAMPO. 109

TABLA N° 5.3. RESULTADOS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LOS GRANOS SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN TINAJONES (MÉTODO DICKINSON). SE PUEDE OBSERVAR CÓDIGO DE MUESTRA, LITOLOGÍA Y CONTENIDO PORCENTUAL DE LOS MINERALES. 134

TABLA N° 5.4. RESULTADOS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LOS GRANOS SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ (MÉTODO DICKINSON). SE PUEDE OBSERVAR CÓDIGO DE MUESTRA, LITOLOGÍA Y CONTENIDO PORCENTUAL DE LOS MINERALES. 140



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

°C: Grados Celsius.

CH: Canal sedimentario.

cm: Centímetros.

CS: Depósitos de desborde (*crevasse splay*).

DA: Macroformas de acreción río abajo.

F: Feldespatos.

FF: Llanura de inundación de finos.

Fl: Arcillas, limos y arenas laminadas.

Fm: Arcillas y limos masivos.

Fp: Laminaciones oblicuas rectas en limoarcillas.

Fr: Laminación lenticular, ondulada y flasser.

GB: Estratos y barras de gravas.

HO: Depresiones (*Scour hollows*).

Ji-si: Formación Simbal.

JsKi-chi: Grupo Chicama.

JsKi-ti: Formación Tinajones.

Js-pm: Formación Punta Moreno.

Js-sa: Formación Sapotal.

Ki-ca: Formación Carhuaz.

Ki-chi: Formación Chimú.

Ki-chu: Formación Chúlec.

Ki-f: Formación Farrat.

Ki-i: Formación Inca.

Ki-p: Formación Pariatambo.

Ki-sa: Formación Santa.

Km: Kilómetros.



Ks-ju: Formación Jumasha.

L: Fragmentos líticos.

LA: Acreción lateral.

Lm: Líticos metamórficos.

LS: Arenas laminadas en hojas.

Ls: Líticos sedimentarios.

Lv: Líticos volcánicos.

m: Metros.

Ma: Millones de años.

mm: Milímetros.

mus: Muscovita.

NO: Noroeste.

Q: Cuarzo.

Qmo: Cuarzo monocristalino con extinción ondulante.

Qmr: El cuarzo monocristalino con extinción recta.

Qp: Cuarzo policristalino.

SB: Barras y estratos de arena.

SE: Sureste.

SG: Barras y estratos de arena.

Sh: Areniscas con estratificación horizontal.

Sl: Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo.

Sm: Areniscas con estratificación masiva.

Sp: Areniscas con estratificación cruzada plana.

Sr: Areniscas con laminación con rizaduras cruzadas.

St: Areniscas con estratificación cruzada oblicua.



RESUMEN

El área de trabajo de esta tesis profesional abarca parte de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), ubicado en la Cordillera Occidental, departamento de Ancash, en el norte de Perú. Este estudio tiene como objetivo identificar la proveniencia sedimentaria y realizar una reorganización crono-estratigráfica de sedimentos del Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Grupo Chicama y sus formaciones Punta Moreno, Tinajones y Sapotal, y la Formación Chimú), donde se utilizó un análisis de facies sedimentarias, caracterización de la composición mineralógica de las areniscas y paleontología de ammonites. Se empleó la metodología de análisis de litofacies desarrollada por Miall (2006) y en cuanto a la proveniencia sedimentaria se aplicó la metodología de los diagramas QtFl y QmFLt propuesta por Dickinson (1985). En las formaciones del Grupo Chicama y la Formación Chimú se identificaron nueve litofacies características y seis elementos arquitecturales. Los resultados de la asociación de las formaciones Sapotal y Tinajones corresponde a una evolución sedimentaria de ríos meandriformes de alta y moderada sinuosidad con eventuales transgresiones marinas, causantes del hábitat de ammonites y demás fauna marina i.e. ichnofacies infratidales. Las facies de la Formación Chimú se interpretan como ríos entrelazados que forman barras canalizadas que sobreyacen concordantemente a la Formación Tinajones, donde localmente se puede apreciar discordancias de bajo ángulo. La petrología de la Formación Tinajones se caracteriza por la dominancia de cuarzograuvacas y cuarzoarenitas, mientras que la abundancia de meta-cuarzoarenitas es característica de la Formación Chimú. Respecto a la proveniencia de los sedimentos, se identificó un notorio cambio en la composición de la Formación Tinajones frente a la de la Formación Chimú, lo cual respalda el cambio de ambientes depositacionales y la discordancia observada. Los



sedimentos del Grupo Chicama derivaron principalmente del Complejo Metamórfico del Maraón (Proterozoico) el cual se hallaba exhumado en el Titoniano. La Formación Tinajones se depositó durante el Berriasiano, este basamento fue disectado, permitiendo el posible ingreso de sedimentos de la región de Sunsás, de esta manera fue posible la acumulación de sedimentos provenientes de Complejo Metamórfico del Maraón y posiblemente de la región de Sunsás para la Formación Tinajones. Por otro lado, la proveniencia sedimentaria de la Formación Chimú contiene sedimentos que derivan de un Cratón interior, decir la región de Sunsás y el cratón brasileño, ambas áreas ubicados al este de la cuenca Mesozoica. De los resultados obtenidos e integrados en este trabajo, se propone separar a la Formación Tinajones del Grupo Chicama, asignándole una edad de Berriasiano Inferior en base a notorios contactos discordantes y diferentes modas petrográficas. La población de ammonites y fósiles asociados colectados en este trabajo permitieron confirmar una edad de Titoniano Medio a Titoniano Superior en las rocas del Grupo Chicama.

Palabras clave: Grupo Chicama, análisis de facies, proveniencia sedimentaria, litofacies, arenisca.



ABSTRACT

The work area of this professional thesis include part of Pallasca 17(h) and Corongo 18(h) quadrangles, located in the Western Cordillera, Ancash, in the north of Peru. This study has the objective identify the sediment provenance and a chronostratigraphy reorganization of Upper Jurassic to Lower Cretaceous sediments (Chicama Group: Punta Moreno, Sapotal and Tinajones formations, and Chimu Formation), then it was used sedimentary facies arguments, mineral composition characterization of sandstones petrology and ammonite paleontology. The methodology was used is the facies analysis developed by Miall (2006), and to study the sediment provenance was used QtFl and QmFLt diagrams developed by Dickinson (1985). In the formations of Chicama Group and Chimu Formation was identified nine characteristic litofacies and six architectural elements. The results of the association of Sapotal and Tinajones formations correspond to a sedimentary evolution of meandering rivers with high and moderate sinuosity, associated to marine transgressions, it is the cause of ammonite habitat and other marine fauna i.e. undertidal ichnofacies. The facies of Chimu Formation is interpreted as braided rivers with channeled bars concordantly over Tinajones Formation, locally you can see low angle discordances. The petrology of Tinajones Formation is characterized by predominance of quartz wacke and quartz arenite, while the abundance of meta-quartz arenite is diagnostic in Chimu Formation. About of the sediment provenance, there is a notorious change in the composition of Tinajones Formation in comparison to Chimu Formation, which support the change of the depositacional environment and the discordance observed. The sediments of Chicama Group sourced mainly of Marañón Metamorphic Complex (Proterozoic), it was exhumed in the Tithonian. Tinajones Formation was deposited during the Berrasian, the Marañón Complex was dissected, allowing the possible entry of sediments of Sunsás region, so



was possible the stacking of sediments from Marañón Metamorphic Complex and maybe of the Súnas region for Tinajones Formation. In the other hand, the sedimentary provenance of Chimu Formation is composed of sediments from interior Craton, that is to say Súnas region and Brazilian Craton, both areas located to east of the Mesozoic basin. From the obtained result and integrated in this work, we proposed to separate the Tinajones Formation from Chicama Group, assigning a Lower Berriasian age based on notorious discordant contacts and different petrographic modes. The population of ammonites and associated fossils collected in this work allowing confirm a Middle Tithonian to Upper Tithonian age in rocks of Chicama Group.

Keywords: Chicama Group, facies analysis, sediment provenance, litofacies, sandstone.



CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

La Cuenca Mesozoica Occidental del norte peruano es acreedora de una compleja geología, la cual ha experimentado una serie de eventos geológicos que forzaron a modificar el terreno hasta lo que es hoy en la actualidad. En los años 1920, Stappenbeck (1929) en su estudio “Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitlagerstätten”, describió e identificó por primera vez unas secuencias sedimentarias compuestas por lutitas de color gris oscuro a las que denominó “Capas Chicama”. Le atribuyó una edad correspondiente al Titoniano en base a la descripción de la fauna fósil de ammonites. Años después Cossío & Jaén (1967) en el estudio “Geología de los cuadrángulos Puémape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa”, describieron una potente y repetitiva serie de lutitas muy laminadas de aspecto pizarroso, de color gris oscuro a negro, con ocasionales intercalaciones de areniscas y cuarcitas claras, a las cuáles denominaron inicialmente como la Formación Chicama.

Jacay (1992) en su tesis titulada “Estratigrafía y sedimentología del Jurásico curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeográfico del Jurásico-Cretáceo del nor Perú (6° 30' - 8° latitud sur)”, realizó estudios en el valle del Chicama, Trujillo, en donde elevó a la Formación Chicama a la categoría de “Grupo”, subdividiendo la unidad en tres formaciones i.e. Punta Moreno, Sapotal y Tinajones. La Formación Punta Moreno representa la unidad basal, compuesto por facies de abanicos submarinos con predominantes secuencias de areniscas y delgados niveles de limoarcillitas. La Formación Sapotal está compuesta por una secuencia repetitiva de lutitas gris oscuras de pro-delta. Por último, las facies deltaicas de la Formación Tinajones, compuesto por secuencias de areniscas con delgados niveles de limos y arcillas. Esta jerarquía estratigráfica es la que se usa hasta la actualidad.



En un contexto regional, las secuencias sedimentarias de la Cordillera Occidental del norte y centro fueron muy bien estudiadas por Benavides (1956) y Wilson (1963), en sus trabajos “Cretaceous System in Northern Peru” y “Cretaceous Stratigraphy of Central Andes of Perú” respectivamente, estos autores aportan valiosos conocimientos en cuanto a la cuenca sedimentaria Mesozoica occidental del norte peruano, concentran una especial atención en unidades Cretácicas. Wilson, Reyes, & Garayar (1967) en el trabajo “Geología de los cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari ”, describen muy bien la geología y las litofacies de las unidades sedimentarias. Desde entonces no se realizaron nuevos trabajos de investigación geológica en las rocas sedimentarias del Jurásico Superior al Cretácico Inferior en los Cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) en el departamento de Ancash.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Grupo Chicama es una unidad sedimentológica y estratigráficamente compleja, no se realizaron estudios geológicos desde los años 1960 en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h). No se reportó estudios paleontológicos ni petrográficos, que contribuyan a una mejor caracterización estratigráfica, poca conservación de sus litofacies y biofacies. Además, al presente no se realizaron estudios acerca de los ambientes depositacionales ni las facies sedimentarias características de Grupo Chicama. Por otro lado, no hay estudios de relacionados al origen de la proveniencia de los sedimentos en esta unidad. Estudiar al Grupo Chicama conlleva a estudiar de manera análoga a la Formación Chimú, debido a que este ofrece un punto de referencia para la evolución sedimentaria de las unidades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

1.2.1. Pregunta general

- ¿Cuáles son las asociaciones de ambientes depositacionales y la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama en el norte peruano (7°30' -9°30' S)?



1.2.2. Preguntas específicas

- ¿Cuáles son las variaciones estratigráficas de la Grupo Chicama y la Formación Chimú en la Cordillera Occidental?
- ¿Cuáles son las asociaciones de facies y que ambientes depositacionales podrían resultar del análisis del Grupo Chicama y la Formación Chimú?
- ¿Cuál es el área fuente de la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama y Formación Chimú?

1.3. JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO

Este trabajo de tesis se justifica en la necesidad de tener argumentos sólidos respecto a la sedimentología y la estratigrafía, los cuales conformarían herramientas fundamentales para la elaboración del cartografiado geológico llevado a cabo por la Comisión de la Actualización Carta Geológica Nacional del INGEMMET (Lima). Para llevar a cabo este compromiso, es necesario hacer un análisis integrado del Grupo Chicama y la Formación Chimú en materia de sedimentología, estratigrafía, mineralogía sedimentaria y paleontología de ammonites, estas unidades Jurásicas y Cretácicas precisamente afloran en la Cordillera Occidental.

Los estudios más recientes de los sedimentos del Grupo Chicama datan de los años 90 en la localidad del Valle del Chicama ubicado en Trujillo, mientras que en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) no se realizaron estudios desde los años 60. Es por ello que surge una necesidad intrínseca de realizar nuevos estudios geológicos con la finalidad de contribuir al mejor entendimiento de los sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

Es inherente estudiar de manera análoga a los sedimentos de la Formación Chimú (Benavides, 1956), debido a que estos sedimentos marcan un cambio concreto con respecto a las litofacies de la Formación Tinajones, estudiar esta unidad nos proporcionará un panorama regional de la evolución sedimentos Jurásicos y su paso al Cretácico.

El estudio de la estratigrafía de Grupo Chicama y la Formación Chimú en la Cordillera Occidental colaborara al mejor entendimiento de las características petrográficas y las líneas de tiempo en las se depositaron los sedimentos mencionadas unidades. La identificación de los



ambientes depositacional y el estudio de facies sedimentarias nos brinda información acerca del estilo de sedimentación, elementos arquitecturales y litofacies características del Grupo Chicama y la Formación Chimú. La identificación de la proveniencia sedimentaria develara el origen del área fuente de los sedimentos, por ende, aspectos relacionados con las condiciones paleogeográficas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

La nueva información sedimentología y estratigráfica del Grupo Chicama y la Formación Chimú también será de utilidad en el cartografiado geológico regional: Actualización de la Carta Geológica Nacional en el Norte Peruano, en la exploración de yacimientos minerales metálicos y no metálicos relacionados a rocas hospedantes siliciclásticas (e.g. yacimiento alto Chicama). Además, la elaboración de mapas paleogeográficos que contribuyen al conocimiento de la geología durante el Titoniano-Valanginiano, herramienta muy usada en la prospección de hidrocarburos.

1.4. OBJETIVO GENERAL

Determinar la asociación de ambientes depositacionales e identificar la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama en el norte peruano (7°30' -9°30' S).

1.4.1. Objetivos específicos

- Caracterizar la estratigrafía del Grupo Chicama y la Formación Chimú en la Cordillera Occidental.
- Analizar e identificar las facies sedimentarias y los ambientes depositacionales del Grupo Chicama y la Formación Chimú.
- Identificar el área fuente de la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama y la Formación Chimú.

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Se entiende por cuenca sedimentaria como una extensa región de cientos de kilómetros con pendiente negativa en donde los sedimentos se acumulan en estratos de cientos a miles de metros de espesor (Nichols, 2009)(Figura N° 2.1). Los controles para la formación de una cuenca sedimentaria están ligadas a la tectónica de placas (Arche, 2010; Nichols, 2009), esfuerzos extensionales y de compresión provocan un adelgazamiento cortical necesario para generar un área en forma de cubeta en donde los sedimentos irán a depositar, dependiendo de la posición geográfica en las cuencas se desarrollan diferentes ambientes sedimentarios. Un ejemplo claro es cuenca extensiva Triásica (Noble et al., 1978; Spikings et al., 2016). Estos procesos dieron origen a la sedimentación del Grupo Mitu como unidad basal y posteriormente a las secuencias sedimentarias marinas del Jurásico y Cretácico.

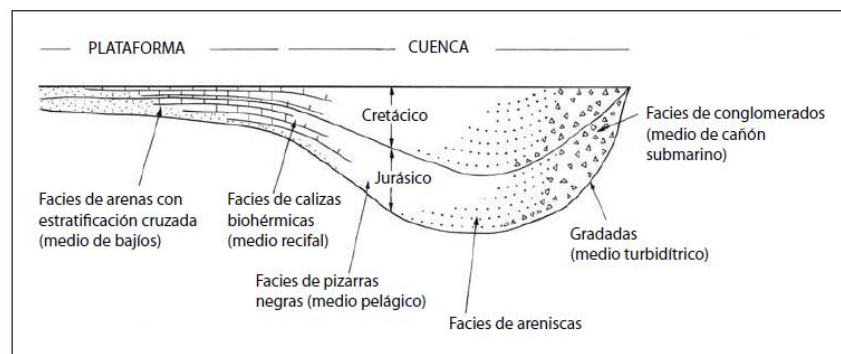


Figura N° 2.1. Cuenca sedimentaria teórica, se observan los cambio laterales y verticales de las facies sedimentarias a lo largo de la cuenta sedimentaria y en función a la distancia, tiempo y espacio. Imagen tomada de Arche (2010).

2.1.1. Sistemas fluviales

Los ríos son uno de los más importantes ambientes de sedimentación, debido a que son los principales generadores de sedimentos en la Tierra. El agua de las precipitaciones el principal mecanismo de transporte. Nichols (2009) explica que la geomorfología de los sistemas fluviales está compuesta por la zona de erosión de los ríos que es de donde origina el sedimento, la zona

de transferencia en donde la pendiente es baja pero no es un área de depositación y *la zona de depositación* que se caracteriza por acumular sedimentos en canales y llanuras de inundación (Figura N° 2.2).

El flujo de agua en los ríos esta normalmente controlado por canales (Nichols, 2009), cuando el agua supera el confinamiento de los canales se forman depósitos de desborde (*overbank*) (Miall, 2006). Los ríos se clasifican en tres tipos: ríos entrelazados, anastomosados y meandriiformes (Miall, 1985, 1988).

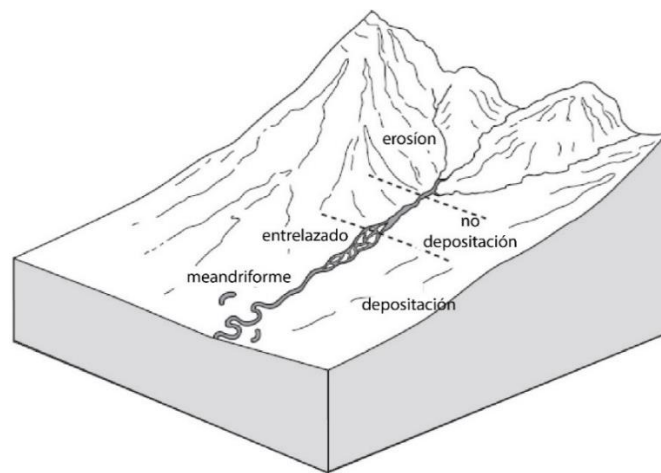


Figura N° 2.2. Zonas geomorfológicas en un sistema fluvial-aluvial. La mayor acumulación de sedimentos se da río abajo. Imagen modificada de Nichols (2009).

2.1.1.1. Sistema fluvial entrelazado (*braided*)

Los ríos entrelazados o trenzados (*braided*) se consideran como sistemas fluviales de baja sinuosidad (Arche, 2010), abarcan grandes extensiones de hasta decenas de kilómetros (Figura N° 2.3). Este sistema fluvial se forma en el continente, tienen la característica de formar múltiples canales que pueden transportar gravas, arenas o cargas mixtas (Arche, 2010), la carga de fondo (*bedload*) se transporta mediante rotación y saltación, y se depositada a modo de barras de arena o grava (Nichols, 2009).

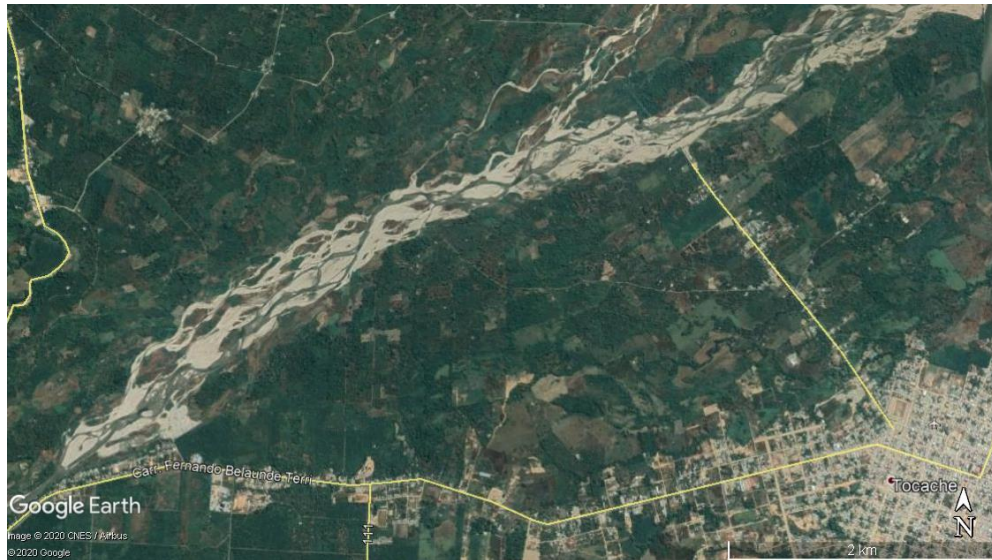


Figura N° 2.3. Río Montecristo, se ubica al noroeste de la ciudad de Tocache. Podemos observar notoriamente la morfología de un río entrelazado. Imagen tomada de Google Earth.

Las barras son unidades detríticas de geometría y composición variable, tienen la capacidad de migrar en mayor caudal, cuando se localizan dentro del canal son llamados *braid bar*, cuando se ubican en el margen se denominan *point bar* (Figura N° 2.4). Los canales tienen la capacidad de ser móviles, tienen la geometría de un segmento curvo, las longitudes pueden ser altamente variables (Arche, 2010). Cuando el agua del río se colmata ocasiona los depósitos de desborde (*overbank*).

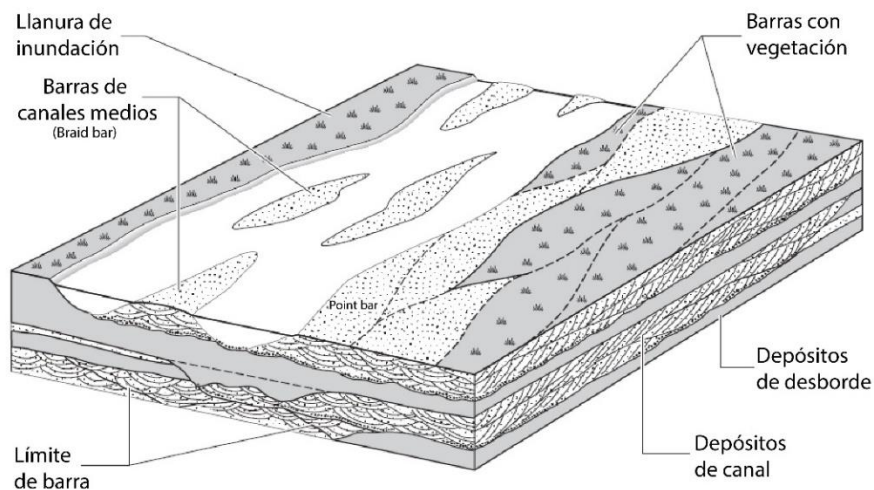


Figura N° 2.4. Morfología de un sistema fluvial entrelazado, está compuesto por canales, barras, llanuras de inundación y consecuentemente depósitos de desborde. Imagen tomada de Nichols (2009).

2.1.1.2. Sistema fluvial meandriforme

Los ríos meandriformes son sistemas de canal único y de forma sinuosa, se desarrollan favorablemente en pendientes bajas (*Figura N° 2.5*), la cantidad de carga suspendida es elevada (Arche, 2010). La migración lateral del canal dos procesos unos de erosión y otro de depositación, la acreción lateral produce de sedimentación dentro del canal (*Point bar*) y opuesto a este se genera erosión en el talud del banco (*Figura N° 2.6*), los meandros se caracterizan por presentar una gradación de sedimentos de grueso a fino (Nichols, 2009).

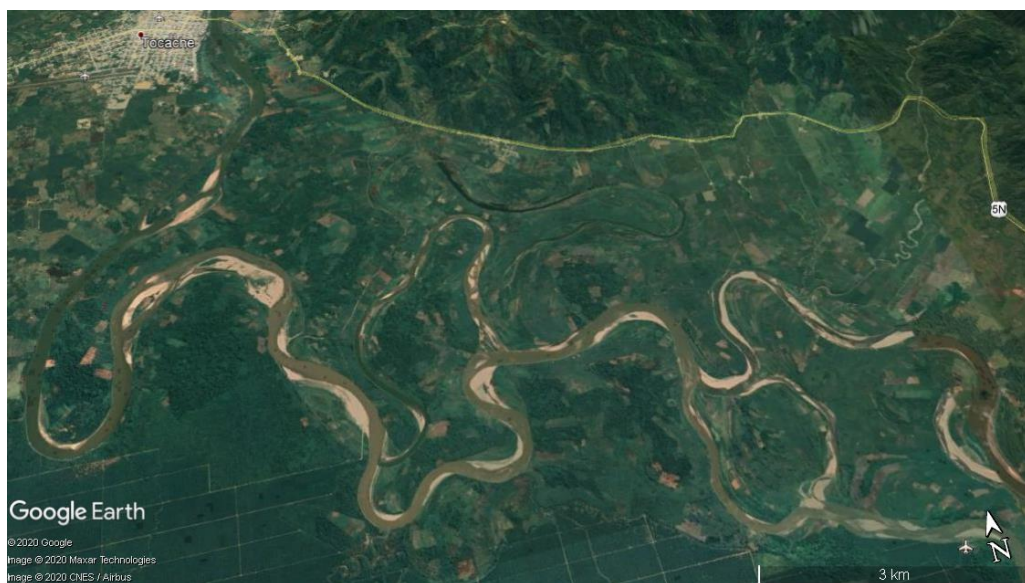


Figura N° 2.5. Río Huallaga, ejemplo actual de río meandriforme, ubicado al sur de la ciudad de Tocache. Imagen tomada de Google Earth.

El cauce de cualquier río siempre es pendiente abajo, cualquier variación pendiente de los ríos meandriformes significara una migración lateral del canal principal (Arche, 2010). Además, Nichols (2009) mencionan que la *avulsión* en un río indica el cambio de la posición del canal fluvial migración lateral controlada por la erosión y acreción. La depositación en la llanura de inundación está controlada por *levees*, estos se originan por el desborde del cauce fluvial depositando sedimentos gruesos cerca de la superficie de erosión fluvial, y los depósitos de derrame (*crevasse splay*, *Figura N° 2.6*), que se originan producto de la ruptura del canal principal depositando sedimentos de provenientes del canal (Arche, 2010; Nichols, 2009).

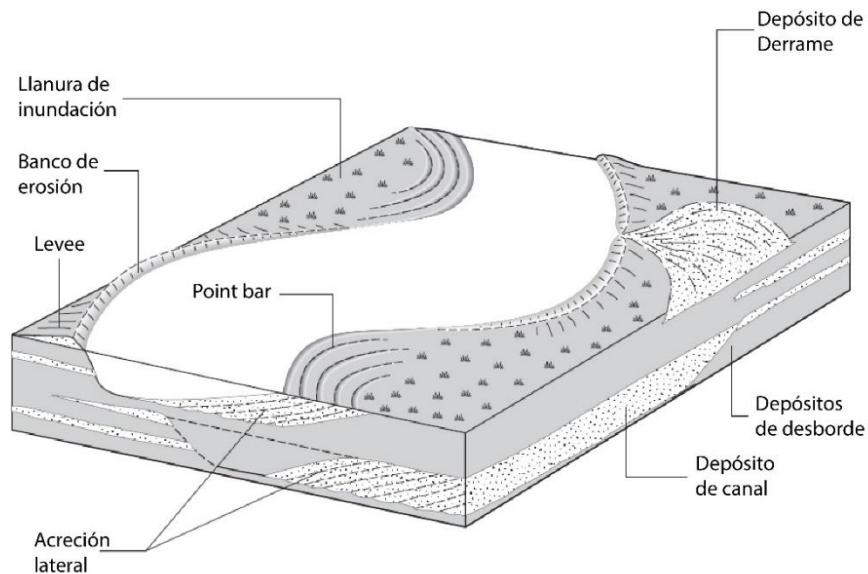


Figura N° 2.6. Morfología de un sistema fluvial meandriforme. Está compuesto por un canal principal, depósitos de acreción lateral, de canal, de levee y de desborde, llanura de inundación y bancos de erosión. Imagen tomada de Nichols (2009).

2.1.2. Deltas

Son sistemas sedimentarios clásticos constructivos producidos por la desembocadura de un río a un océano o lago. Es un área donde se produce una interacción entre la corriente fluvial y el océano (Zavala, 2002). Esta interacción dará origen a un nuevo sistema de depositación de sedimentos formando deltas. Un delta puede ser definido como una acumulación de sedimentos en un punto de la línea de costa, de morfología muy variable, puede alcanzar áreas superiores a miles de kilómetros cuadrados (Nichols, 2009). Un punto importante a resaltar es que los sistemas deltaicos están altamente influenciados por la gradiente topográfica que hayan podido tener, en relación a su paleogeografía.

2.1.2.1. Ambientes deltaicos

Naturalmente los deltas poseen partes bien diferenciadas, se dividen en dos ambientes: Delta superior (*delta top*) y frente deltaico (*delta front*)(Nichols, 2009). El delta superior es considerado la región transicional entre dominada por procesos fluviales, se caracteriza por formar una llanura deltaica (donde comúnmente ocurren las sinuosidades) y canales distribuidores (Figura N° 2.7), en medio de los canales distribuidores se forma un compartimiento

interdistributario que está protegido de tormentas (Arche, 2010; Nichols, 2009). El frente deltaico la velocidad del flujo es reducida abruptamente, en el lóbulo deltaico se produce una gradación en el tamaño de los granos, en la parte superior dominada por arenas y hacia la parte inferior dominada por sedimentos finos de que constituyen los depósitos de prodelta (Arche, 2010). El cambio de curso fluvial provocara una superposición de nuevos lóbulos (Nichols, 2009).

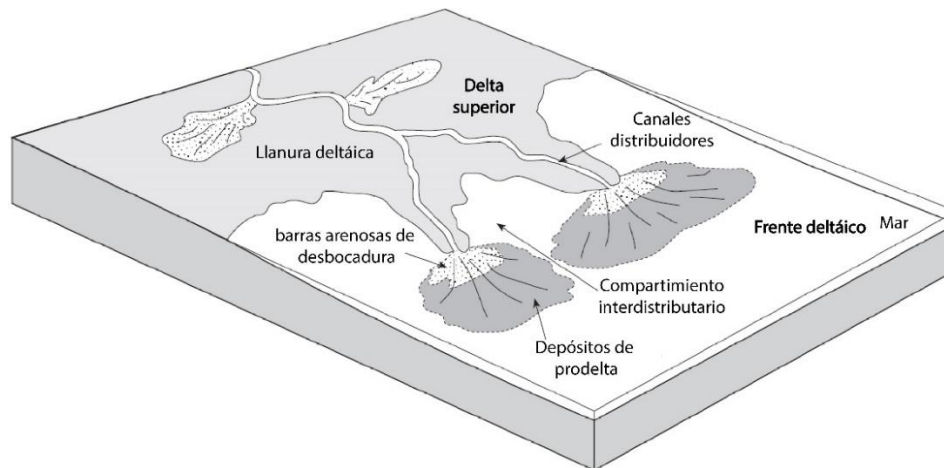


Figura N° 2.7. Sub ambientes deltaicos de baja gradiente, divididos en dos: frente deltaico y el delta superior, podemos observar cada una de las partes de delta. Imagen tomada de (Nichols, 2009).

2.1.3. El dominio marino

La forma y profundidad del fondo marino esta defino por procesos tectónicos que crean las cuencas oceánicas (Figura N° 2.8), estos se dividen e: *La zona nerítica* es el área entre la línea de costa y 200 m de columna de agua, *la zona batial* es el área limitada entre 200 m a 2000 m de profundidad, mientras que *la zona abisal* está limitada entre 2000 m y 5000 m mar adentro y *la zona hadal* para profundidades mayores a 5000 m (Nichols, 2009). El ambiente nerítico puede ser perfectamente dividido en base a procesos y varía en función a las condiciones del entorno. Nichols (2009) nos dice que el *foreshore* es la región entre el nivel más alto y más bajo de las marcas tidales, el *shoreface* está limitado por nivel más bajo de las marcas tidales y área fuera del alcance del oleaje, por último el *offshore* es el área fuera del alcance de las olas y tormentas (Figura N° 2.8).

2.1.4. Estuarios

Es un ambiente costero transgresivo hacia la desembocadura del río, este recibe sedimentos fluviales y marinos, contiene facies influenciadas por *tides*, oleaje y procesos fluviales (Davis & Dalrymple, 2010). Podemos dividir este ambiente en estuarios dominados por olas y estuarios dominados por *tides* (Arche, 2010; Nichols, 2009). Enfatizaremos en los estuarios dominados por *tides*.

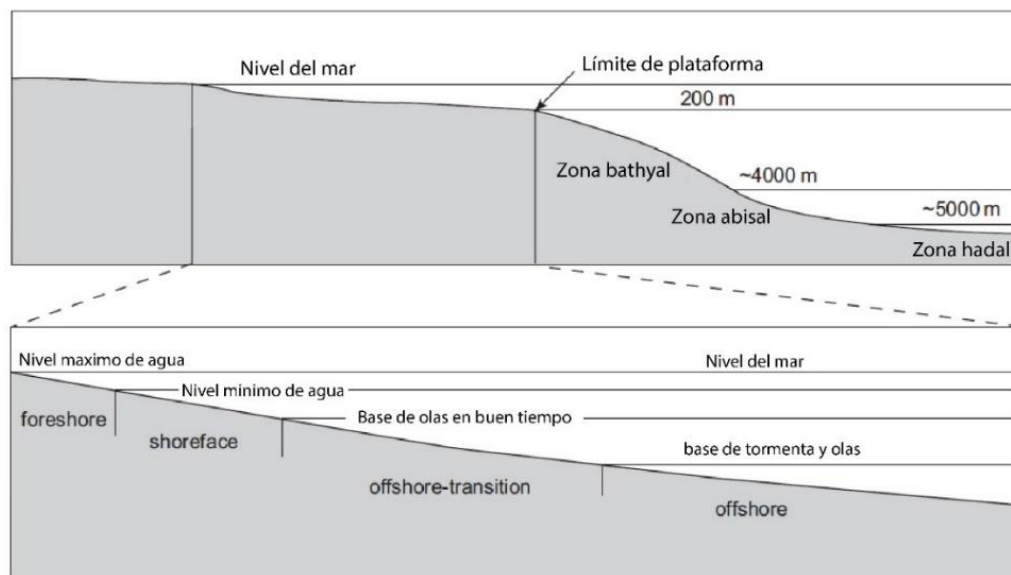


Figura N° 2.8. División en función de la profundidad de los dominios marinos. Sub-división del ambiente nerítico desarrollado a lo largo de la plataforma. Imagen modificada de Nichols (2009).

2.1.4.1. Estuarios dominados por *tides*

Los procesos tidales pueden ser dominantes en regímenes macrotidales y mesotidales donde la energía tidal supera a la energía de las olas sobre la desembocadura de los ríos (Nichols, 2009). Las geofomas que podemos identificar en este ambiente son los canales tidales, plataforma tidal y barras tidales (Figura N° 2.9). Los canales tidales áreas donde los canales fluviales son influenciados por procesos fluviales, las plataformas tidales o llanuras de inundación son áreas de depositación de sedimento fino y típicamente vegetados (marismas), las barras tidales son la parte de un estuario en donde existen fuertes corrientes tidales, podemos observar estructuras como estratificación cruzada *herringbone*. En la llanura de inundación es normal la acumulación de sedimentos finos depositados en procesos macrotidales y mesotidales, la

sedimentación de arena se da próximo a los canales alimentadores (*tidal channels*) (Arche, 2010; Davis & Dalrymple, 2010; Nichols, 2009).

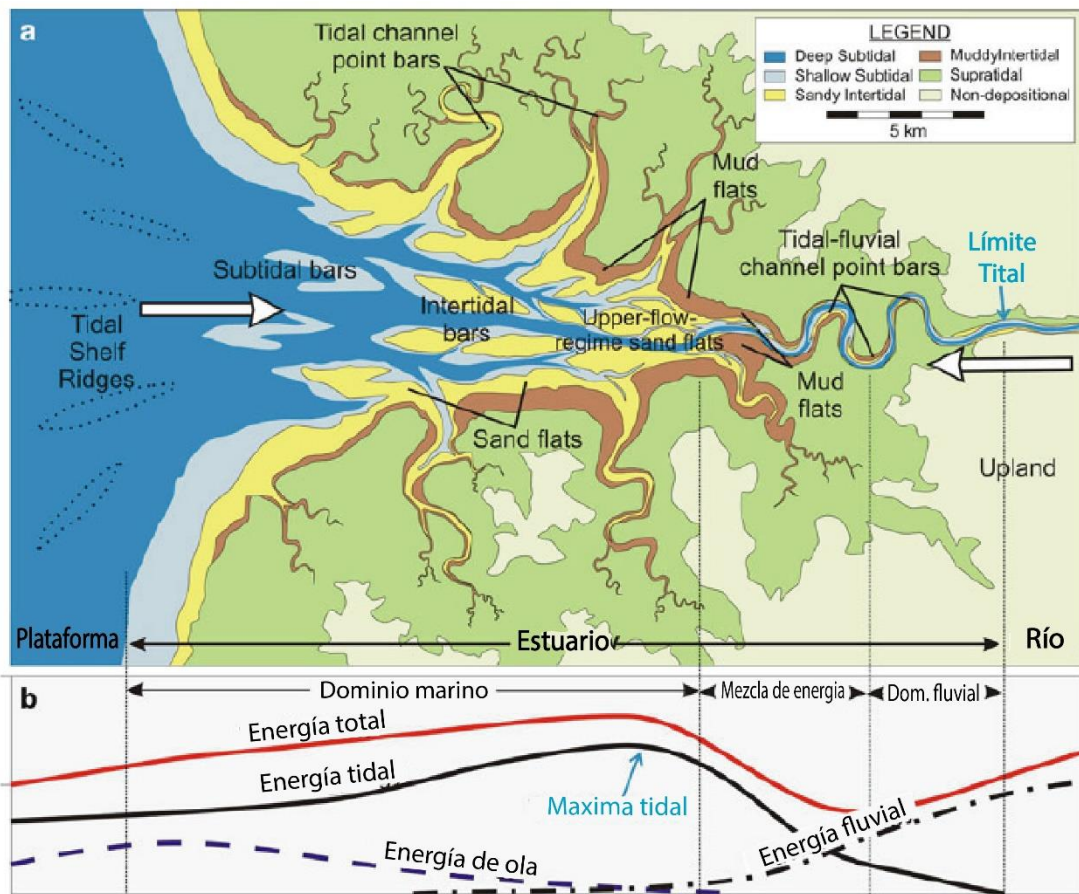


Figura N° 2.9. En A, esquema de la distribución típica de los sub ambientes de estuarios. En B, distribución longitudinal de la energía de las olas, mareas y ríos. Nótese la relación entre la baja gradiente, las sinuosidades y las invasiones marinas. Imagen modificada de Davis & Dalrymple (2010).

2.2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las estructuras sedimentarias describen la composición interna de los sedientos (Selley, 2000). Son atributos importantes de las rocas sedimentarias, se usan para deducir condiciones de depositación, dirección de la corriente, polaridad en la roca sedimentaria (Tucker, 2003). Brindan importante información sobre los procesos mecánicos, químicos y biológicos que actuaron durante la depositación (Ponce et al., 2018).

Las estructuras sedimentarias son ampliamente usadas para interpretar el ambiente depositacional, la interpretación tiene origen en estructuras sedimentarias de estudios modernos

(Selley, 2000). Podemos dividir las estructuras sedimentarias arbitrariamente según su origen en estructuras erosionales, depositacionales y postdepositacionales (Tucker, 2003).

2.2.1. Estructuras erosionales

En este grupo se caracteriza por presentar estructuras sedimentarias de origen erosivo y se dan entre los estratos de sedimentos inconsolidados (Selley, 2000). En este grupo tenemos a los canales y las marcas de corriente (*flute, tool, groove marks*) (Tucker, 2003).

2.2.1.1. Canales sedimentarios

Los canales son estructuras predepositacionales que pueden variar desde metros a kilómetros de longitud y cientos de metros de profundidad (Selley, 2000), son áreas de transporte sedimentario de periodos relativamente largos (Tucker, 2003). Un criterio para reconocer estructuras canalizadas dentro de una sucesión sedimentaria es la identificación de una superficie de erosión con una geometría lenticular (Ponce et al., 2018), en un canal se puede observar una o más estructuras sedimentarias depositacionales (*Figura N° 2.10*). Los canales mejor estudiados son los pertenecientes a los sistemas fluviales, con una particular atención en los canales meandriformes (Miall, 2014; Selley, 2000).

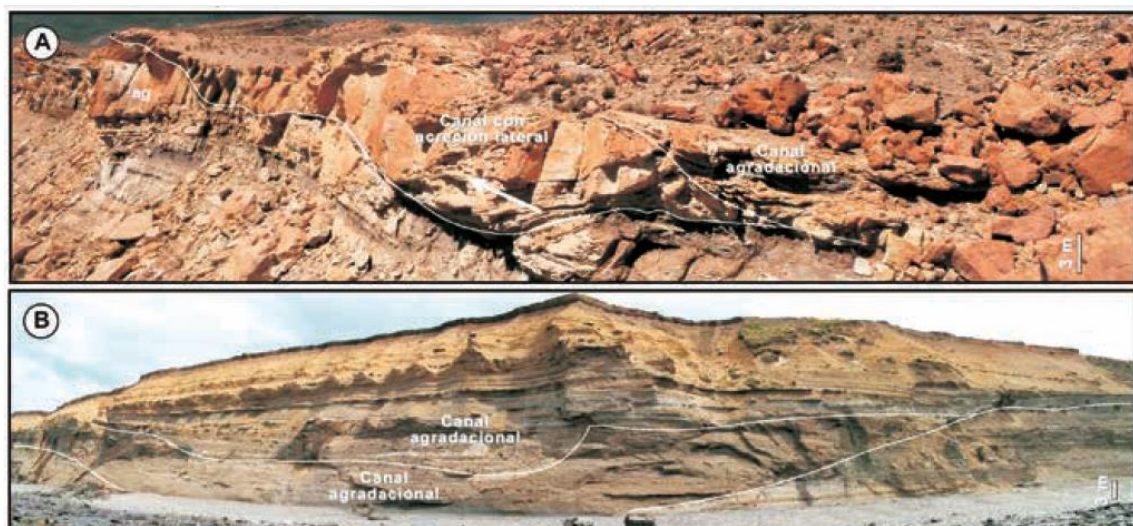


Figura N° 2.10. En A, canales con alta sinuosidad con desarrollo de estructuras de acreción lateral. En B, canales de baja sinuosidad de ambientes profundos. Imágenes tomadas de Ponce et al. (2018).

Los canales tienen una significativa importancia económica. Estos pueden ser reservorios de petróleo y acuíferos, asimismo, pueden contener depósitos de placer y ser áreas de reemplazamiento mineral (Selley, 2000). El depósito de canal sedimentario de fierro de Pilbara (Australia) es un yacimiento cuya génesis está asociada a la formación de billones de toneladas de peloides ferruginosos (*pellets*) (Morris & Ramanidou, 2007).

2.2.2. Estructuras depositacionales

Son esencialmente estructuras esencialmente construccionales o sin-sedimentarias que se originan dentro de los estratos (Selley, 2000; Tucker, 2003). Definir la terminología de lámina y capa es fundamental a la hora de clasificar estructuras sedimentarias. La laminación es una característica de las rocas sedimentarias en dividirse por láminas de espesor menor a 1 cm, mientras que las capas cuerpos sedimentarios mayores a 1 cm, ambos elementos definen la estratificación (Tucker, 2003).

2.2.2.1. Estratificación gradada

Se caracteriza por presentar cambios verticales en el tamaño de grano (Arche, 2010; Nichols, 2009; Selley, 2000). Se pueden distinguir tres tipos, estratificación gradada normal, inversa y mixta (*Figura N° 2.11*).

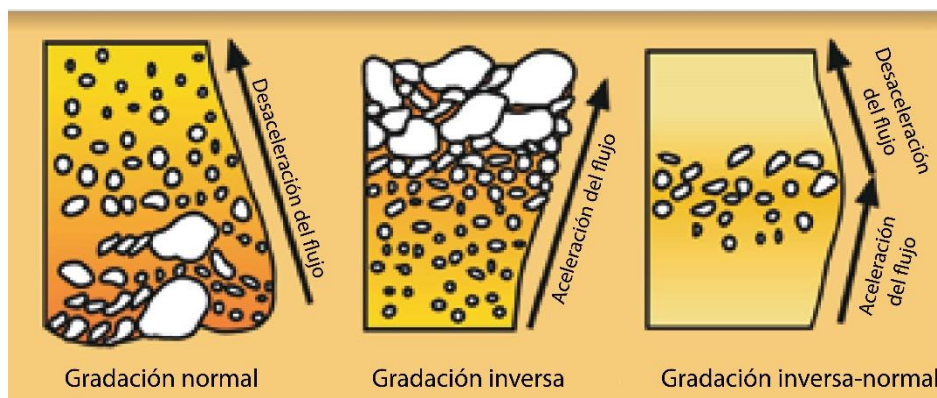


Figura N° 2.11. Estratificación gradada, tipos de estratificación gradada: normal, inversa y mixta (inversa-normal). No nos indica polaridad en el estrato. Imagen tomada de Ponce et al. (2018).

La estratificación gradada normal presenta sedimentos de granulometría gruesa en la base que va progradando a material más fino hacia el tope, la estratificación gradada inversa sedimento

fino en la base y hacia el tope sedimento grueso, la estratificación mixta (inversa-normal) puede presentar combinaciones de gradación normal e inversa (Ponce et al., 2018; Selley, 2000). La estratificación gradada sola no es un indicador de polaridad estratigráfica (Arche, 2010), pero solo si está dentro de una estructura de canal la gradación normal indicaría polaridad y el estrato se encontraría en posición normal (Miall, 1999).

2.2.2.2. Estratificación masiva

Muchos depósitos exponen ausencia de estructuras sedimentaria y se presentan como capas masivas (Ponce et al., 2018; Selley, 2000; Tucker, 2003)(Figura N° 2.12). Este efecto puede tener su origen en la diagénesis, otro causal son los organismos que pueden destruir completamente la estructura interna del estrato (Selley, 2000). Los estratos masivos comúnmente se depositan en condiciones de rápida sedimentación (Tucker, 2003).

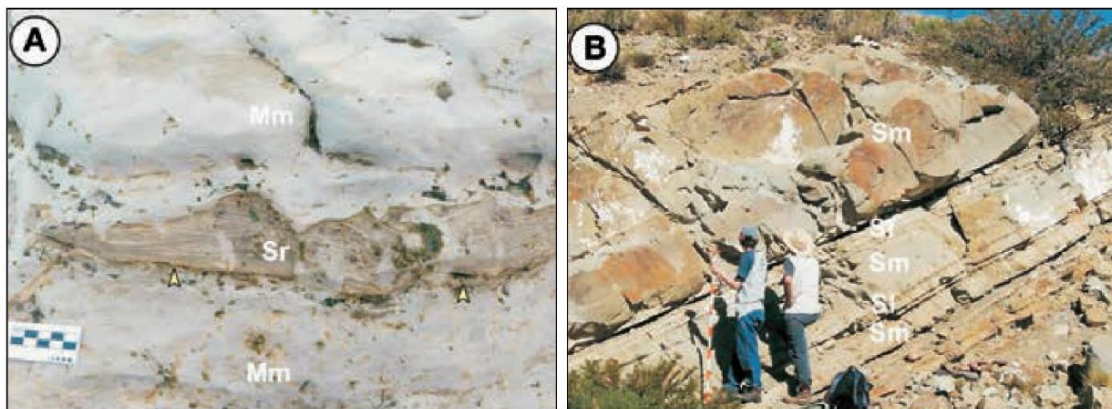


Figura N° 2.12. Ejemplos de estratificación masiva. En A, pelitas masivas (Mm) con un delgado nivel evento de tormenta (Sr). En B, vista en afloramiento de areniscas masivas (Sm) y con laminación horizontal (Sl). Imagen tomada de Ponce et al. (2018).

2.2.2.3. Estratificación horizontal

Es una de las más simples estructuras sedimentarias, generalmente se deposita horizontal o subhorizontal (Figura N° 2.13), ocurre sedimentos de granulometría muy variada y en condiciones subacuosas con alta velocidad de flujo (Boggs, 2006; Ponce et al., 2018; Selley, 2000; Tucker, 2003). La estratificación ocurre en diferentes ambientes sedimentarios desde canales fluviales a playas y frentes de delta (Selley, 2000). Un concepto muy importante es la corriente

de lineación primaria (*parting lineation*; *Figura N° 2.13*) nos indica el sentido del flujo pero no la dirección (Tucker, 2003).

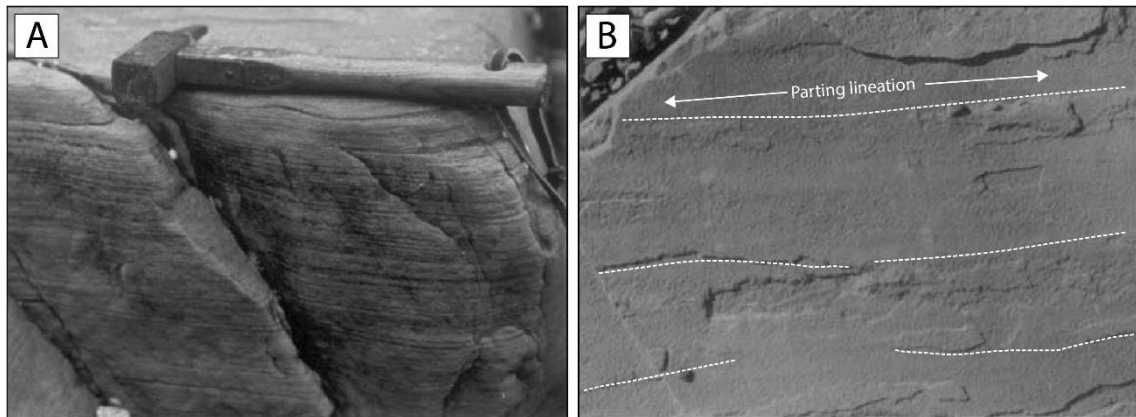


Figura N° 2.13. Estratificación horizontal. En A, laminaciones horizontales típicas. En B, corriente de lineación primaria (parting lineation) indicando el sentido. Imágenes modificadas de Tucker (2003).

2.2.2.4. Estratificación cruzada

La estratificación cruzada es una de las más comunes e importantes estructuras sedimentarias (Selley, 2000). Se forman a partir de sedimentos de ríos, estuarios, playas y ambientes marinos que construyen estratoformas llamadas dunas o barras (Nichols, 2009).

La génesis de la estratificación cruzada se da a partir de la migración de dunas o barras de arena, este proceso es denominado avulsión (Nichols, 2009; Selley, 2000). La formación de las dunas está controlada por la profundidad del agua y la turbulencia del flujo, a mayor flujo mayor mejor desarrollo de las dunas (Ponce et al., 2018). Entonces, la estratificación cruzada se caracteriza por presentar laminaciones inclinadas con respecto al plano de estratificación y comúnmente ocurre formando *sets* (Boggs, 2006)(*Figura N° 2.14*).

Se pueden distinguir dos tipos de estratificación en base a su morfología, la *estratificación cruzada plana* que se caracteriza por presentar laminaciones rectas que se truncan entre los límites de los estratos (Selley, 2000) y la *estratificación cruzada oblicua* cuya característica está definida por la presencia de laminaciones oblicuas que tienden a ser sub horizontales hacia la base del estrato (Nichols, 2009; Selley, 2000)(*Figura N° 2.14*).

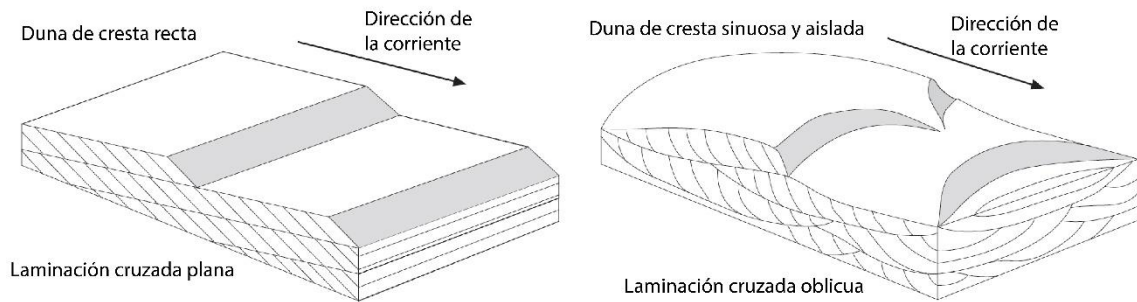


Figura N° 2.14. Modelos de estratificación cruzada. Genéticamente, se tratan de dunas debido a su naturaleza acrecionaria (Allen, 1982). En la izquierda podemos observar dunas conformadas por laminaciones cruzadas rectas y tabulares. En la derecha se observan laminaciones cruzadas oblicuas, exponen geometrías canalizadas e irregulares (dunas 3D). Imágenes modificadas de Nichols (2009).

2.2.2.5. Rizaduras u ondulas

Las rizaduras son estructuras sedimentarias muy comunes en ambientes recientes de aguas someras, pueden manifestarse en sedimentos siliciclásticos y carbonatados (Boggs, 2006). Las rizaduras en la práctica pueden dividirse en asimétricas (de corriente) y simétricas (de oleaje) (Ponce et al., 2018; Selley, 2000).

Las rizaduras asimétricas internamente presentan laminación cruzada, son formadas por corrientes unidireccionales, es decir en un solo sentido (e.g. *la corriente de un río*). Por otro lado las rizaduras simétricas son también llamadas rizaduras por oscilación (Figura N° 2.15), comúnmente formadas en aguas someras sometidas a la influencia del oleaje (Boggs, 2006; Selley, 2000).

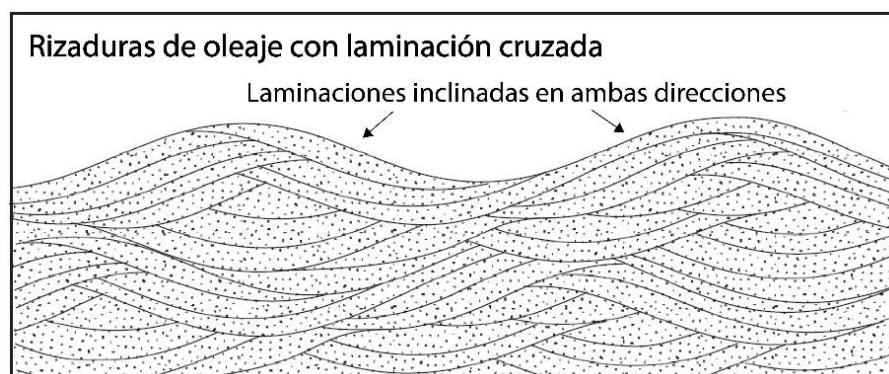


Figura N° 2.15. Estratificación interna en rizaduras de oleaje mostrando laminación cruzada, la laminación presenta corrientes bidireccionales atribuidas a las olas. Imagen modificada de Nichols (2009).

2.2.2.6. Estratificación *hummocky* y *herringbone*

El termino estratificación cruzada *hummocky* se aplica en sets con laminaciones irregulares de bajo ángulo (*Figura N° 2.16*), estos sedimentos se forman en depósitos de tormenta (*tempestitas*) en la plataforma marina (Selley, 2000; Tucker, 2003), las tormentas modifican la sedimentación produciendo una estructura sedimentaria nueva.

En ambientes marinos someros es común encontrar estratificación cruzada *herringbone*, que se caracteriza por presentar laminación bimodal (Selley, 2000)(*Figura N° 2.16*). Se originan por el cambio en la dirección de la corriente, típica característica de depósitos de arenas tidales, existen casos en que puede ser solo unidireccional (Tucker, 2003).

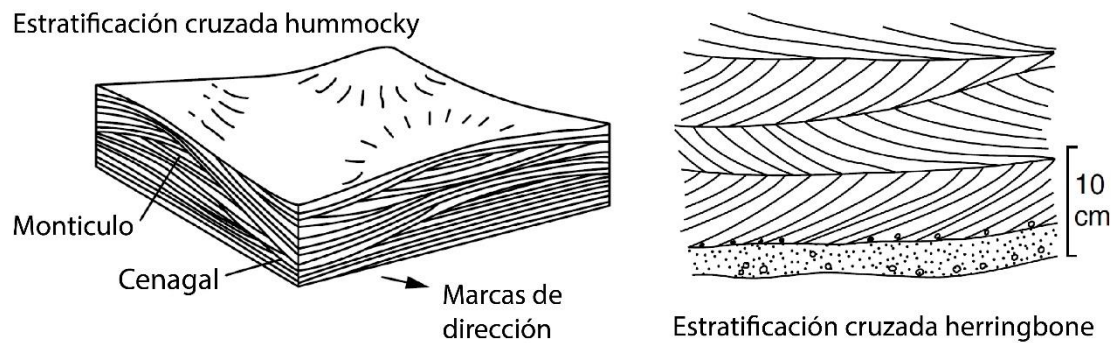


Figura N° 2.16. En la izquierda depósitos de tormenta con estratificación cruzada tipo hummocky. A la derecha observamos estratificación bimodal característica de depósitos de arenas tidales formando estratificación cruzada tipo herringbone. Imágenes modificadas de Tucker (2003).

2.2.2.7. Laminación lenticular y *flaser*

Reineck & Wunderlich (1968) fueron los pioneros en estudiar estas estructuras sedimentarias. Son un tipo de rizaduras desarrolladas comúnmente en condiciones tidales, específicamente en plataformas tidales y subtidales en estuarios y deltas (Davis & Dalrymple, 2010).

La combinación de condiciones de alta energía inundan las plataformas tidales y transportan sedimentos de grano grueso, si las condiciones cambian a energía baja entonces se depositan sedimentos finos en forma de diminutos lentes de arcillas, las estructuras desarrolladas bajo estas condiciones se llaman *flaser bedding* o laminación *flaser* (Reineck & Wunderlich,

1968). Dependiendo de la cantidad relativa de arcillas versus arenas se pueden formar laminaciones lenticulares y onduladas (*Figura N° 2.17*), la laminación lenticular se caracteriza por tener rizaduras de arena aisladas, mientras que la laminación ondulada presenta rizaduras de arenas y arcillas continuas lateralmente (Davis & Dalrymple, 2010; Nichols, 2009; Selley, 2000; Tucker, 2003).

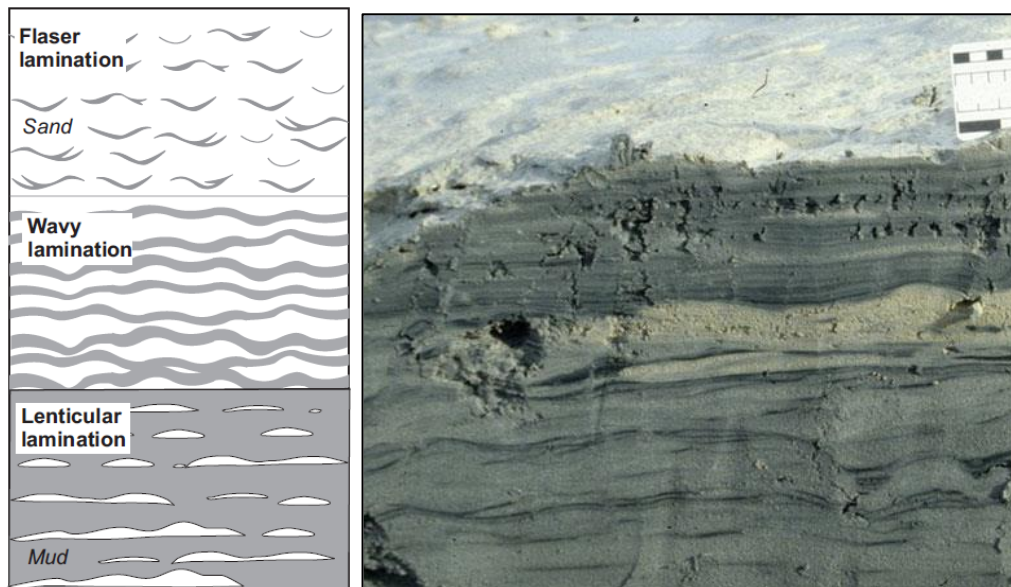


Figura N° 2.17. A la izquierda estructuras sedimentarias comunes en ambientes tidales (Reineck & Wunderlich, 1968), laminación flasser (flasser bedding), laminación ondulada y lenticular. Imagen tomada de Nichols (2009). La imagen de la derecha nos muestra unos ejemplos modernos de flasser en Francia. Imagen tomada de Davis & Dalrymple (2010).

2.3. MÉTODO DE ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

El análisis de facies sedimentarias es un procedimiento que consiste de dos etapas. La primera etapa, identificar las facies en términos de procesos y la segunda etapa, agrupar las facies dentro de la asociación de facies que refleje una combinación de procesos y por tanto un medio de depositación (Nichols, 2009). Entonces, el objetivo del análisis de facies es deducir los ambientes y procesos depositacionales (Tucker, 2003).

2.3.1. Facies sedimentarias

En sedimentología es bastante habitual el uso de este término, fue insertado por Gressly en el año 1838, hace referencia a un conjunto de características litológicas y paleontológicas de una

unidad estratigráfica que permite diferenciarlo de las unidades contiguas. Además, Tucker (2003) indica que las facies están definidas por la litología, textura, estructura y características paleontológicas, comúnmente sujeto a cambios laterales y verticales en la sucesión sedimentaria.

Entonces, para el fin de este trabajo y de acuerdo con Arche (2010) y Tucker (2003), las facies sedimentarias son un conjunto de características particulares de las rocas sedimentarias que diferencian estratos contiguos u adyacentes como unidades sedimentarias diferentes, estas características son: geometría de los estratos en el afloramiento, litología, estructuras sedimentarias, color, fauna y flora fósil. Las facies están restringidas a un espacio (cuenca sedimentaria), proceso y tiempo (e.g.¹ ambiente fluvial en el Titoniano – Berriasiano).

Tucker (2003) diseña una nomenclatura para campo con la finalidad de simplificar la descripción de rocas sedimentarias en función a códigos de litofacies, basada en tres campos: Litología, estructura sedimentaria y tamaño de grano (*Figura N° 2.18*).








Códigos de litofacies	Estructuras sedimentarias	
Litología G - grava, S - arena, F - finos(arcilla)	 Laminación paralela	 Laminación flaser bedding
Estructura sedimentaria m - masivo, p - estratificación cruzada plana, t - estratificación cruzada oblicua, r - rizaduras con laminación cruzada, h - laminación horizontal, l - laminación	 Laminación cruzada	 Laminación lenticular
Prefijo (tamaño de grano) f - fino, m - medio, c - grueso	 Estratificación cruzada plana	 Laminación ondulante
	 Estratificación cruzada oblicua	

Figura N° 2.18. Códigos de litofacies para sedimentos siliciclásticos finos y gruesos, esta notación es usada para sedimentos fluviales, aluvial glaciares y entre otros ambientes sedimentarios. Imagen modificada de Tucker (2003).

2.3.2. Clasificación de litofacies

El término litofacies es usado para referir a características observables en rocas sedimentarias que pueden ser interpretados en términos depositacionales, se clasifican en base a la estructuras sedimentaria dominante (Miall, 2006). Las litofacies son unidades de roca definidas

¹ e.g. exempli gratia, del latín que significa: por ejemplo



por un conjunto de características físicas tales como tamaño de grano, composición mineralógica, estructura sedimentaria, tipo de estratificación (Arche, 2010; Tucker, 2003).

De acuerdo Miall (2006), las litofacies definen una unidad sedimentaria en base de características litológicas distintivas de cada estrato, se debe precisar que cada litofacie representa un evento depositacional individual controlado por procesos sedimentarios, tiempo geológico y la geometría de la cuenca. Se propone una clasificación muy sencilla que consta de dos letras (*Tabla N° 2.1*)(Miall & Gibling, 1978). La definición de las litofacies está basada en el libro “*The Geology of Fluvial Deposits*” de A. Miall (2006).

2.3.2.1. Litofacies *Sp*: Arenas con estratificación cruzada plana

Formadas por la migración de dunas 2-D, la arena es transportada por tracción y suspensión hacia la duna, típicamente se observan ángulos entre 15° y 35° (*Figura N° 2.14*). Pueden darse en diferentes condiciones de flujo con variaciones en el tamaño de grano desde muy finos a gruesos. Típicamente se observan set de 50 cm a 1.5 m en depósitos fluviales.

2.3.2.2. Litofacies *St*: Arenas con estratificación cruzada oblicua

Se forman por la migración de dunas 3-D, pueden tener granulometría de fina a muy gruesa, la estratificación cruzada consiste en sets curvos u oblicuos (*Figura N° 2.14*). Se puede formar de manera individual o grupal, en la base se observa superficies erosivas rellenas por sedimentos con geometría oblicua, difícilmente superarán tamaños mayores a 1 m.

2.3.2.3. Litofacies *Sr*: Arenas con laminación con rizaduras cruzadas

Una variedad de rizadura asimétrica, con una granulometría típicamente fina a media. Formadas por la migración de rizaduras y dependen de la velocidad de flujo (*Figura N° 2.15*). Por definición tienen una altura menor a 5 cm, muchos de estos están por debajo de 2 cm. Muchas veces forman parte superior de los *cosets*.

2.3.2.4. Litofacies *Sh*: Arenas con estratificación horizontal

Esta litofacie se forma en dos diferentes condiciones. Una característica importante es que representa la parte superior del estrato. Texturalmente de grano fino a medio, ocurre en bajas velocidades y en depósitos someros, se distingue por depositarse en una plataforma, con laminación paralela a la base, con lineación primaria o “*parting lineation*”(Figura N° 2.13). Es un excelente indicador de la paleocorriente.

2.3.2.5. Litofacies *Sl*: Arenas con estratificación cruzada de bajo ángulo

Muy similar a las características de la litofacie *Sh*, con la que es comúnmente asociado. La característica distintiva es la presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo ($<15^\circ$), normalmente está por debajo de 10° . Son estructuras unidireccionales en comparación de la estratificación cruzada hummocky (Tabla N° 2.1).

2.3.2.6. Litofacies *Sm*: Arenas con estratificación masiva

Areniscas en donde no se observa laminación alguna, son sedimentos formados por flujos gravitacionales. Se pueden originar en pequeños canales. La estructura masiva puede originarse por modificación postdeposicional, donde la bioturbación es un ejemplo (Tabla N° 2.1).

2.3.2.7. Litofacies *Fl*: Arcillas, limos y arenas laminadas

La interlaminación de arcillas, limos y arenas muy finas de forma grano-decreciente, es muy común en depósitos de desborde, son sedimentos en suspensión que se depositan por ausencia de movimiento. Se pueden observar rizaduras de muy pequeña escala (Figura N° 2.15). Pueden estar presentes grietas de desecación, raíces de plantas, niveles de carbón. La escala puede variar de algunos centímetros a muchos metros, dependiendo del estilo de sedimentación, ratios de subsidencia y el aporte sedimentario (Tabla N° 2.1).

2.3.2.8. Litofacies *Fm*: Arcillas y limos masivos

Son depósitos originados a partir del abandono de canal, pueden variar de algunos milímetros a algunos centímetros típicamente. Niveles carbonosos, restos de plantas y grietas de desecación son comunes. Se sugiere que estos depósitos son la parte más distal de llanura de inundación, incluidos los estancamientos (*Tabla N° 2.1*).

Tabla N° 2.1. Clasificación de facies sedimentarias. Cada campo describe las características a considerar en la clasificación de facies sedimentarias. Tabla tomada de Miall (2006).

Código de Facies	Facies	Estructura sedimentaria	Interpretación
Gmm	Matriz soportada, grava masiva	Débilmente gradada	Flujo de detritos plásticos (Alta energía, viscoso)
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa a normal	Flujo detrítico pseudoplástico (baja energía, viscoso)
Gci	Gravas clasto soportada	Gradación inversa	Flujo detrítico rico en clastos (alta energía), o flujos detríticos pseudoplástico (baja energía)
Gcm	Gravas masivas clasto soportadas	-	Flujo detrítico pseudoplástico (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Clasto soportado, grava bruscamente estratificada	Estratificación horizontal, imbricación	Estratoformas longitudinales, depósitos de relleno, depósitos seleccionados
Gt	Grava, estratificada	Estratificación cruzada oblicua	Relleno de canal menor
Gp	Grava, estratificada	Estratificación cruzada plana	Estratoformas transversales, crecimiento deltaico de barras antiguas remanentes
St	Arena, fina a gruesa, puede ser guijarro	Estratificación cruzada oblicua sola o agrupada.	Crestas sinuosas y dunas linguoides (3-D)
Sp	Arena, fina a gruesa, puede ser guijarro	Estratificación cruzada plana sola o agrupada.	Tranversal y estratoformas linguoides (dunas 2-D)
Sr	Arena, muy fina a gruesa	Rizaduras con laminación cruzada	Rizaduras (régimen de baja energía de flujo)
Sh	Arenas, finas a gruesas, puede ser guijarro	Laminación horizontal o lineación de corriente	Flujo de estrato plano (flujo crítico)
Sl	Arenas finas a gruesas, pueden ser guijarros	Estratificación cruzada de bajo ángulo (<15°)	Relleno erosivo, dunas encorvadas, antidunas
Sm	Arena fina a gruesa	Masiva, incipiente laminación	Depósito de flujo gravitacional-sedimentario
Fl	Arena, arcilla, limo	Laminación fina	Canal abandonado, o depósitos de inundación abandonados
Fsm	Limo, Arcilla	Masivo	Depósitos de canal abandonado
Fm	Arcilla, limo	Masivo, grietas de desecación	Canal abandonado o depósito menguante de inundación
Fr	Arcilla, limo	Masivo, raíces, bioturbación	Capas de raíces, capa incipiente
C	Carbon, arcilla carbonoso	Planta, películas de arcilla	Depósitos de vegetales de pantano
P	Carbonato (calcita, siderita)	Característica pedogénica	Suelo con precipitación química



2.3.2.9. Litofacies C: Carbón

El carbón esta típicamente asociado a ambientes deltaicos y fluviales (llanura de inundación), la presencia de gruesas capas de carbón indican la presencia de pantanos con un rápido incremento en la acumulación de restos de plantas, esto en condiciones tropicales (*Tabla N° 2.1*).

2.3.3. Asociación de facies

Los capas y estratos son clasificados en base a sus atributos depositacionales, como tamaño de grano, textura estructura sedimentaria (Miall, 2006). La asociación de facies está conformada por dos o más facies ligadas genéticamente (sucesión vertical) y que reflejan la actividad de un proceso en un determinado medio durante un tiempo (Arche, 2010), la asociación está basada en la observación.

Las características de un ambiente son determinadas por la combinación de procesos que tuvieron lugar en el mismo (Nichols, 2009). Por ejemplo un estuario, es un área de interacción de procesos marinos y fluviales, contienen facies influenciadas por las mareas, el oleaje y procesos fluviales, por donde existe una cantidad significativa de sedimentos en suspensión de procedencia marina, además de pellets (Arche, 2010; Davis & Dalrymple, 2010; Nichols, 2009).

2.3.4. Elementos arquitecturales

Muchos elementos son el producto de la acumulación de sedimentos en periodos de decenas a miles de años (Miall, 2006). Los elementos arquitecturales son definidos por tamaño de grano, composición del estrato, secuencia interna y por la geometría externa (*Figura N° 2.19*), sugiere que todos los depósitos fluviales están conformados por porciones de los once elementos principales (Miall, 1985).

Para una adecuada descripción de los elementos arquitecturales se requiere describir la Naturaleza del flujo y límites de superficie, erosional o gradacional, plana o irregular o curva. La

geometría externa, puede ser de forma lenticular, laminar o en forma cuchara. La escala de trabajo indica el espesor de la estructura, extensión lateral y perpendicular. La litología consiste en ensambles de litofacies y secuencias verticales. Por último, las paleocorrientes nos indican la dirección del flujo (Miall, 1985, 2006).

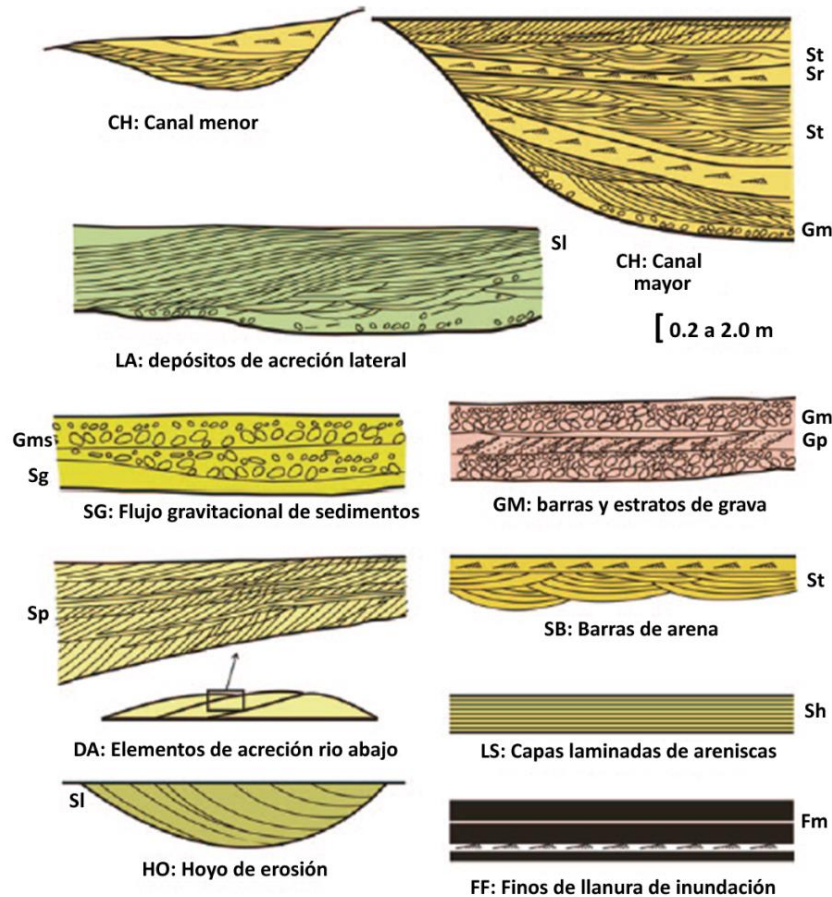


Figura N° 2.19. Once elementos arquitecturales distribuidos en un típico (e ideal) depósito fluvial de alta y baja gradiente. CH (Canal), LA (depósitos de acreción lateral), SG (Flujo gravitacional de sedimentos), SB (Barras de arena), GM (barras y estratos de grava), DA (Elementos de acreción río abajo), LS (Capas laminadas de areniscas), HO (Hoyo de erosión), FF (Finos de llanura de inundación). Imagen modificada por A. Miall (2014).

Miall (1985) sugiere ocho elementos estructurales básicos en depósitos fluviales (Figura N° 2.19), a esta propuesta inicial Miall (2006, 2014) incorpora dos elementos adicionales: Hoyos de erosión (HO) y depósitos de desborde (CS). Depósitos de canal (CH) se caracterizan por todas las combinaciones de litofacies y base erosiva; las barras y estratoformas (GB) de grava presentan granulometría gruesa, formando cuerpos tabulares y lentes; las barras u estratoformas de arena (SB) y la acreción río abajo (DA) presentan litofacies iguales pero distintas geometrías; en la

acreción lateral (*LA*) se forman superficies de cuñas y la mayoría de litofacies; los hoyos de erosión (*HO*) son formas erosivas con relleno asimétrico; sedimentos por flujo gravitacional (*SG*) principalmente formados por facies de granulometría gruesa; capas laminadas de arena (*LS*) compuesto por estructuras con disposición horizontal formados en bancos y llanuras; en los depósitos de finos de llanura de inundación (*FF*) se observan muchos sedimentos finos producto de desborde el cauce fluvial (*Tabla N° 2.2*).

2.3.4.1. Elementos de relleno de Canal (*CH*)

Los canales tienen una geometría cóncava hacia arriba, el relleno sedimentario puede ser erosivo o gradacional, los canales tienen comúnmente relleno multihistórico (Miall, 1985). La geometría de un canal está definida por la *profundidad*, el ratio *ancho/profundidad* y por la *sinuosidad* (*Figura N° 2.20*)(Miall, 1985, 2006). La extensión de los canales puede variar de metros a decenas de miles de metros (Nichols, 2009).

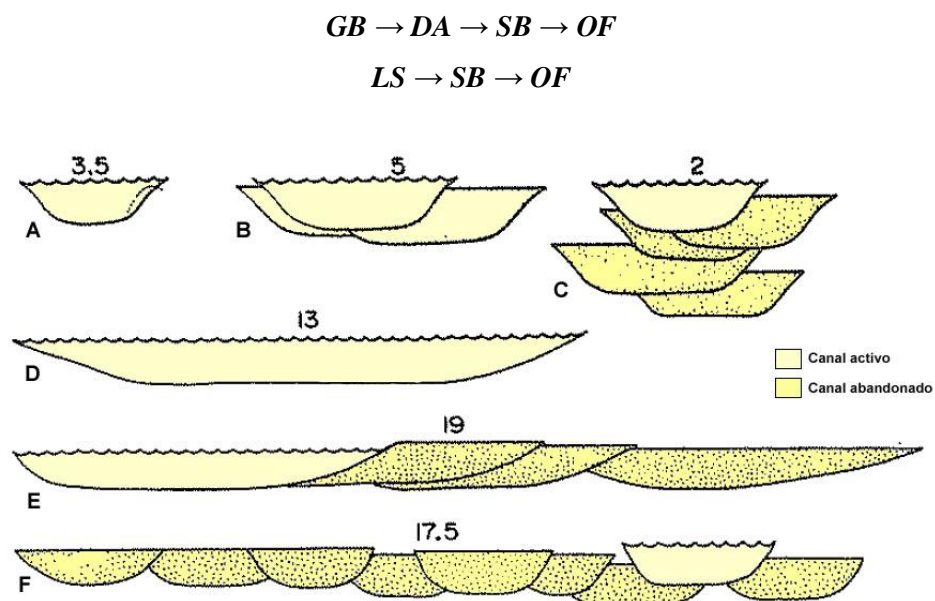


Figura N° 2.20. Diagrama de canales, muestra la ausencia de relación entre la geometría de un canal individual activo y el relleno de un canal resultante, los números sobre los canales son el ratio profundidad/longitud de canal. Imagen modificada de Miall (2006).

La identificación de un elemento de relleno de canal (*CH*) no prescinde de la identificación de las facies debido a que todas las combinaciones son posibles en este elemento (*Tabla N° 2.2*), en un depósito fluvial depende de la habilidad para definir la inclinación de los



márgenes del canal, pero en el campo no siempre se puede identificar el canal debido a la extensión del mismo o a las condiciones del afloramiento (Miall, 1985, 2006). El relleno de canal comúnmente puede tener una sucesión grano decreciente, esto indica abandono progresivo del canal por procesos de avulsión (*Figura N° 2.20*) (Nichols, 2009) o la adición de nuevos eventos dinámicos (Miall, 2006), sucesiones típicas en canales incluyen:

2.3.4.2. Elemento GB: estratos y barras de gravas

Las litofacies comunes de este elemento son *Gh*, *Gp* y *Gt* (*Tabla N° 2.2*), definen los tres principales tipos de mesoformas (Miall, 1985, 2006). Se forman durante episodios de alta energía en el cauce fluvial, la acumulación de sedimentos puede ser grano decreciente o decreciente, está relacionada al modo de acreción, pero en general la acumulación tiende a ser grano decreciente (Miall, 1985). El elemento *GB* puede estar interestratificado con el elemento *SG*, el elemento *SB* típicamente comprende entre un 5 a 10 % de la sucesión, son depósitos topográficamente elevados (Miall, 2006). Río Abajo los estratos de gravas son remplazados progresivamente por barras u estratoformas de arena y hasta pasar a estratos masivos de arcilla y limos.

2.3.4.3. Elemento SG: Barras y estratos de arena

A. Miall (2006) nos dice que curre típicamente como cuerpos enlodados, típicamente interestratificado con los elementos *GB* y *SB*, las litofacies predominantes son *Gmm*, *Gmg*, *Gci* y *Gcm* (*Tabla N° 2.2*). No es erosivo y ocupa canales abandonados o superficies con relieve irregular.

2.3.4.4. Elemento SB: Barras y estratos de arena

Se forman a partir de sistemas de ríos dominados por arenas. Están presentes las litofacies *St*, *Sp*, *Sh*, *Sl* y *Sr* (*Tabla N° 2.2*). Según Miall (2006), las dunas 3-D (*St*) ocupan las porciones más profundas de los paleocanales, pueden abarcar distancias de algunos metros a decenas o cientos de metros de distancia, en canales fluviales someros son comunes las dunas 2-D (*Sp*) y hacia la parte superior podemos reconocer facies *Sr* y *Fl*, Esta afirmación coincide con los

depósitos sedimentarios observados en este estudio. Las litofacies *Sr* son comunes en áreas de canales activos someros o poco profundo, esta condición hace referencia a la parte superior de las barras de arena (Miall, 1985). Los depósitos de desborde o *crevasse-splay* son típicamente de elementos *SB*, estos lateralmente varían al elemento *FF*, con espesores típicos entre 1 a 2 m (Miall, 2006; Nichols, 2009).

2.3.4.5. Elemento *DA*: Macroformas de acreción río abajo

La acreción río abajo y acreción lateral son los principales productos de la deposición de los complejos de barras de arena en canales (*Figura N° 2.21*), son muy comunes en ríos entrelazados. Las barras pueden medir entre 1-15 m de altura a 10-1000 m de longitud. Una característica de este elemento es que se observan numerosos cosets de estructuras (*Sp, St, Sl o Sr*; *Tabla N° 2.2*) con dirección río abajo (Miall, 2006).

Descripciones en ríos modernos sugieren la ausencia de estructuras tridimensionales (*3-D, St*), sugieren la que la sucesión puede estar formada por largos sets de facies *Sp* y facies *St* y *Sr* a pequeña escala (Miall, 1985, 2006). La acreción lateral puede ser confundida con la acreción río abajo.

2.3.4.6. Elemento *LA*: Acreción Lateral

Los sedimentos son removidos de los bancos y son incorporados a la carga sedimentaria de los ríos, mucho de estos sedimentos serán depositados en barras (*point bars*) a modo de sucesiones laterales perpendiculares al cauce del río (Arche, 2010).

La geometría interna y litofacies del elemento *LA* es altamente variable, depende de la carga sedimentaria y de la geometría del canal (Miall, 2006), muchas veces es difícil de identificar (*Figura N° 2.21*). Es un elemento arquitectural distintivo, se caracteriza por ser un cuerpo alargado, con inclinación gentil (*Tabla N° 2.2*), la superficie corresponde a un sucesivo incremento de crecimiento lateral (Miall, 1985). El elemento *LA* corresponden a depósitos de alta

sinuosidad, mientras que el elemento DA se forma en depósitos de baja sinuosidad (Crowley, 1983).

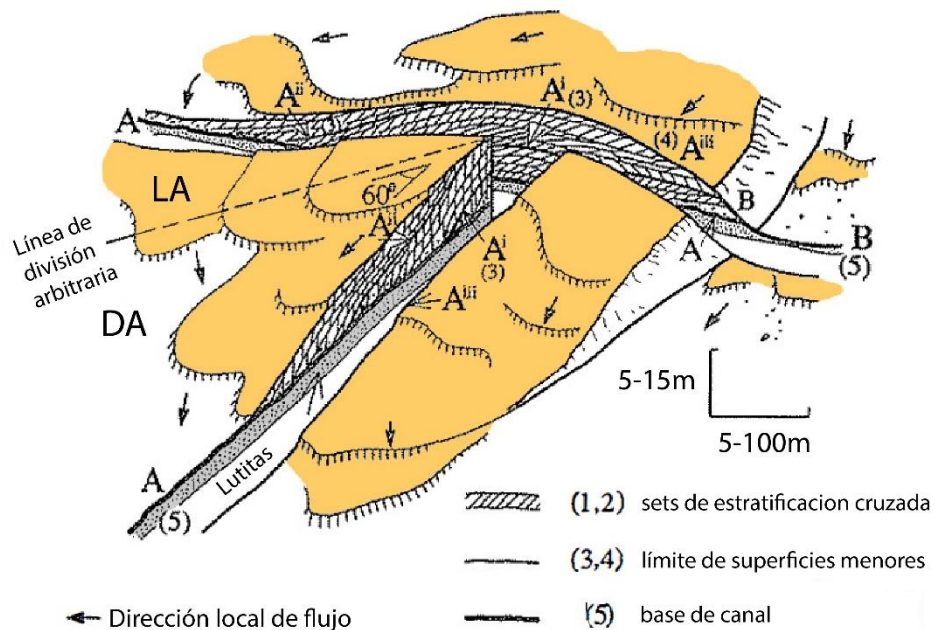


Figura N° 2.21. Modelo de arquitectura depositacional LA y DA, la geometría interna varía dependiendo de la profundidad del canal, tamaño de grano y descarga. Imagen modificada de A. Miall (2006).

2.3.4.7. Elemento LS: Arenas laminadas en hojas

Compuesto por las litofacies *Sh* y *Sl* predominantemente, en menor proporción *Sp*, *St* y *Sr* (Tabla N° 2.2). En secuencias antiguas fueron interpretadas como depósitos de inundación rápida, el espesor puede variar de 40 cm a 2.5 m de espesor, las capas superiores pueden tener facies de *Sr*, *St* y *Sp* que nos indican el final el proceso de inundación (Miall, 1985, 2006).

2.3.4.8. Elemento HO: Hoyos

Es clasificado como un pequeño canal, este requiere una interpretación diferente. Está presente en sistemas de gravas y arenas trenzadas. El relleno típicamente está compuesto por las facies *Sh* y *Sl* (Tabla N° 2.2), las facies *Sl* de bajo ángulo son paralelas al límite de superficie del canal (Miall, 2006).

2.3.4.9. Elemento CS: Desborde (*crevasse splay*)

Los depósitos de desborde se forman adyacentes a los canales fluviales (Nichols, 2009). Son el resultado de la depositación de un flujo detrítico producto de un desborde o ruptura del canal fluvial, son componentes importantes de los ambientes fluviales anastomosados. Estos depósitos se presentan en forma lenticular, son comunes las litofacies *St*, *Sr* y *Fl* (Figura N° 2.22)(Miall, 2006).

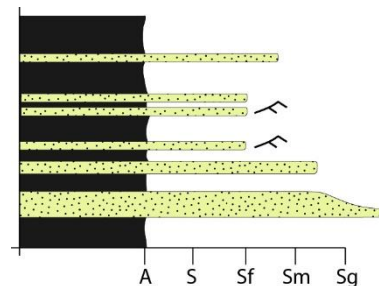


Figura N° 2.22. Secuencia típica de depósitos de desborde o *crevasse splay*. Imagen modificada de A. Miall (2014).

2.3.4.10. Elemento FF: Llanura de inundación de finos

Se caracteriza por presentar las litofacies *Fl* y *Fm* (Tabla N° 2.2), la litología está determinada por limos y arcillas con lentes de o láminas de arena fina y limos, comúnmente se pueden ver rizaduras con estratificación cruzada (Miall, 1985). Se compone por capas que pueden variar de cientos de metros muchos kilómetros en extensión lateral. La sedimentación puede tomar lugar con eventos individuales de inundación o por la depositación de los sedimentos finos en pantanos/marismas y estanques. Las grietas de desecación y estructuras relacionadas a procesos de pedogénesis (Miall, 2006).

Este elemento puede tener interacción de procesos marinos dominados por la marea (Davis & Dalrymple, 2010; Nichols, 2009). Los depósitos de carbón se encuentran relacionaos al elemento *FF*, pueden relacionarse a depósitos de desborde (*crevasse splay*), en canales fluviales e incluidos las barras (Miall, 2006).

Tabla N° 2.2. Elementos arquitecturales en depósitos fluviales, se detalla las características y relaciones con las facies de cada elemento. Tabla tomada de Miall (2006).

Denominación	Símbolo	Ensamble de facies	Geometría y relaciones
Canal	CH	Cualquier combinación	Dedos, lentes u laminas; base erosiva cóncava, tamaño y forma altamente variable, superficie de erosión de tercer orden cóncava son comunes.
Barras de gravas	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, capas, usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interestratificados con elementos SB.
Barras de arena	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes, laminas, bancos, cuñas, ocurre como relleno de cañal, depósitos de desborde y barras menores.
Macroformas de acreción río abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, llanuras de inundación o base canalizada, erosión convexa hacia arriba de tercer orden, límites de superficie de 4to orden.
Depósitos de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss; menos común Gm, Gt, Gp	Cuñas, laminas, lóbulos, caracterizado por superficies de acreción lateral interna de tercer orden.
Hoyos de erosión	HO	Gh, Gt, St, Sl	Forma de cucharón hondo con relleno asimétrico.
Depósitos de desborde	CS	St, Sr Fl	Se propaga como depósitos de desborde de canal dentro de la llanura de inundación.
Flujo gravitacional de sedimento	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm.	Lóbulos o lentes que están normalmente
Areniscas laminadas en hojas	LS	Sh, Sl; menor Sp, Sr	Laminas y bancos.
Finos de desbordamiento de canal	FF	Fm, Fl	Capas delgadas o gruesas; comúnmente interestratificados con SB; pueden rellenar canales abandonados.

2.4. ANÁLISIS DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA

Se entiende por proveniencia sedimentaria de un depósito detrítico como la fuente de la que proviene mencionado depósito sedimentario (Arche, 2010). Las cuencas sedimentarias son provistas de material detrítico el cual es transportado desde un áreas próximas o lejanas a la cuenca. El análisis petrológico de areniscas puede brindarnos información paleogeográfica del área fuente y los procesos que controlaron la exhumación y erosión de determinadas áreas (W. Dickinson & Suczek, 1979).

2.4.1. Clasificación petrográfica

La clasificación petrográfica de areniscas es una herramienta fundamental en el análisis de proveniencia sedimentaria (Adams et al., 1997). Earle F. McBride (1963) diseñó un diagrama ternario QFL para la clasificación de areniscas (*Figura N° 2.23*), este diagrama es considerablemente usado a nivel mundial, donde Q= Cuarzo, F= Feldespatos, L= Fragmentos líticos. Estos componentes son abundantes en áreas fuentes, la presencia de los mismo en

areniscas dependerá de las condiciones químicas y físicas (mecánicas) del medio sedimentario (Folk, 1980; Garzanti, 2019).

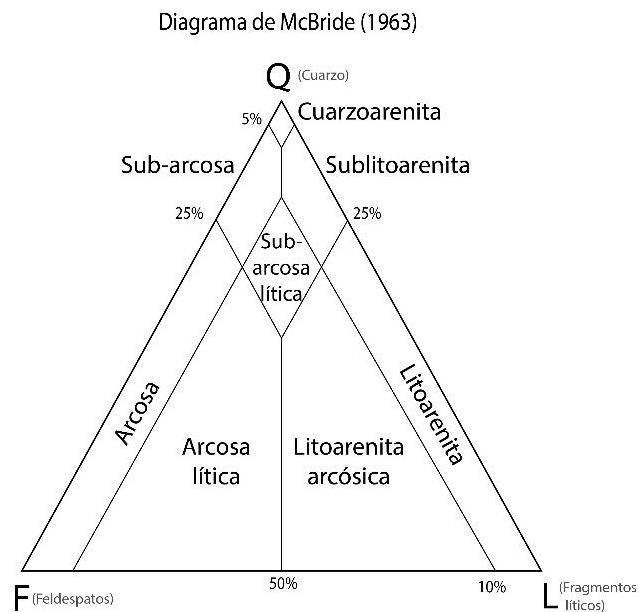


Figura N° 2.23. Diagrama de clasificación petrográfica de areniscas (Earle F. McBride, 1963).

De acuerdo con Folk (1980), la abundancia de minerales terrígenos en una roca sedimentaria depende tres factores. La disponibilidad, el área fuente debe estar constituido por una relativa abundancia de determinado mineral. La resistencia mecánica, algunos minerales ofrecen alta resistencia al desgaste mecánico, esto está relacionado a un pobre clivaje y una alta dureza. La estabilidad química, los minerales que cristalizan a temperaturas bajas son relativamente más estables a la alteración química.

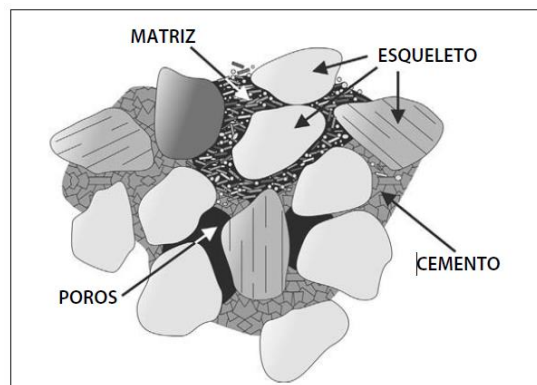


Figura N° 2.24. Estructura de una roca detrítica, granos o esqueleto, matriz de origen detrítico, cemento de origen químico y la porosidad de la roca. Tomado de Arche (2010).



Los depósitos sedimentarios están compuestos por la acumulación sedimentaria de tres principales componentes. Un esqueleto o conjunto de clastos o granos que forman el armazón de la roca, estos pueden estar conformados por cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L). La matriz que es un material intersticial que puede ser detrítico infiltrado, el cemento de químico de origen diagenético y una porosidad remanente (Figura N° 2.24).

2.4.1.1. Cuarzo (Q)

Es un mineral del grupo de los silicatos y es uno de los minerales más abundantes del planeta. Ofrece alta resistencia a la abrasión mecánica (transporte sedimentario) y es estable en un ambiente reductor. El texto *Petrology of Sedimentary Rocks* (Folk, 1980) nos presenta una clasificación muy minuciosa para la identificación de los tipos de cuarzo, esta clasificación nos ayudara a entender los primeros conceptos acerca de los tipos de cuarzo.

Posteriormente Basu, Young, Suttner, James, & Mack (1975) nos presentan una nueva clasificación de los tipos de cuarzo en la cual establecen cuatro clases petrográficas de granos de cuarzo en función al ángulo de extinción y la policristalinidad (Figura N° 2.25). Estos son: cuarzo monocristalino con extinción no ondulante, cuarzo monocristalino con extinción ondulante, cuarzo policristalino de dos o tres unidades cristalinas y cuarzo policristalino de más de tres unidades cristalinas.

Los tipos de cuarzo nos explican la posible área fuente de los sedimentos detríticos (Figura N° 2.25). El cuarzo monocristalino no ondulantes (*Q_{mr}*) tiene una relación de proveniencia con fuentes plutónicas, el cuarzo monocristalino con extinción ondulante (*Q_{mo}*) guarda relación con fuentes metamórficas de alto grado, por último, el cuarzo policristalino (*Q_p*) guarda relación a cuerpos metamórficos de bajo grado (esquistos o filitas). Dickinson et al., (1983); Dickinson & Suczek (1979) usará este criterio en la identificación del área fuente de depósitos sedimentarios.

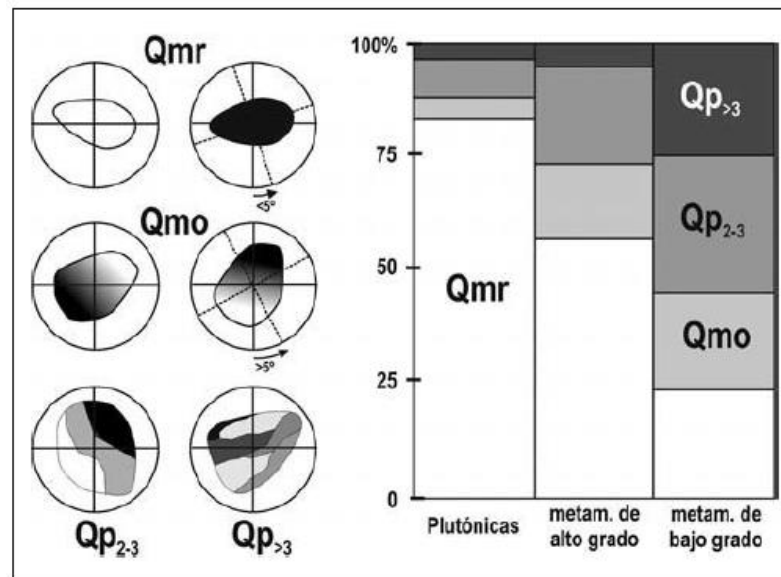


Figura N° 2.25. Tipos de granos de cuarzo en función al área fuente. *Qmr*: Cuarzo monocristalino con extinción recta, *Qmo*: Cuarzo monocristalino ondulante, *Qp₂₋₃*: Cuarzo policristalino de 2 o 3 unidades cristalinas y *Qp_{>3}*: Cuarzo policristalino de más de 3 unidades cristalinas. Imagen tomada de Arche (2010).

2.4.1.2. Feldespatos (*F*)

Pertencen al grupo mineral de los tectosilicatos, se pueden distinguir del cuarzo por sus propiedades ópticas (maclas, ángulo de exención, color de interferencia). Son componentes importantes en la formación de arcosas, grauvacas y conglomerados. Los minerales del grupo de los feldespatos son altamente inestables en condiciones atmosféricas y son susceptibles a ser alterados en procesos químicos y mecánico (Arche, 2010; Folk, 1980). Es normal encontrar feldespatos en ambientes donde la alteración química no fue intensa y el transporte relativamente corto (Nichols, 2009). Además, durante procesos diagenéticos (diagénesis temprana) los feldespatos pueden sufrir procesos de disolución o reemplazamiento (Arche, 2010), esta condición se le puede atribuir al *pH* de la cuenca sedimentaria.

2.4.1.3. Fragmentos Líticos (*L*)

Una acumulación sedimentaria notable de fragmentos líticos (>10%) formaran areniscas líticas (Folk, 1980). Son componentes muy importantes en rocas detríticas, debido a que estas nos proveen de información valiosa acerca de la génesis y el área fuente de la roca (Garzanti, 2019). La variedad de fragmentos líticos que podríamos encontrar en una muestra de roca detrítica puede



variar en función al área fuente, estos pueden ser líticos sedimentarios (rocas sedimentarias preexistentes), ígneos (próximos a actividad volcánica) y metamórficos (complejos metamórficos y cristalinos)(Nichols, 2009).

2.4.1.4. Micas

Las micas también son importantes minerales formadores de roca, pero su concentración con respecto al cuarzo, feldespato o fragmento líticos es mucho menor. Dos de las micas más frecuentes en rocas sedimentarias (areniscas) son la mica blanca y la mica café, muscovita y biotita respectivamente (Nichols, 2009). Las micas nos brindaran información valiosa acerca del área fuente de los sedimentos, las rocas ígneas plutónicas y los complejos metamórficos son los principales generadores de micas (Folk, 1980). Las micas en una roca sedimentaria mantienen su forma filosilicatada.

La sericita es una mica de grano muy fino (muscovita con granulometría de arcilla), comúnmente se puede observar en rocas sedimentarias que sufrieron procesos de alteración de los minerales preexistentes o asociados a estructuras sedimentarias de baja energía como: rizaduras de corriente, flaser o lenticular *bedding* (Reineck & Wunderlich, 1968). Además, las micas aportan significativas cantidades de agua en la fase diagenética (Arche, 2010).

2.4.1.5. Minerales pesados

También son conocidos como minerales accesorios, aunque esta definición también puede contener ciertos minerales ligeros. Los minerales pesados comúnmente no superan el 1% del total de los minerales formadores de roca presentes en areniscas. Los minerales pesados se caracterizan por tener densidades superiores a 2.85g/cm^3 (Nichols, 2009), están compuestos por circón, turmalina, rutilo, apatito, granate y otros minerales ferro-magnesianos (Mange & Maurer, 1992).

Es una herramienta ampliamente usada en proveniencia sedimentaria de rocas mesozoicas y cenozoicas en el Perú (Alván, 2015). Según tal criterio, afirman que un espectro de estos minerales puede representar muy bien a una unidad litoestratigráfica. Además, la acumulación

significativa de minerales pesados también puede representar un interés económico y las mayores acumulación se encuentran en ambientes costeros y de plataforma (Arche, 2010).

2.4.2. Arenas y Areniscas

Las arenas constituyen el 20% al 25% de todas las rocas sedimentarias y son comunes a lo largo de todo el tiempo geológico (Boggs, 2006). Estas rocas están compuestas de restos de rocas preexistentes, están compuestas de granos minerales detríticos (cuarzo y feldespatos) y fragmentos líticos (Boggs, 2006; Nichols, 2009). La granulometría de una arenisca está compuesta por granos en el rango de 0.063mm a 2mm según la escala de tamaño de grano de Wentworth (*Figura N° 2.26*). Las principales rocas formadas a partir de las arenas son: Cuarzo arenitas, Arcosas o areniscas feldespáticas, areniscas líticas y grauvacas.

mm	phi	Name	
256	-8	Boulders (Cantos rodados)	Gravas Conglomerados
128	-7		
64	-6	Cobbles (Engujarrado)	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Pebbles (Guijarros)	
4	-2		Arenas Areniscas
		Granules	
2	-1	Very coarse sand (Arena muy gruesa)	
1	0	Coarse sand (Arena gruesa)	
0.5	1	Medium sand (Arena media)	
0.25	2	Fine sand (Arena fina)	
0.125	3	Very fine sand (Arena muy fina)	Arcillas Lutitas
0.063	4	Coarse silt (Limo grueso)	
0.031	5	Medium silt (Limo medio)	
0.0156	6	Fine silt (Limo fino)	
0.0078	7	Very fine silt (Limo muy fino)	
0.0039	8	Clay (Arcilla)	

Figura N° 2.26. Escala de tamaño de grano de Wentworth para sedimentos clásticos. Esta clasificación esta define las tres categorías de rocas sedimentarias detríticas principales (Lutitas, Areniscas y Conglomerados). Arcillas por debajo de 0.0039 mm, limos en el rango de 0.0039 mm a 0.063 mm, arenas en el rango de 0.063 mm a 2 mm, y conglomerados de 2 mm a 256 mm de diámetro. Modificado de Nichols (2009).



2.4.2.1. Cuarzo arenita

Roca sedimentaria compuesta predominantemente de más de 90% de cuarzo en toda la roca (Folk, 1980). Son comúnmente de color blanco o gris claro con algunas impurezas de óxidos de fierro, generalmente cementado por sílice o carbonatos (Boggs, 2006). Las cuarzo arenitas son ensambles típicos de rocas depositadas en ambientes cratónicos y que además estuvieron sometidos a grandes distancias de transporte (Boggs, 2006; W. Dickinson et al., 1983; Folk, 1980).

2.4.2.2. Arenisca Feldespática (Arcosa)

Roca sedimentaria que contiene menos del 90% de cuarzo, el contenido de feldespato puede variar desde 10% a 90%, adicionalmente pueden contener otros minerales como micas o fragmentos de roca (Folk, 1980). Usualmente son de color rojo o rosa por la presencia de feldespato potásico y óxidos de fierro (Boggs, 2006). El contenido de matriz está por debajo de 15%. Garzanti (2019) indica que el termino no tiene suficiente merito descriptivo, entonces sugiere que el termino arenisca feldespática debería ser ampliamente usada.

2.4.2.3. Arenisca lítica o litarenita

Rocas compuestas por menos de 90% de cuarzo, el contenido de fragmentos líticos puede variar entre 10% a 90% (Folk, 1980). Es un grupo complejo debido al contenido de matriz y a la variedad en los fragmentos líticos que pueden ser de origen volcánico, sedimentario o metamórfico, generalmente de color gris claro a gris oscuro (Boggs, 2006).

Las areniscas líticas son de amplia importancia debido a la información que nos pueden brindar respecto de la proveniencia sedimentaria (Garzanti, 2019), esta información será muy importante en el análisis de procedencia sedimentaria para determinar el área fuente (W. Dickinson et al., 1983; W. Dickinson & Suczek, 1979).

2.4.2.4. Cuarzo grauvaca

El término Grauvaca fue introducido formalmente por F.W.H. von Trebra en 1785 (Garzanti, 2019). Es una de las rocas del grupo de las areniscas, conocidas debido a la complejidad de su origen, uno de los diagramas más usados para la clasificación de grauvacas el propuesto por Pettijohn, Potter, & Siever (1973) basada en el contenido de matriz en las arenas (>15% de matriz se considera grauvaca). Los componentes que no corresponden a la matriz pueden dividirse en granos monominerales y poliminerales de cuarzo, feldespato y líticos (McLennan, 1984).

Comúnmente se consideraba que las grauvacas correspondían a corrientes turbidíticas (Garzanti, 2019), esta idea fue cambiando debido a que el origen de la matriz derivaba de un proceso diagenético producto de la alteración de líticos volcánicos, clastos blandos y feldespatos (Arche, 2010; W. Dickinson, 1970; Garzanti, 2019).

2.4.3. Diagénesis de rocas detríticas

Se define como diagénesis al conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos post-depositacionales (Worden & Burley, 2009). El proceso diagenético se manifiesta en temperaturas relativamente bajas, comúnmente por debajo de 250°C y por encima de 20°C (Arche, 2010; Nichols, 2009), la diagénesis se diferencia del metamorfismo por la variedad de indicadores minerales e historia termal, la cual está delimitada entre 180°C a 250°C (*Figura N° 2.27*) antes de pasar a ser metamorfismo regional (Mckinley et al., 2001; Worden & Burley, 2009), es de resaltar que el metamorfismo destruye la fábrica sedimentaria original (Nichols, 2009).

La diagénesis inicia después de la depositación de sedimentos, durante y después de la litificación. Se entiende por litificación al proceso de la transformación de sedimentos no consolidados a una roca sedimentaria (Nichols, 2009). Los procesos diagenéticos pueden estar comprendidos por la “compactación y cementación” (Arche, 2010).

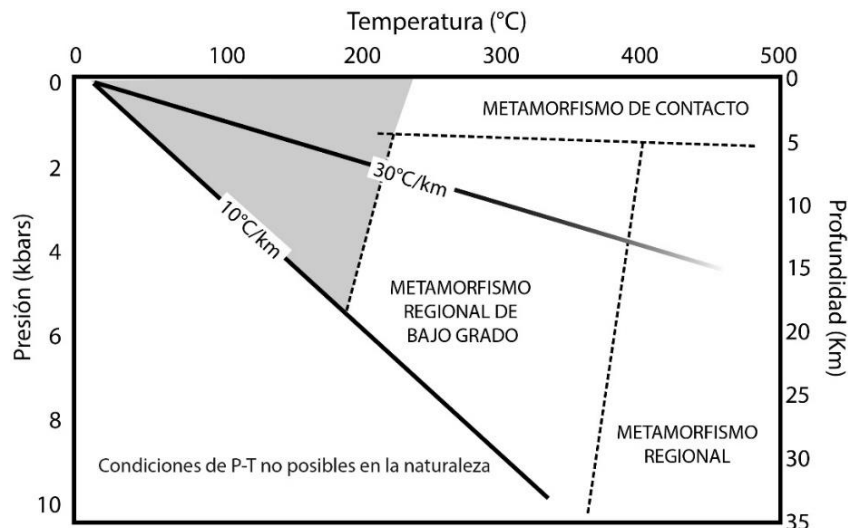


Figura N° 2.27. Diagrama de presión temperatura en relación de diagénesis a regímenes metamórficos y gradientes de presión temperatura en la corteza terrestre. Modificado de Worden & Burley (2009).

2.4.3.1. Compactación

Proceso de disminución paulatina del volumen y consecuente expulsión de agua en los poros dentro de los sedimentos (Figura N° 2.28) (Worden & Burley, 2009), la compactación provoca el incremento en la densidad de los sedimentos producto del reacomodo de los sedimentos por un aumento moderado de la presión (Nichols, 2009).

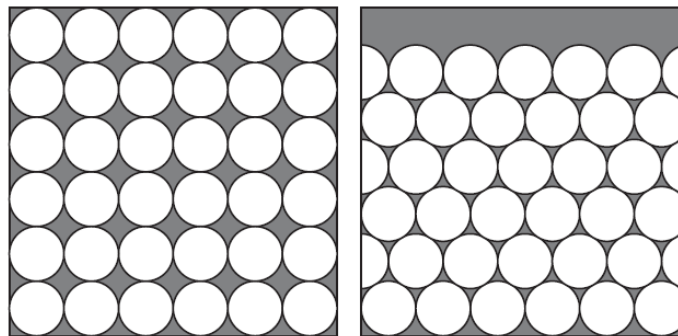


Figura N° 2.28. Compactación mecánica. En la izquierda depósito sedimentario no compactado (pre-compactación), en la derecha depósito sedimentario compactado (post-compactación). Es evidente la pérdida el reacomodo de los granos de cuarzo y la pérdida de porosidad. Tomado de Nichols (2009).

La compactación mecánica es el proceso de la acumulación de sedimentos en una cuenca a lo largo del tiempo geológico, generara una columna de centenas de toneladas de sedimentos los cuales ejercerán presión negativa a los sedimentos infrayacentes provocando una reorganización en los granos y consecuentemente una pérdida de la porosidad.

2.4.3.2. Cementación

El proceso de cementación consta de la precipitación de minerales dentro de los poros durante la diagénesis (Nichols, 2009), al igual que la compactación mecánica esta inducida por la carga litostática (Arche, 2010). El más común cemento mineral es el cuarzo, también están incluidos minerales carbonatados y una amplia variedad de arcillas minerales (Worden & Burley, 2009). La precipitación de cemento preferentemente toma lugar en granos de la misma composición (Nichols, 2009), en la interface agua-sedimento se generan las condiciones necesarias para la disolución y posterior precipitación de un cemento silíceo sobre los granos de cuarzo ya presentes (Arche, 2010; Nichols, 2009; Worden & Burley, 2009), este mecanismo es denominado sobrecrecimiento de cuarzo o *quartz overgrowth* (Figura N° 2.29). En sección delgada se puede observar la forma redondeada del grano de cuarzo el cual es envuelto por una pátina angulosa de sílice (Arche, 2010; Nichols, 2009).

Otro producto resultante de la disolución en los granos de cuarzo son las suturas o estilólitos, los cuales se producen en un ambiente cuyas presiones se acercan a las de metamorfismo regional de bajo grado (Figura N° 2.29). Entonces el sobrecrecimiento de cuarzo y el cuarzo estilolítico producen condiciones negativas a la porosidad y consecuentemente a la permeabilidad del reservorio (Jiu et al., 2018).

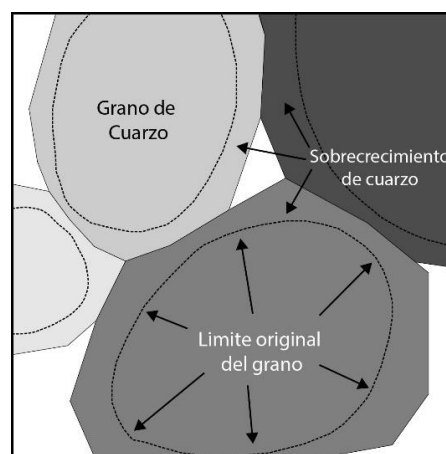


Figura N° 2.29. Sobrecrecimiento de cuarzo. Podemos observar la superficie inicial de los granos de cuarzo en líneas discontinuas, sobre el grano de cuarzo podemos observar el sobre crecimiento de sílice (*quartz overgrowth*) que además actúa como cemento. Nótese que además del sobrecrecimiento, se puede diferenciar los límites de la porosidad. Elaboración propia.

2.4.4. Método de conteo de puntos Gazzi-Dickinson

Este método fue desarrollado para maximizar la información del área fuente (Ingersoll et al., 1984). El uso de técnicas petrográficas nos guiará a la reconstrucción original de la roca independientemente del tamaño de grano (W. Dickinson, 1970). Ingersoll et al. (1984) nos indican que el método de conteo de puntos Gazzi-Dickinson consiste en el conteo modal de granos con diámetros superiores a 0.0625 mm, la matriz y cemento (partículas inferiores a 0.03 mm) no se considera en el conteo modal, en el conteo deben distinguir cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespatos (F), filosilicatos (M), minerales densos (D), fragmentos líticos (L) que a su vez se dividen en líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (Lm). Utilizando esta metodología se obtienen resultados más uniformes, el conteo de diferentes tamaños es innecesario y el conteo es más rápido.

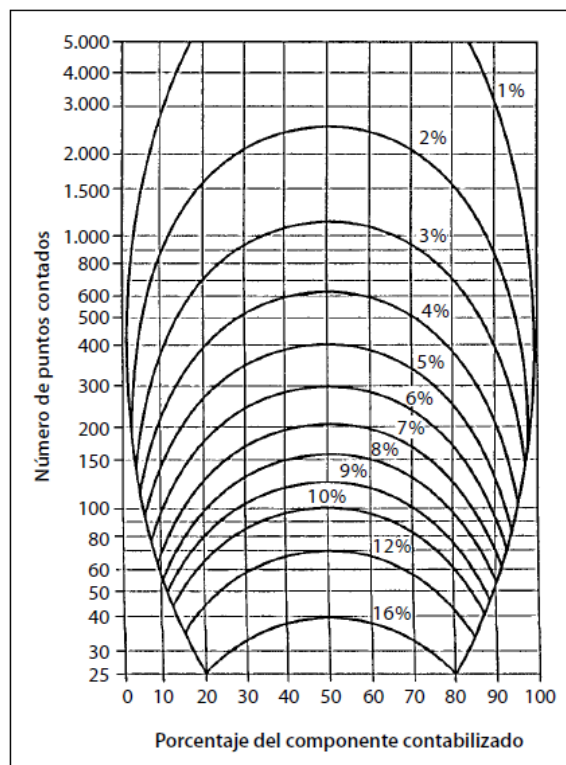


Figura N° 2.30. Ábaco nos muestra el grado de error en el que incurrimos cuando contamos determinado número de granos, a mayor cantidad de granos contados menor el error será. estadísticamente un 5% (400 granos) de significancia es un resultado confiable. Tomado de Van der Plas & Tobi (1965).

Para cada sección el operador debe contar 400 puntos o granos (Van der Plas & Tobi, 1965). Los ábacos de Van der Plas & Tobi (1965) son una herramienta muy útil al momento de

darle respaldo estadístico a nuestro trabajo (Figura N° 2.30). El ábaco nos indica una relación directa, a mayor cantidad de granos o puntos contados mayor será la representatividad estadística de nuestro conteo (e.g. si contamos 400 granos o puntos en una arenisca la confianza de este resultado será de 95%). Estadísticamente, para obtener una representatividad válida de nuestra muestra, la una confianza estadística debe ser de 95% (5% de significancia).

2.4.5. Clasificación de ambientes tectónicos

Folk (1980) introduce los primeros conceptos de proveniencia sedimentaria, nos explica la relación que existe entre los minerales formadores de una roca sedimentaria con respecto a su área fuente. Más tarde W. Dickinson & Suczek (1979) introduce un nuevo concepto al explicar que las modas composicionales de areniscas reflejan diferentes tipos de proveniencia y que estas están gobernadas por la tectónica de placas.

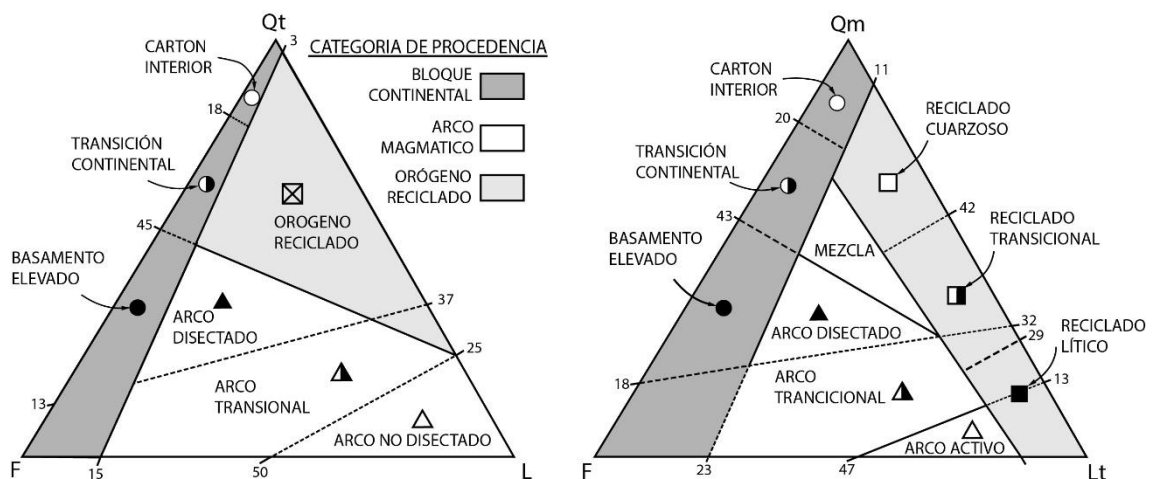


Figura N° 2.31. Diagramas triangulares $QtFL$ y $QmFLt$. En los gráficos podemos observar que cada campo corresponde a diferentes áreas fuente en función a la composición de la arenisca, el primer diagrama hace referencia a la madurez y el segundo a la proveniencia del área fuente. Modificado de W. R. Dickinson (1985).

Los diagramas $QtFL$ y $QmFLt$ (W. Dickinson & Suczek, 1979) considera la importancia de identificar los tipos de cuarzo (monocristalino, policristalino y ondulante), feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos) y líticos (sedimentarios, volcánicos y metamórficos), debido a que la correcta identificación de estos componentes nos brindará una correcta interpretación del área fuente de los sedimentos. Entonces estos diagramas nos ayudan a

establecer la relación entre la mineralogía de la arenisca con el área fuente (W. Dickinson et al., 1983; W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979). El diagrama $QtFL$ se enfoca principalmente en la madures del sedimento y el diagrama $QmFLt$ pone énfasis en la proveniencia del sedimento (Figura N° 2.31).

W. Dickinson & Suczek (1979) identifican tres tipos de proveniencia en función del contenido mineral y la relación con su fuente de proveniencia. Estos son: *Proveniencia de Cratón estable*, *Basamento elevado*, *Arco magmático* y *Orógeno reciclado* (Figura N° 2.32).

Tipo de procedencia	Ambiente geotectónico asociado	Composición de las arenas generadas
Cratón estable	Interior continental o plataformas pasivas	Arenas cuarzosas (ricas en Qt) con altos ratios de Qm/Qp y K/P.
Basamento elevado	Hombro de rift o falla transformante	Arenas cuarzofeldespáticas (Qm - F) arenas con bajo contenido de Lt, ratios Qm/F y K/P similares a la roca original.
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Arenas feldespatolíticas (F - L), volcanoclásticas con altos valores de P/K y Lv/Ls. Composiciones intermedias con arenas cuarzofeldespáticas (Qm - F) procedentes de batolitos.
Orógeno reciclado	Complejo de subducción o faja corrida y plegada	Arenas cuarzolíticas (Qt - Lt), con bajo contenido de F y Lv con ratios variables de Qm/Qp y Qp/Ls.

Figura N° 2.32. Principales tipos de proveniencia y aspectos composicionales claves de la proveniencia de arenas. Modificado de W. R. Dickinson (1985).

2.4.5.1. Proveniencia Cratón estable

Conocido también como Cratón interior, es la principal fuente de sedimentos. También está representada por el reciclamiento de acumulaciones sucesivas de rocas que han sido acumuladas en plataformas siliciclásticas (W. Dickinson & Suczek, 1979). Los márgenes pasivos se caracterizan por ser áreas muy extensas, presentan morfologías suaves (Figura N° 2.33), no se evidencia actividad tectónica (Arche, 2010). Los sedimentos de estas áreas se caracterizan por su alto contenido arenas cuarzosas, especialmente abundante en cuarzo monocristalino (Qm), en menores proporciones de cuarzo ondulado (Qo) y policristalino (Qp) (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979).

La producción de cuarzo está asociado a la alteración de rocas graníticas y/o gnéissicas que pudieron estar sometidas a condiciones de tropicales, es decir, con intenso desgaste (W. R. Dickinson, 1985). Las precipitaciones y los ríos denudan las regiones cratónicas en donde los sedimentos recorren largas distancias para luego ser depositadas (Garzanti, 2019). En adición el cuarzo al ser un mineral con elevada resistencia mecánica (Folk, 1980) es el principal mineral asociado a márgenes pasivos.

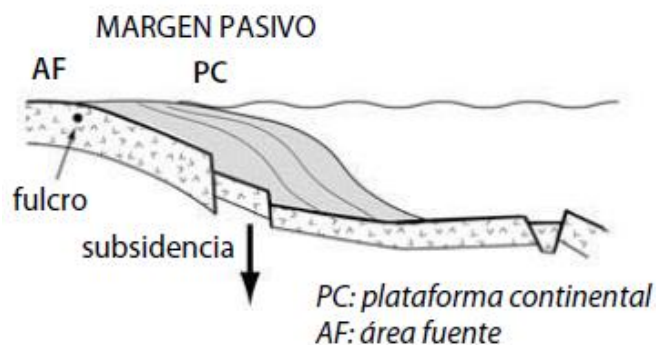


Figura N° 2.33. Margen pasivo, se caracteriza por un área muy extenso con morfologías suaves, los sedimentos son principalmente de cuarzo. Tomado de Arche (2010). Esta imagen no representa la zona de estudios; sin embargo, algunos elementos de su paleografía son similares.

2.4.5.2. Basamento elevado

Se trata de zonas tectónicamente activas en donde a corteza continental es sometida extensión y consecuente fallamiento predominantemente normal (Figura N° 2.34). W. R. Dickinson (1985) nos dice que el ambiente geotectónico de la proveniencia está asociado a cuencas de tipo rift (Figura N° 2.35) y fallamiento de rumbo (e.g. cuencas tipo Pull Apart). Las cuencas tipo rift son provistas de sedimentos desde los hombros de los grabenes (Zhuo et al., 2013) y se caracterizan por originarse en un ambientes extensionales (Wang et al., 2018).

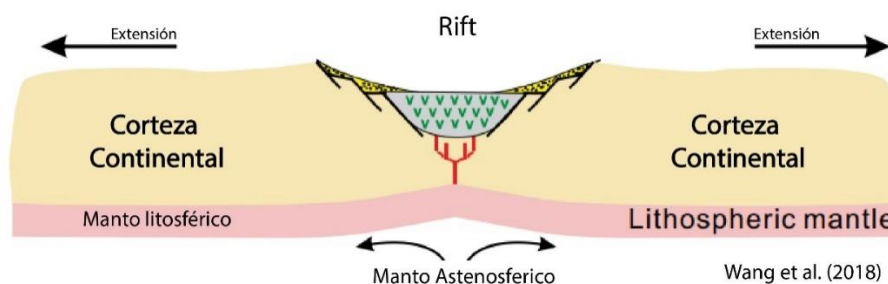


Figura N° 2.34. Los basamentos alzados están relacionados a proceso de rift y fallas transformantes, la mineralogía no varía mucho debido a la corta distancia de transporte (transportado desde el hombro del graben a la cuenca). Modificado de Wang et al. (2018).

La mineralogía de ese tipo de proveniencia está compuesta principalmente de cuarzo (Qm , Qo , Qp) y feldespato (F), la composición mineralógica no cambia mucho respecto del área fuente debido a que los sedimentos no sufrieron mucho transporte (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979).

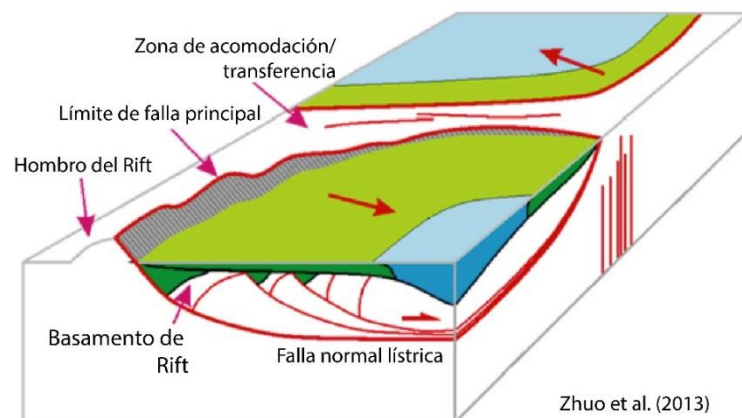


Figura N° 2.35. Modelo ampliado del ambiente tectónico de basamento elevado, cuenca Kangdian tipo Rift al sur de China. La fuente de los sedimentos deriva de los hombros del rift, el espesor de los estratos no es constante y está controlado por el fallamiento activo. Modificado de Zhuo et al. (2013).

2.4.5.3. Proveniencia de Arco Magmático

La proveniencia de arcos magmáticos está asociada a complejos de subducción (W. R. Dickinson, 1985). En la proveniencia de arco magmáticos podemos identificar dos sub ambientes: Proveniencia de arco no disectado (Figura N° 2.36), se caracteriza por presentar areniscas ricas en líticos volcanoclásticos (Lv), abundante matriz, poca selección de los granos. Proveniencia de arco disectado, se caracteriza por una elevada tasa que logro denudar el arco y de esta manera queda expuesto el techo de la cámara magmática, petrologicamente se observan líticos volcánicos (Lv) derivados del arco volcánico denudado, y los feldespatos (F) y una menor presencia de cuarzo (Qm) derivada de la cámara magmática (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979).

La distancia de transporte de los sedimentos desde el arco hasta la cuenca antearco (*Figura N° 2.36*)(Takano et al., 2013) o trasarco es relativamente corta, es por ello que los granos de líticos volcánicos se preservan en las areniscas de esta clase.

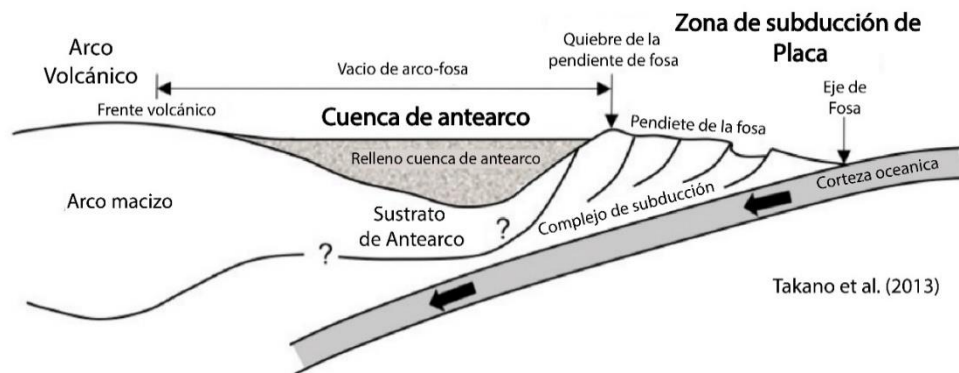


Figura N° 2.36. Modelo de cuenca de antearco asociado a complejos de subducción. Los sedimentos ricos en líticos volcánicos derivan de la erosión del arco. Modificado de Takano et al. (2013)

2.4.5.4. Proveniencia Orógeno reciclado

Este tipo de proveniencia está asociado a terrenos bastante activos tectónicamente hablando (Chapman et al., 2019). Los orógenos reciclados están relacionados a colisión continental en donde los sedimentos derivan de la erosión de cadenas montañosas (W. R. Dickinson, 1985) (*Figura N° 2.37*). Se caracteriza por contenidos elevados de fragmentos líticos (L_v , L_s y L_m) y cuarzo reciclado de unidades preexistentes, la distancia de sedimentación es relativamente corta.

Las cuencas asociadas a proveniencia de orógenos reciclados por colisión continental son las cuencas de antepaís (Chapman et al., 2019) y cuencas “*piggy back*”, estas derivan de la erosión de en fajas corridas y plegadas que forman cadenas montañosas (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979).

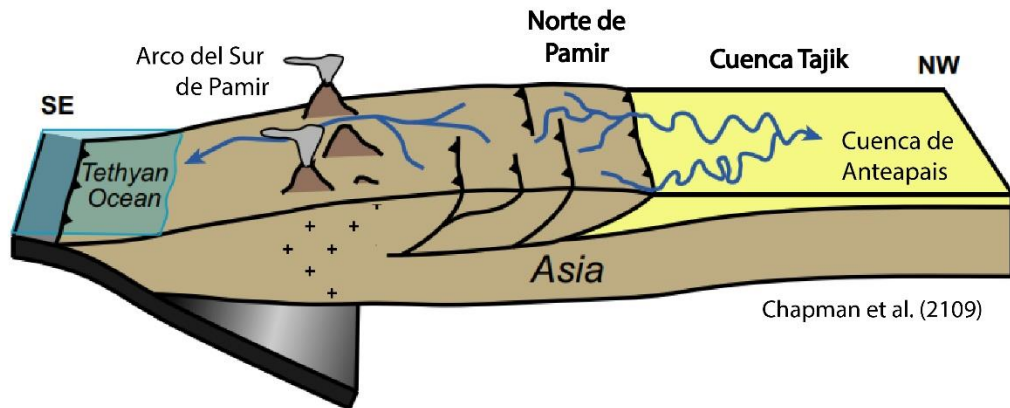


Figura N° 2.37. Modelo sedimentario de cuenca tipo de antepaís. Este tipo de cuencas se caracteriza por la erosión de una cadena montañosa formada por un sistema de fajas corridas y plegadas, los sedimentos derivan de la erosión de la cadena montañosa. Modificado de Chapman et al. (2019).

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES Y EQUIPOS

Los trabajos de gabinete (pre-campo y post-campo) y campo fueron llevados cabo gracias un correcto equipamiento de los laboratorios e implementos de campo. Cada etapa de la investigación requiere de un equipamiento cualificado y estándar en función de las necesidades del investigador (*Figura N° 3.1*).

3.1.1. Materiales y logística de pre-campo

Es necesario una computadora personal o estacionaria con licencias de softwares geológicos, algunos softwares son de uso libre. El uso de software geológico es imprescindible en la etapa de pre-campo. Los siguientes paquetes fueron adquiridos por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), estos son:

- ArcGIS 10.4.1, sistema de información geográfica.
- Microsoft Office 2017, paquete de ofimática (Word, Excel, Power Point).
- Google Earth Pro -2019, software de visualization tridimensional del globo terráqueo.
- SasPlanet 16, software libre de adquisición de imágenes de satélite ortoreferenciadas.

3.1.2. Materiales y equipos en campo

En la etapa de campo es imprescindible un equipamiento de seguridad y de materiales de campo, el libro *Geological Field Techniques* (Coe, 2010) nos brinda una lista de materiales de campo y equipamiento de seguridad, estos son:

- Bastón de apoyo/caminata (*Figura N° 3.1G*).
- Tablet con aplicativo ArcGIS for Collector.
- GPS (Sistema de Posicionamiento Global) Garmin Explorer 64s (*Figura N° 3.1H*).
- Brújula Brunton 5006 (*Figura N° 3.1E*).

- Lupa Marca Iwamoto o Kanagawa 20x (*Figura N° 3.1A*).
- Picota o martillo de geólogo modelo Eastwing (*Figura N° 3.1B*).
- Libreta de campo Write in the Rain (*Figura N° 3.1C*).
- Caja colores de 24, 36 o 48 colores (*Figura N° 3.1F*).
- Mapa geológico y topográfico base.
- Ácido Clorhídrico al 5%, elaborado por el laboratorio de INGEMMET.



Figura N° 3.1. Materiales y equipos geológicos para trabajos de campo.

3.1.3. Materiales y equipos en el post-campo: Gabinete

En esta etapa se necesitó de equipos y materiales dedicados al procesamiento y estudio de la información adquirida den campo. Equipos y software geológico y de edición de imágenes:

- Adobe Illustrator versión C6, software de edición y digitación gráfica.
- ArcGIS 10.4.1, sistema de información geográfica.
- Microsoft Office 2017, paquete de ofimática (Word, Excel, Power Point).



- Software LAS EZ 3.4, programa del microscopio Leica.
- Microscopio Leica ICC50 y DM750 (*Figura N° 3.1D*), equipo usado para estudios petrográficos.

3.2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La presente investigación un enfoque de carácter “cualitativo”, debido a que tiene como medio el recolectar y analizar la información en todas las formas posibles, exceptuando la numérica, no es frecuente utilizar hipótesis ni variables ni la medición (Niño, 2011). El presente trabajo pretende explicar cuáles fueron los ambientes depositacionales y la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama y la Formación Chimú correspondientes al Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

La investigación recurre a la descripción y toma de datos de los afloramientos en campo con el objetivo de elaborar un modelo paleogeográfico. Por ende, se emplea una investigación de “tipo explicativa”, el busca una respuesta a una pregunta fundamental, cuyo objetivo es crear modelos explicativos (Niño, 2011).

La metodología de trabajo consta de cinco pasos u etapas que fueron diseñada en función a investigaciones análogas a fin de garantizar una mejor metodología (Alván et al., 2018; Parra, 2015; Quezada, 2010; Ramos, 2017), las etapas son: Recopilación bibliográfica, pre-campo, campo, post-campo e interpretación de resultados (*Figura N° 3.2*). Estos 5 pasos explican los pasos a seguir para lograr los objetivos propuestos en la presente tesis.

3.2.1. Recopilación bibliográfica

En esta etapa el trabajo se concentró en la búsqueda de artículos científicos, tesis, boletines geológicos, libros (*e.g. The Geology of Fluvial Deposits*), resúmenes de congresos y otros documentos científicos relacionados al área y trabajo a investigar.



Figura N° 3.2. Metodología de trabajo para la elaboración de la presente tesis profesional, consiste en la recopilación bibliografía, trabajos de pre-campo, campo, gabinete e interpretación de resultados.

En primera instancia la bibliografía a consultar está relacionada a trabajos u investigaciones relacionadas al Grupo Chicama y la geología regional de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h). Por otro lado, la búsqueda de referencias bibliografías acerca de la metodología a emplear en la investigación.

La presente tesis que lleva por título: Asociación de los ambientes depositacionales y proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama en el norte peruano (7°30' - 9°30' S), es un trabajo orientado al campo de la sedimentología y geología regional, por ello la bibliografía a consultar debió ser orientada a esos dos campos de la investigación geológica.

3.2.2. Trabajos de pre-campo

En esta etapa se realizó los preparativos necesarios para los trabajos de campo, estos son: elaboración de mapas topográficos base, recopilación de mapas geológicos base, mapa de vías y accesos del área de estudio (cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h)), descargar imágenes de satélite orto referenciadas en alta resolución, elaboración de síntesis geológicas y la actividad más importante que es la fotointerpretación del área de estudio.



La fotointerpretación es un procedimiento importante en la investigación geológica, debido a que esta facilita el trabajo de campo, el geólogo puede identificar unidades geológicas y estructuras existentes en el terreno sin necesidad de estar en campo. Los trabajos de fotointerpretación se realizaron en imágenes de satélite en formato *.ecw y en software Google Earth que facilita la vista tridimensional del terreno.

3.2.3. Trabajos de campo

Esta es la etapa más importante del trabajo, debido a que en esta etapa se generó la mayor cantidad de información para posteriormente interpretarla y poder llegar a resultados. Los trabajos de campo consisten en la descripción del afloramiento, de fallas y pliegues, identificación de estructuras sedimentarias, descripción de muestras de mano, colecta de fósiles (en lo posible identificar la edad). Cada uno de estos procedimientos nos brindó la mayor cantidad de información geológica para poder realizar el cartografiado geológico, levantamiento de columnas estratigráficas y colecta de muestras de campo.

El levantamiento de la columna estratigráfica es de vital importancia en la asociación de ambientes depositacionales, debido a que en la columna se realizara el análisis de litofacies usando la metodología propuesta por Miall (1999). Por otro lado, el muestreo de areniscas para estudios petrográficos es fundamental en la identificación de la proveniencia sedimentaria mediante el método Gazzi Dickinson (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll et al., 1984).

3.2.3.1. Cartografiado geológico

Es una de las actividades más importantes realizadas en campo, un correcto cartografiado geológico garantiza una muy buena interpretación geológica del terreno (*Figura N° 3.3*). En los trabajos de cartografiado geológico es indispensable un mapa topográfico base a escala 1:50 000, el uso del protactor para plotear las coordenadas y los datos estructurales en el mapa, el geólogo empieza a trazar secuencias geológicas para ir delimitando las unidades geológicas que observe en

el afloramiento, paulatinamente se ira agregando información estructural, sedimentológica y paleontológica en la libreta de campo, esta información es fundamental en el proceso de cartografiado geológico y será de utilidad en la interpretación.

Se realizaron tres salidas al campo, dos brigadas con un geólogo líder y un asistente en cada brigada, con una duración de 22 días cada salida al campo, con la finalidad de cartografiar los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) a escala 1:50 000.



Figura N° 3.3. Cartografiado geológico en campo. En A, registro de la información de campo en la libreta. En B, mapas geológicos de campo a escala 1:50 000 (escala regional). En C, toma de datos estructurales en el afloramiento. En D, colecta de fósiles (ammonites).

La información estructural nos ayuda a comprender la deformación a la que fueron sometidas las unidades geológicas. La información sedimentológica ayuda a entender los procesos de sedimentación de cada formación geológica y relación con el tiempo geológico. La información paleontológica es considerablemente útil para posicionar unidades geológicas en el tiempo, además los fósiles nos brindan información acerca de los ambientes de vida en los que

estos organismos vivieron y por ende medios de sedimentación (*Figura N° 3.3*), toda esta información la iremos apuntando en nuestra libreta de campo para la etapa de post-campo.

3.2.3.2. Elaboración de columnas estratigráficas

Es un método de registro de información de las rocas sedimentarias que consta en registrar información geológica del afloramiento a manera de en sucesión vertical (*Figura N° 3.4*). En una columna estratigráfica se debe describir anotar el espesor del afloramiento, litología, textura, estructuras sedimentarias e información paleontológica (Tucker, 2003).

El levantamiento de columnas estratigráficas se realizó durante las tres campañas de campo, primero se identificaba una sección continua no deformada y posteriormente en brigada se procedía al levantamiento de la columna y la toma de muestras en estratos representativos o de interés sedimentológico.

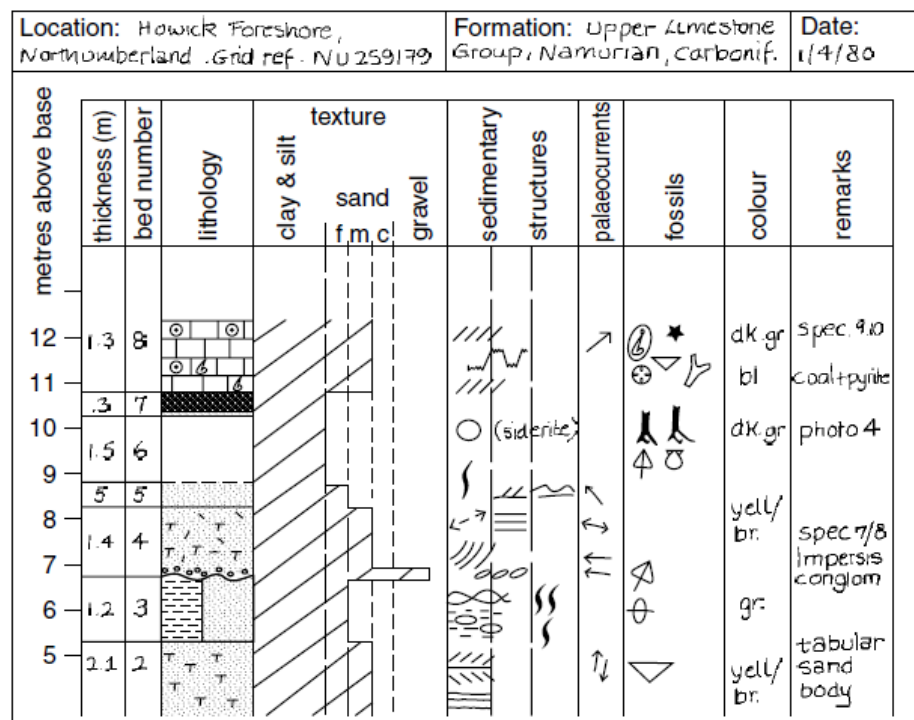


Figura N° 3.4. Modelo de columna estratigráfica, para simplificar la información se recurre al uso de simbología geológica. Tomado de Tucker (2003).

Durante el levantamiento de una columna estratigráfica se debe tener algunas consideraciones: la secuencia sedimentaria no debe estar sometida a fallamiento (dúplex en

unidades sedimentarias), si esta plegado se debe controlar que la columna solo se levante en un flanco en donde el espesor de las rocas no varíe, buscar un afloramiento que este lo mejor expuesto posible. El levantamiento de la columna estratigráfica se puede realizar en la libreta de campo (*Figura N° 3.5*), esta metodología depende del geólogo usuario.

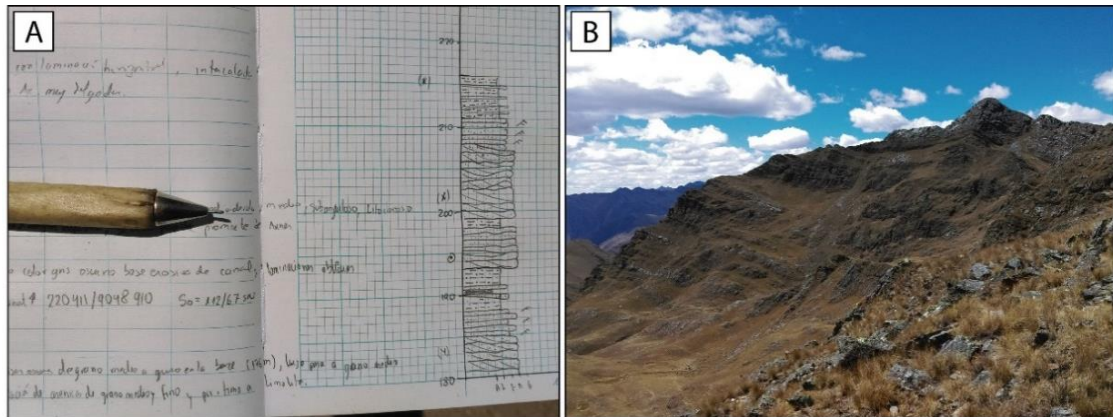


Figura N° 3.5. En A, columna estratigráfica de campo, el registro grafico de información se realiza en la libreta de campo. En B, la información de la columna estratigráfica debe tener fotos del afloramiento para mejorar a interpretación.

3.2.3.3. Colecta de muestras de campo

La toma de muestras en campo es una técnica de recopilación de información muy certera, el muestreo debe obedecer a parámetros de control de calidad para evitar que la muestra se contamine o que la muestra sea tomada de un área poco representativa y esta nos proporcione poca información o información errónea. Para este estudio se colectaron 24 muestras para secciones delgadas, el objetivo de estas muestras es para estudios de microfacies, conteo de granos (*Gazzi-Dickinson*) y petrografía de rocas sedimentarias.

Antes de coleccionar una muestra el geólogo de campo debe preguntarse con que finalidad o para que estudios se está coleccionando una muestra, si responde a esa pregunta entonces procede a coleccionar la muestra, esta premisa es de mucha utilidad puesto que se pretende extraer la mayor cantidad de información de campo, el muestreo es el método más completo de recopilación de información. Algunos tipos de muestras y sus estudios son:

- Las muestras para preparación de secciones delgadas deben tener al menos 10 cm³ de volumen. Estas muestras se colectan con la finalidad de realizar estudios petrográficos, microfacies, conteo modal de granos (método *Gazzi-Dickinson*).
- Las muestras de mano son colectadas para descripciones macroscópicas, muchas veces se pueden observar estructuras sedimentarias.
- Muestras para datación radiométrica, se requiere un promedio de 4 kg de roca, evitar al máximo la contaminación con otras muestras, estas serán trituradas, tamizadas y separadas con liquido pesado para la extracción de circones detríticos.
- Muestras para estudios paleontológicos, la colecta de fósiles es una herramienta muy útil en cuanto a edades y ambiente de formación.
- Muestra para estudios de geoquímica en roca total de elementos mayores, menores y elementos traza.

3.2.4. Trabajos de gabinete (post campo)

Al finalizar las campañas de campo se debe trabajar y procesar la información colectada. Los mapas de campo deben ser cerrados o culminados en oficina, las columnas y los mapas finales deben ser digitalizados en los softwares respectivos. Para la digitalización de los mapas se debe escanear los mapas, luego georeferenciarlos en el software ArcGIS y empezar a digitalizarlos para su presentación final (*Figura N° 3.6*).

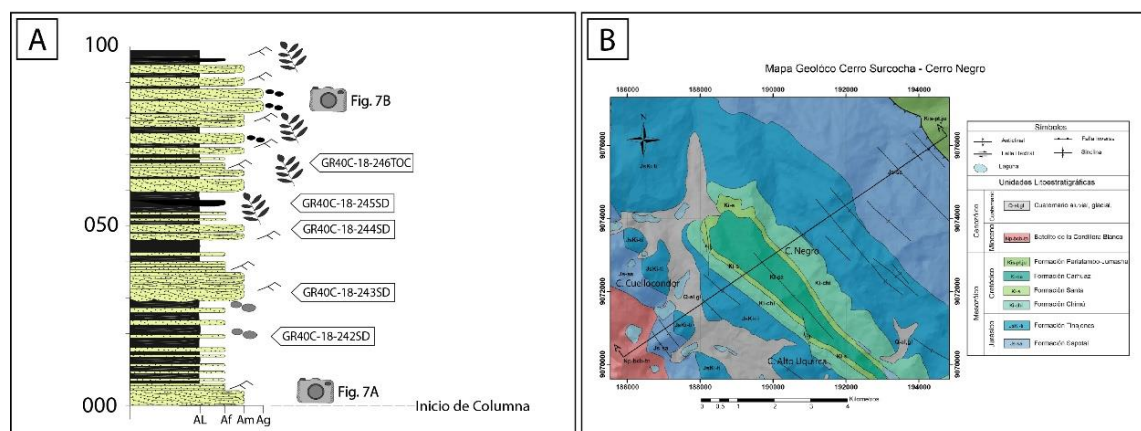


Figura N° 3.6. En A, columna estratigráfica digitalizada, podemos observar el detalle en que se elaboró y con sus respectivos símbolos geológicos. En B, mapa geológico digitalizado.

De manera análoga se deben digitalizar las columnas estratigráficas en el software Adobe Illustrator (*Figura N° 3.6*), luego se deben proceder con el análisis de facies sedimentarias y elementos arquitecturales, este procedimiento es uno de los más importantes para establecer el ambiente depositacional. Usaremos la metodología del Capítulo II, códigos de litofacies de Miall (1999).

Las muestras para secciones delgadas serán derivadas a la dirección de laboratorios, quienes se encargarán de transformar las muestras de roca en muy delgados *slides* de 30µm de espesor (*Figura N° 3.7*).

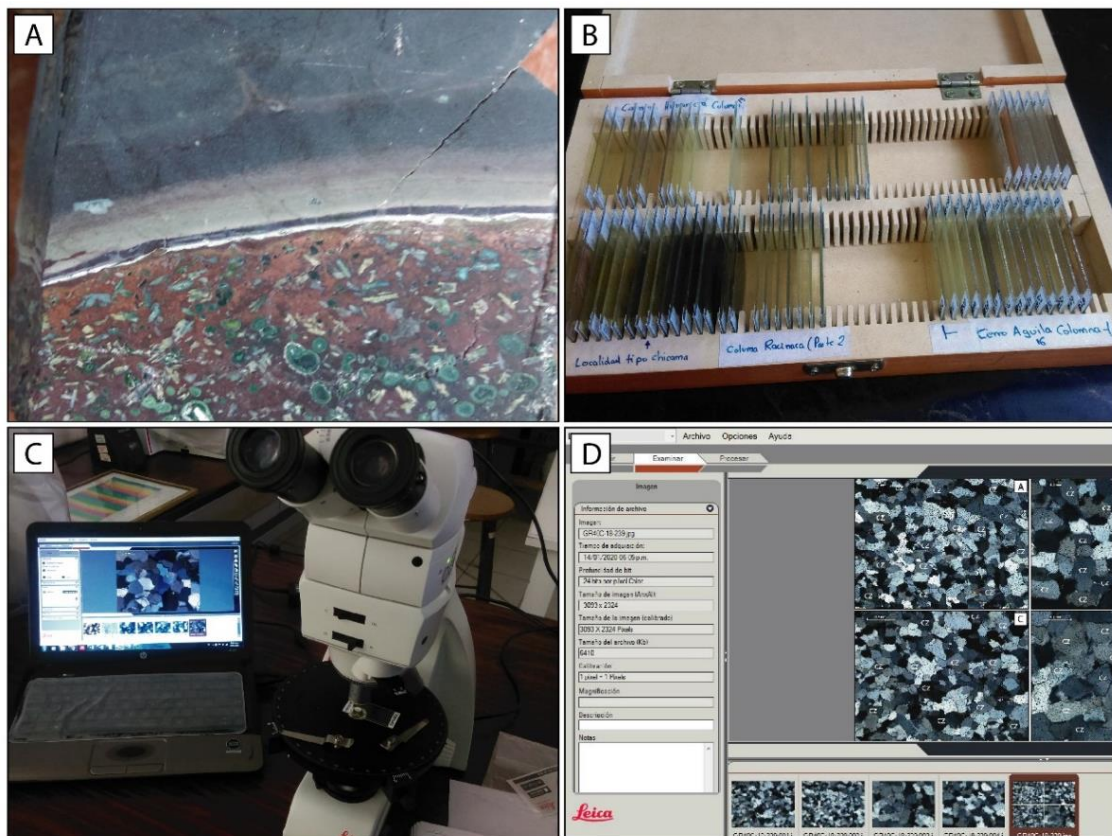


Figura N° 3.7. En A, muestra de roca cortada para preparar los slides. En B, slides areniscas del Grupo Chicama debidamente codificadas. En C, estudio petrográfico, de microfacies y conteo de Granos “método Gazzi-Dickinson”. En D, vista del Software LAS EZ de Leica con las areniscas ya estudiadas.

El procedimiento consiste en cortar la muestra con un petrotomo hasta formar delgados cortes de roca (galletas), estas serán adheridas a un portaobjetos de vidrio con el bálsamo de canada, posteriormente serán desgastados a un espesor de 30µm y cubiertos por un cubreobjetos. Las secciones delgadas serán estudiadas en microscopios petrográficos (*Figura N° 3.7*), los



estudios a realizar serán: petrografía de areniscas, identificación de microfacies detríticas y conteo modal de granos (método *Gazzi-Dickinson*).

3.2.5. Interpretación de resultados

El primer paso para la interpretación de los resultados se llevó a cabo con el estudio de las facies sedimentarias asociadas en la columna estratigráfica elaborada en campo. Posteriormente, los resultados obtenidos de los estudios petrográficos, microfacies, conteo de granos (método *Gazzi Dickinson*) identificaremos la proveniencia sedimentaria. La integración de estos dos resultados nos brindara herramientas para elaborar un modelo de reconstrucción de la paleogeografía en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

En el proceso de interpretación es necesario recurrir a toda la información relacionada con el área de estudio y de esta manera lograr unos resultados plausibles y confiables. Esta es la etapa más importante, porque es la analítica.

CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1.1. Ubicación

El área de estudio se ubica dentro del departamento de Ancash, comprendidos entre los distritos de Conchucos y Sihuas, limitados por los cuadrángulos de Pallasca 17(h)3, Pallasca 17(h)2, Corongo 18(h)4 y Corongo 18(h)1 (Figura N° 4.1). Morfológicamente se ubica en flanco este de la Cordillera Occidental específicamente en la sub división que corresponde al segmento de la Cordillera Blanca.

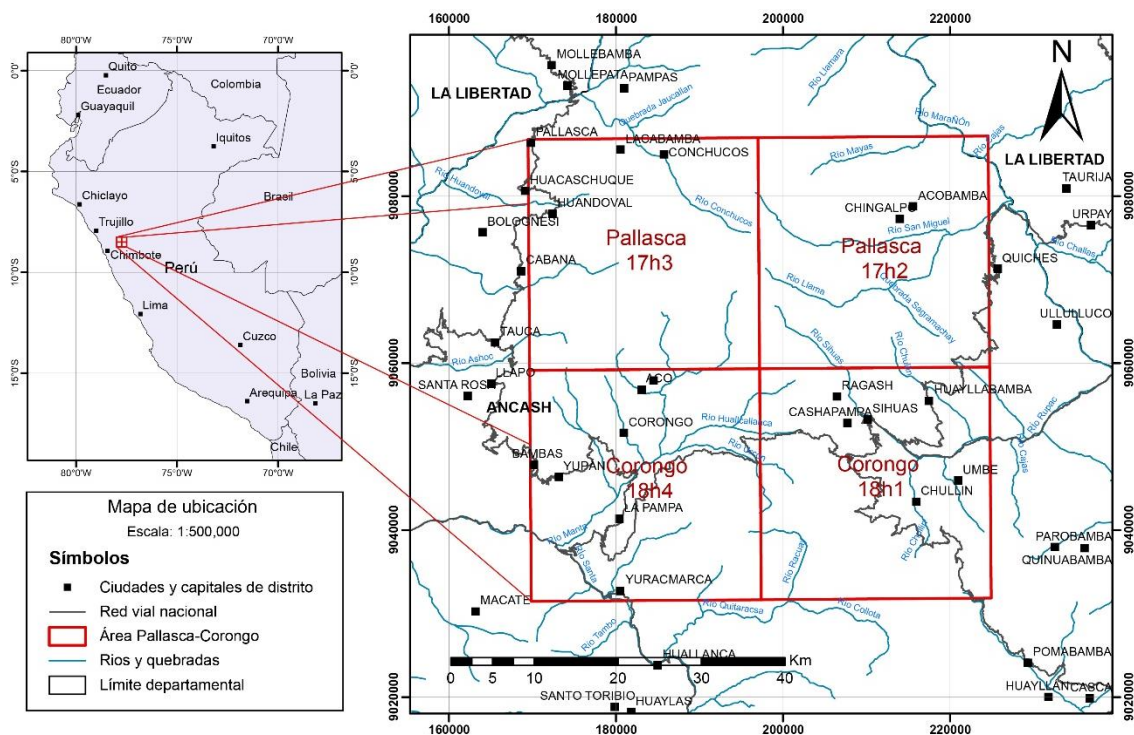


Figura N° 4.1. Mapa de ubicación del área de estudio en los cuadrángulos de Pallasca 17(h)3, Pallasca 17(h)2, Corongo 18(h)4 y Corongo 18(h)1. Ubicados en el departamento de Ancash y La Libertad.

4.1.2. Accesibilidad

El acceso a los distritos de Conchucos y Sihuas se puede realizar vía terrestre por la autopista del norte con dirección Lima – Nuevo Chimbote (426 km) en un tiempo de 6 horas

aproximadamente, el tiempo de viaje de Nuevo Chimbote a Sihuas (214 km) es de 7 horas aproximadamente esto debido a la buena condición de las carreteras, por otro lado, la ruta Conchucos - Nuevo Chimbote (194 km) que es 7 horas aproximadamente (*Tabla N° 4.1*).

Tabla N° 4.1. Distancias, tiempo de llegada y tipo de vía de lima a Sihuas y Conchucos.

Tramo	Distancia (Km)	Tiempo (h)	Tipo de vía
Lima – Nuevo Chimbote	426 km	6 horas aprox.	Asfaltada
Nuevo Chimbote - Conchucos	194 km	7 horas aprox.	Trocha carrossable
Nuevo Chimbote - Sihuas	214 km	7 hotas aprox.	Parcialmente asfaltado
Total	640 km aprox.	13 horas aprox.	

4.2. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

La Cordillera Occidental, Depresión Interandina y la Cordillera Oriental son las unidades morfoestuturales descritas en la geología de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) (Wilson et al., 1967). El desarrollo de estas estructuras está asociado a la orogenia Andina, por un periodo compresivo que alcanzó su máximo acortamiento en el Cenozoico, específicamente durante el Eoceno y Mioceno (Megard, 1984).

4.2.1. La Cordillera Occidental

Es la cadena montañosa de mayor elevación en los Andes Peruanos, constituida por un núcleo Paleozoico cubierto por rocas Mesozoicas y Cenozoicas alineadas con dirección andina NO-SE (Palacios, 1995). En el norte del Perú, esta unidad morfoestructural se divide en tres subdivisiones: (i) la Cordillera Blanca, (ii) El Valle del Santa y (iii) la Cordillera Negra (Wilson et al., 1967). Estas unidades morfoestructurales abarcan los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h)(*Figura N° 4.2*).

El origen de la subdivisión morfoestructural en la Cordillera Occidental está asociado a procesos geodinámicas internos tales como el emplazamiento del Batolito de la Cordillera Blanca (Margirier et al., 2015; Petford & Atherton, 1992), a pesar de estas sospechas probablemente el

mayor responsable de la exhumación y consecuente subdivisión sea el cambio climático durante un periodo de glaciación en el Pleistoceno (Margirier et al., 2016).

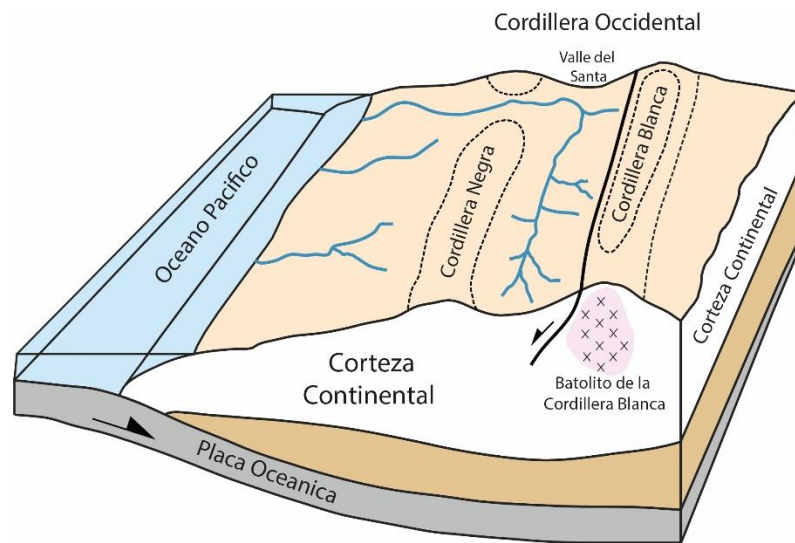


Figura N° 4.2. Cordillera Occidental. Se observa la Cordillera Negra y Blanca dividida por el Valle del Santa. Imagen modificada de Margirier et al. (2015).

4.2.2. La Depresión Interandina

Esta unidad geomorfológica está constituida por valles longitudinales interandinos de dirección NO-SE (Palacios, 1995). Los valles interandinos dan origen a los ríos Marañón, Mantaro, Apurímac y Vilcanota los cuales exhiben un cambio notable en la morfología lo cual nos indica el final de la Cordillera Occidental y el inicio de la Cordillera Oriental de oeste a este respectivamente (Figura N° 4.2).

4.2.3. La Cordillera Oriental

Es la cadena montañosa se ubica al extremo este de los Andes peruanos (Figura N° 4.2), está limitado por los ríos Marañón y Huallaga con una dirección NO-SE (Wilson et al., 1967). En cuanto a la geología principalmente se compone de rocas Paleozoicas que se extienden hacia el sur y norte.

4.3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La cuenca Mesozoica tiene su origen en el periodo Triásico, está asociado a formación del mar de *Tethys* (Jaillard et al., 1990, 1995), mencionado paleomar tiene su origen gracias a la ruptura del continente Pangea (200 Ma) que se dividió en dos nuevos continentes *Laurasia* y *Gondwana*.

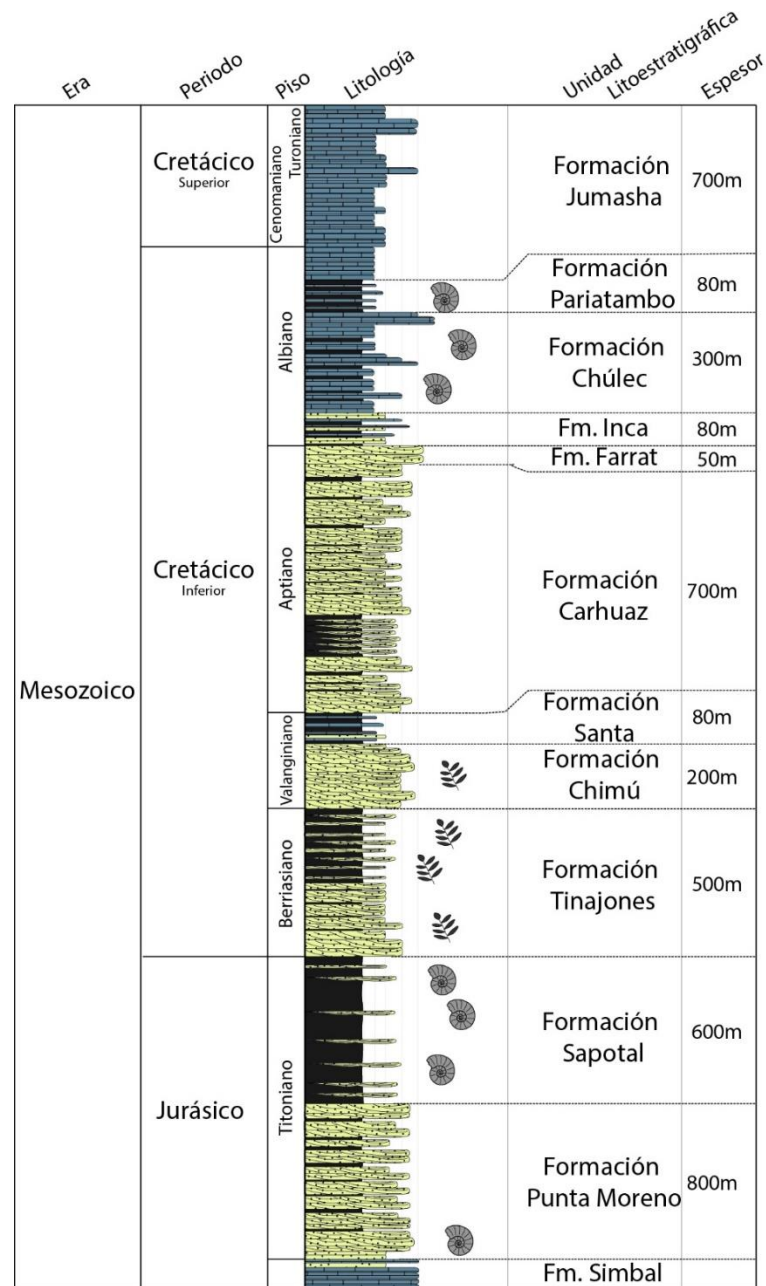


Figura N° 4.3. Columna estratigráfica generalizada de las unidades sedimentarias en la cuenca sedimentaria peruana noroccidental.



Producto de esta separación cortical se originó el *rift* Triásico en el margen oeste de lo que será los andes peruanos (Spikings et al., 2016), permitiendo el ingreso del mar desde el norte, evidencia de la separación cortical en el Triásico se le puede atribuir al volcanismo peralcalino de las *comentitas* del Grupo Mitu (Noble et al., 1978). El Grupo Mitu y Pucará solo se puede observar en la Cordillera Oriental al noreste del cuadrángulo de Pallasca 17(h)1.

La estratigrafía de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) se componen de rocas predominantemente Mesozoicas (*Figura N° 4.3*). La Formación Simbal del Titoniano (Jacay, 1992) comprende la unidad basal, compuesta por calizas tipo grainstone de color gris, esta unidad fue cartografiada por primera vez a 1 km al norte de la ciudad de Conchucos. A continuación, se depositaron los sedimentos siliciclásticos del Grupo Chicama, compuesto por secuencias potentes de areniscas y lutitas de color gris a gris oscuro, se le asignó una edad Titoniano – Berriasiano (Cossío & Jaén, 1967; Escudero, 1979; Jacay, 1992; Stappenbeck, 1929; Wilson et al., 1967), el ciclo sedimentario continúa en el Cretácico con las abundantes areniscas cuarzosas y delgados niveles de calizas del Grupo Goyllarisquizga. La Formación Inca, Chúlec, Pariatambo y Jumasha constituyen las secuencias carbonatadas del Cretácico Inferior y Superior, el espesor de las capas puede variar de 50 cm a 3 m (Benavides, 1956; Wilson, 1963; Wilson et al., 1967).

4.3.1. Relación del mar de *Tethys* y la evolución Andina (Jaillard et al., 1990, 1995)

En el periodo Triásico se llevó a cabo un evento tectónico a gran escala. La apertura del mar de *Tethys* fue un reflejo de separación del continente norteamericano del continente africano-sudamericano (*Figura N° 4.4A*). La separación de estas placas provocó un proceso de rifting cortical en el margen oeste de Sudamérica (~200 Ma) y continuó hasta el Jurásico Superior, permitiendo el ingreso del mar y una posterior depositación de sedimentos carbonatados y siliciclásticos de edad Jurásico. La dinámica de la cuenca Mesozoica Peruana que en un inicio fue extensiva pasaría a ser sinistral transformante (*Figura N° 4.4B*).

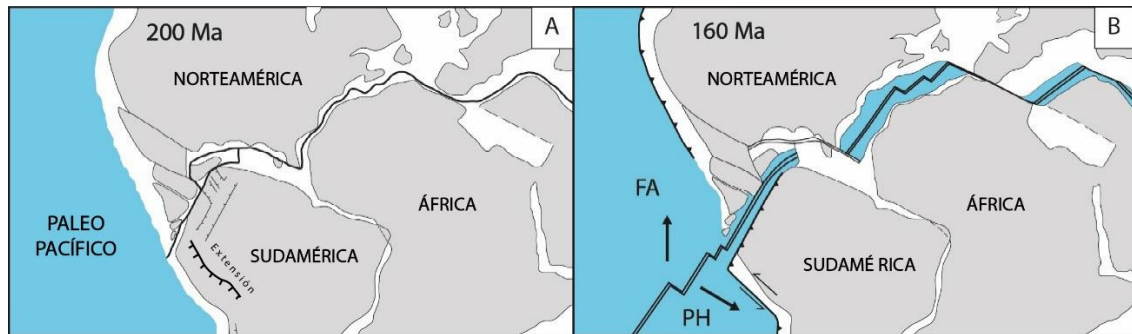


Figura N° 4.4. En A, Esbozo de la paleogeografía en el Periodo Triásico (~200 Ma), la separación de Pangea provocará extensión en el margen oeste de Sudamérica. En B, en el Jurásico Superior se puede observar la formación del mar de Tethys. Imagen modificada de Jaillard et al. (1990).

4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.4.1. Generalidades

Las rocas que afloran en los pueblos de Conchucos y Sihuas forman una pequeña parte de una extensa área deformada conocida como la “Faja Corrida y Plegada del Maraón” (FCPM). Estas rocas están compuestas por una pila sedimentaria Jurásica - Cretácica de más de 3000 m de espesor.

Anteriormente se afirmaba que la deformación era de piel gruesa. Sin embargo recientes observaciones de campo evidenciaron que los sedimentos del Grupo Chicama actúan como un nivel de despegue (Pfiffner & Gonzalez, 2013), en donde no se observa interacción de basamento, por ende, el estilo estructural correspondería a una tectónica piel delgada, donde el Grupo Chicama jugaría un rol determinante en el transporte de material sedimentario, actuando como nivel de despegue (Machaca, 2018).

4.4.2. La Faja Corrida y Plegada del Maraón

La Faja Corrida y Plegada del Maraón se extiende a lo largo de la Cordillera Occidental en el norte peruano entre los paralelos 7° y 12°30'. Se elaboró una sección estructural en los alrededores del pueblo de Conchucos, Ancash (Figura N° 4.6), donde se explica de manera esquemática los procesos de acortamiento que experimentaron estas rocas. Los primeros pulsos compresivos fueron evidenciándose en el Cretácico Superior, posteriormente en el Paleógeno y

Neógeno inicia un continuo ciclo de compresión. la FCPM alcanzó su máximo desarrollo durante la fase tectónica Andina, esta fase es considerada como el periodo de máximo acortamiento en los Andes Centrales (Megard, 1984).

4.4.3. Sección geológica del cerro Negro

Mediante las observaciones y mediciones en campo se pudo establecer que el Grupo Chicama actúa como nivel de despegue (*detachment*) y que su gran extensión superficial se debe a numerosas repeticiones (Torres, 2018) e intenso replegamiento (*Figura N° 4.5*). El Grupo Chicama juega un papel importante como nivel de despegue y es el responsable de transportar y deformar toda la pila sedimentaria del Cretácico. Al oeste no existe continuidad debido a la intrusión del Batolito de la Cordillera Blanca.

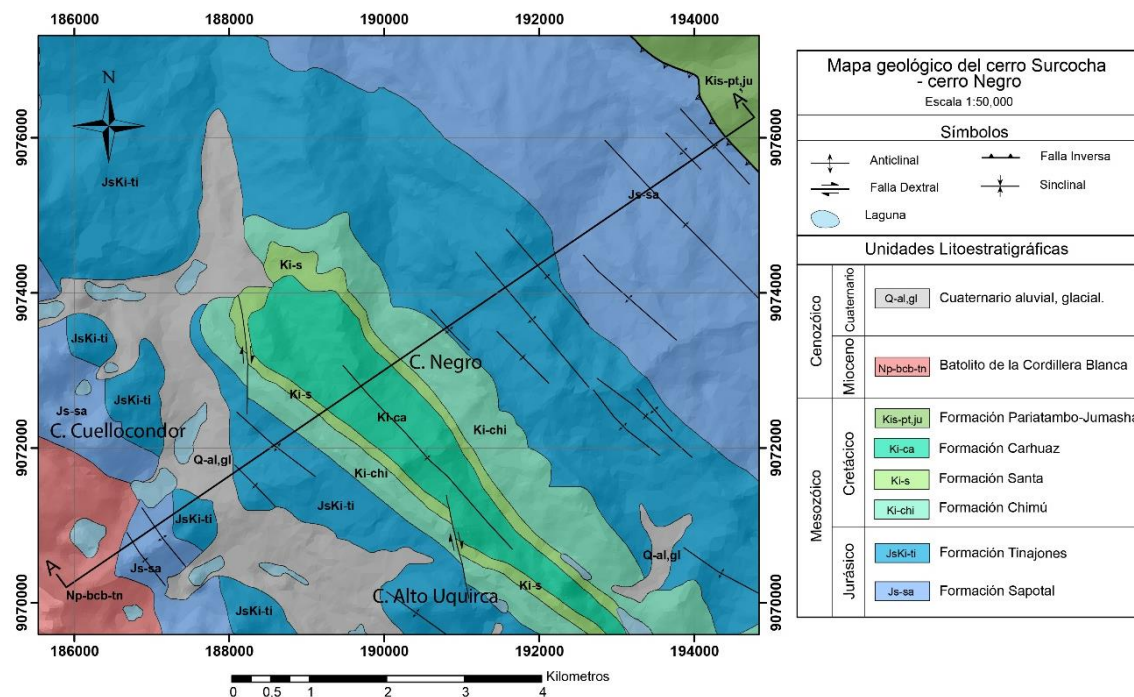


Figura N° 4.5. Mapa geológico de la sección del cerro Negro, está ubicada al sur del pueblo de Conchucos. Se constituye de unidades sedimentarias Jurásicas y Cretácicas. Imagen tomada de Machaca (2018).

4.4.3.1. Nivel de despegue (*Detachment*)

La FCPM se originó en la fase compresiva andina (Megard, 1984), durante esta compresión se desarrolló este nivel de despegue en las secuencias finas y arenáceas del Grupo Chicama, estos sedimentos son favorables para el desarrollo de este tipo de estructuras, actúan como un

cabalgamiento en una superficie paralela a estratificación (Chamberlin, 1962), sobre una superficie relativamente lisa en donde los sedimentos se desplazan a lo largo de un plano de falla con una vergencia NE (Figura N° 4.6). Es claro que no se observa interacción de rocas de basamento, por lo tanto, estamos hablando de una tectónica de “piel delgada”.

4.4.3.2. Zona de pliegues por propagación de falla

Un pliegue por propagación de falla se forma coetáneo al desarrollo de la falla mediante rampas que cortan estratos, de esta forma el acortamiento forma un pliegue de esta tipología (Mitra, 2002). En la sección geológica (Figura N° 4.6) se observa tres pliegues por propagación de falla los cuales provocan un replegamiento en superficie.

4.4.3.3. Zona de retrocorrimiento

El mecanismo para el desarrollo de un retrocorrimiento consiste en que el nivel de despegue ya no puede acortar más el frente y producto de un esfuerzo normal es que la vergencia de la falla cambia de sentido y consigo los buzamientos en superficie. Además, esta falla también genera plegamiento en las rocas siliciclasticas del Grupo Chicama.

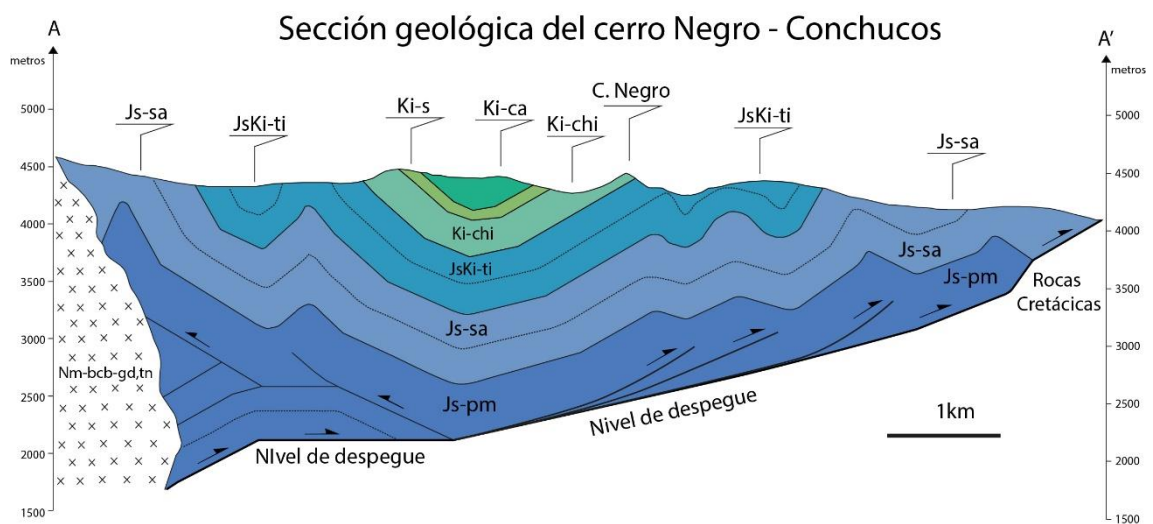


Figura N° 4.6. Sección geológica interpretada del cerro Negro. El Grupo Chicama actúa como un buen nivel de despegue en la Formación de la faja corrida y plegada del Marañón. Imagen tomada de Machaca (2018).



4.5. PALEONTOLOGÍA

La evidencia de la existencia de vida hace millones de años no podría ser posible sin la existencia de fósiles (Camacho, 2008). Los fósiles fueron estudiados a lo largo del tiempo por investigadores que lograron entender los procesos biológicos por los cuales eran regidos. Los invertebrados fósiles dominan todo el Fanerozoico por ende su importancia paleontológica es evidente (Martínez & Rivas, 2009). Las observaciones de campo de los fósiles deben tomar en cuenta la distribución, preservación (*tafonomía*) y relación con el sedimento (Tucker, 2003).

4.5.1. Ammonites

Corresponden a fauna de la clase Cephalopoda, los cefalópodos son organismos de simetría bilateral, exclusivamente marinos, ágiles y flotantes, actualmente adaptados a variados ambientes marinos, desde las regiones costeras hasta las profundidades oceánicas, la mayoría pelágicos, nadadores activos y carnívoros (Camacho, 2008; Nichols, 2009). Se encontraron muchos especímenes fósiles en las campañas de campo. La paleontología de ammonites nos proveerán de información valiosa acerca de la edad de los depósitos sedimentarios y paleoecología.

El Grupo Chicama es una unidad característicamente fosilífera, Wilson et al. (1967) en los cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari reportó especies de ammonites de *Perisphinctes*, *Berriasella* y *Aspidoceras*. En las campañas de campo correspondiente a la actualización de la carta geológica nacional a escala 1:50,000, se identificaron especies de ammonites correspondientes a *Windhausenicerias*, *Substeueroceras*, *Argentinerias*, estos contribuyen a un mejor entendimiento y posterior estudio del Grupo Chicama.

4.5.2. Gasterópodos

Pertenecientes a la familia de los moluscos de cuerpo alargado, sus órganos son sometidos a un proceso de torsión que les otorga esa distintiva forma enrollada (Martínez & Rivas, 2009). Son fósiles abundantes y comunes en depósitos de mares someros (Nichols, 2009), pero también



se pueden identificar gasterópodos en aguas salobres, dulces y tierra firme (Martínez & Rivas, 2009). En la Formación Tinajones se observó pequeños ejemplares de gasterópodos asociados a niveles de plantas y restos vegetales fósiles.

4.5.3. Tafonomía

La Tafonomía como disciplina científica estudia los procesos de fosilización y de la formación de los yacimientos de fósiles (López, 2000). El potencial de flotabilidad de las conchas de ammonites tiene un especial interés, dada su condición de nadadores, el desplazamiento posterior de la concha siempre existirá (Martínez & Rivas, 2009), esto quiere decir que los ammonites pueden ser desplazados a ambientes más someros.

4.5.4. Paleobotánica

Es el estudio de plantas fósiles, Sánchez (2012) nos dice que es una herramienta para identificar los ecosistemas del pasado geológico, para ello es necesario el estudio de plantas fósiles tanto a nivel microscópico (polen y esporas) como macroscópico (hojas, tallos, flores y frutos). La acumulación y posterior fosilización de las plantas se dio en el lugar donde las plantas vivieron y murieron (Selley, 2000), la movilidad o transporte de los restos de plantas por procesos tafonómicos es irrelevante (Sánchez, 2012).

En las campañas de campo correspondiente a la actualización de la carta geológica nacional a escala 1:50,000, se identificó la mayor cantidad de plantas fósiles albergados en la Formación Tinajones, estos ejemplares si bien no son diagnósticos en cuanto a la edad de sedimentación de la unidad, son muy buenos indicadores climáticos. Además, la presencia de capas de carbón en esta unidad está justificada con la abundancia de restos vegetales.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL JURÁSICO SUPERIOR Y CRETÁCICO INFERIOR

La geología del área de estudio está comprendida predominantemente por formaciones sedimentarias Jurásicas y Cretácicas (*Tabla N° 5.1*). Estas unidades afloran a lo largo de la Cordillera Occidental, específicamente en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), con una dirección noreste-sureste.

Tabla N° 5.1. Síntesis estratigráfica del área estudiada en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), compuesto predominantemente por unidades Mesozoicas

Era	Periodo	Época	Edad	Benavides (1956)	Wilson (1967)	Boletín N° 17 - Cossio & Jaén (1967)	El carbon del Alto Chicama - Escudero (1979)	Jacay (1992)	Presente estudio	George (2019) Cordillera Oriental	Erlich (2018) Cuenca Huallaga						
Mesozoico	Cretácico	Inferior	Aptiano	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Gpo. Goyllarisquizga	Grupo Goyllarisquizga	Grupo Goyllarisquizga						
			Hauteriviense									Fm. Farrat	Fm. Farrat	Fm. Farrat	Fm. Farrat	Fm. Farrat	
			Valanginiano									Fm. Carhuaz	Fm. Carhuaz	Fm. Santa-Carhuaz	Fm. Carhuaz	Fm. Carhuaz	
		Berriasiense	Fm. Santa									Fm. Santa	Fm. Santa	Fm. Santa	Fm. Santa		
			Fm. Chimú									Fm. Chimú	Fm. Chimú	Fm. Chimú	Fm. Chimú		
	Jurásico	Superior	Titoniano	Fm. Chicama	Fm. Chicama	Grupo Chicama	M. Superior M. Medio M. Inferior	Grupo Chicama	Grupo Chicama	Grupo Chicama	Fm. Tinajones	Fm. Sapotal					
													Fm. Tinajones	Fm. Tinajones	Fm. Tinajones	Fm. Tinajones	Fm. Tinajones
													Fm. Sapotal	Fm. Sapotal	Fm. Sapotal	Fm. Sapotal	Fm. Sapotal
													Fm. Punta Moreno	Fm. Punta Moreno	Fm. Punta Moreno	Fm. Punta Moreno	Fm. Punta Moreno
			Formación Simbal										Formación Simbal	Formación Simbal	Formación Simbal	Formación Simbal	
Kimmeridgiano-Oxfordiano									Fm. Sarayaquillo	Fm. Sarayaquillo							

5.1.1. Formación Simbal (Js-si)

Las secuencias sedimentarias pre deposición del Grupo Chicama, están compuestas por areniscas de grano muy fino de color gris con niveles de limoarcillitas de color gris oscuro, con laminaciones horizontales y eventuales rizaduras de corriente estos sedimentos se encuentran intercalados con calizas esparíticas y calizas tipo grainstone (*Figura N° 5.1B*) de color gris beige claro, en estratos de más de 1 m de espesor (*Figura N° 5.1A*).

Jacay (1992) describe unas secuencias con características similares en el valle del Chicama, es por ello que asumiremos que las secuencias sedimentarias pre-Grupo Chicama identificadas en la Cordillera Occidental corresponden a la Formación Simbal. Se descarta que estemos hablando

del Grupo Pucará (Formación Condorsinga) debido a que esta unidad está compuesta por secuencias carbonatadas sin evidencia de estratos siliciclásticos. Además, el tiempo en de sedimentación de una unidad con respecto a la otra es muy grande lo cual descarta al Grupo Pucará.

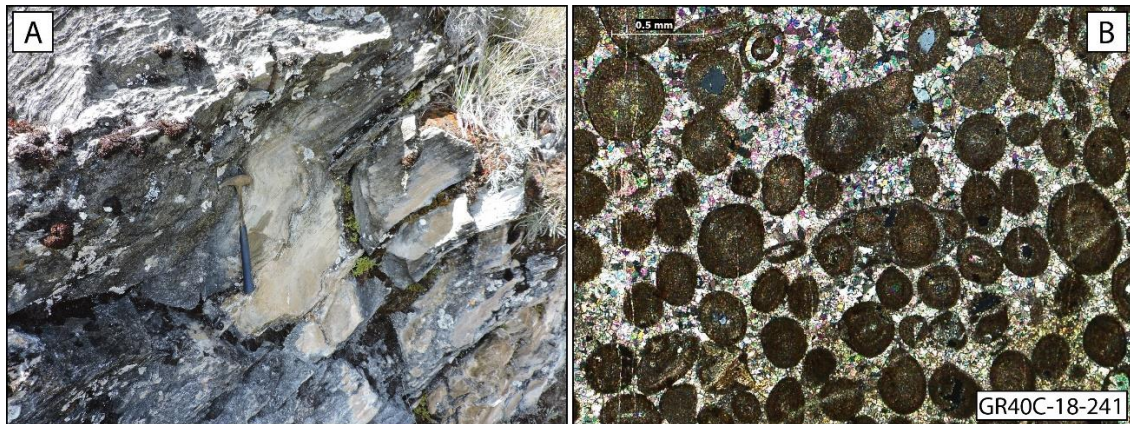


Figura N° 5.1. Formación Simbal. En A, calizas esparíticas color gris oscuro, se observan granos de carbonato de calcio. En B, microfotografía de calizas tipo grainstone de oolitos cementados. Vista en nicoles cruzados.

Edad: Basado en estudios paleontológicos de ammonites, Jacay (1992) nos indica que la edad de esta unidad corresponde al Títoniano Inferior y puede extenderse a pisos inferiores.

5.1.2. Grupo Chicama (JsKi-chi)

Stappenbeck (1929) fue el primero en estudiar esta unidad sedimentaria. Colectó especies fosilíferas, describió las facies características y a estas las denominó como “Capas Chicama”. Años después fue elevado a la categoría de “Formación Chicama” (Cossío & Jaén, 1967) y se describió una gruesa serie sedimentaria compuesta principalmente de lutitas pizarrosas, lutitas arenosas y ocasionalmente horizontes de areniscas, pudiéndose distinguir tres miembros (Escudero, 1979). A finales del siglo pasado Jacay (1992) elevó esta unidad a la categoría de “Grupo Chicama”, describió tres formaciones la Formación Punta Moreno (Figura N° 5.2), Sapotal (Figura N° 5.3) y Tinajones (Figura N° 5.4). Esta unidad abarca gran extensión en el norte de la Cordillera Occidental.

5.1.2.1. Formación Punta Moreno (Js-pm)

Fue descrita en el cuadrángulo de Otuzco por Jacay (1992) está compuesta por una gruesa secuencia de areniscas de grano grueso y medio (*Figura N° 5.2A*), color gris pardo a gris beige, intercalado con lutitas grises claras y grises verdosas, se observan ocasionales niveles de areniscas volcánico-sedimentarias con matriz arcillosas y tobas. En la Cordillera Occidental, específicamente en las hojas de Corongo 18(h) y Pallasca 17(h) se observa una gruesa secuencia sedimentaria compuesta predominantemente por areniscas cuarzosas de color blanco beige y gris claro, hacia el tope esta unidad se va cargando de lutitas grises. Además, es evidente la influencia de niveles volcánicos-sedimentarios. Esta unidad sedimentaria presenta abundancia de fósiles de ammonites, estos se encuentran en nódulos de limoarcillitas negras, los fósiles se preservaron muy bien (*Figura N° 5.2B*).

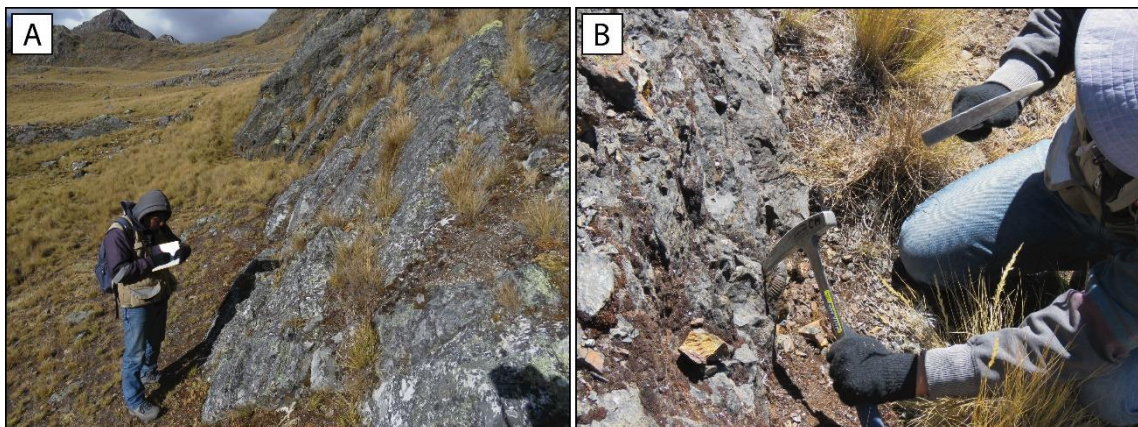


Figura N° 5.2. En A, afloramiento de areniscas gris oscuras en la laguna Racainaca. En B, extracción de ammonite en la base de la Formación Punta Moreno.

5.1.2.2. Formación Sapotal (Js-sa)

Al igual que la Formación Punta Moreno esta unidad fue descrita en la hoja de Otuzco por Jacay (1992). En la Cordillera Occidental esta unidad está compuesta por una secuencia monótona y potente de lutitas grises oscuras con delgados lentes de areniscas grises que lateralmente se van canalizando (*Figura N° 5.3A*), la presencia de fauna fósil (ammonites) es una característica particular, estos se observan en nódulos (*Figura N° 5.3B*). Morfológicamente presenta relieves negativos en afloramiento, son sedimentos bastante deformados (foliados), en

algunos afloramientos se observan pizarras gris oscuras cuyo origen puede estar vinculado al emplazamiento del Batolito de la Cordillera Blanca.

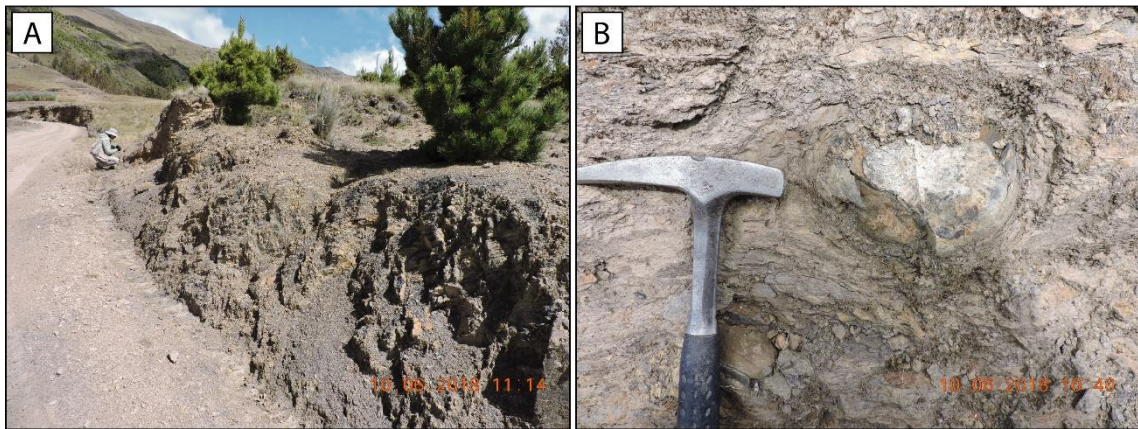


Figura N° 5.3. Formación Sapotal. En A, secuencias de lutitas grises con delgados y esporádicos niveles de areniscas. En B, nódulo con fósil de ammonite.

5.1.2.3. Formación Tinajones (Ki-ti)

John Wilson (1984) describe secuencias rocas volcánico-sedimentarias, grauvacas, lutitas, tobas y conglomerados, dispuestos en estratos delgados. En Cordillera Occidental se puede distinguir una miembro inferior compuesto por predominantemente areniscas de color blanco gris a blanco beige, en estratos de 50 cm, con delgados niveles de lutitas gris oscuras (Figura N° 5.4). El miembro superior está compuesto por una intercalación de lutitas grises oscuras con delgados niveles de areniscas grises claras y grises beige. Es característico de esta formación los abundantes restos de plantas fósiles y eventuales lentes de carbón.



Figura N° 5.4. Formación Tinajones, En A, areniscas gris oscuras con delgados niveles de limoarcillitas, en estratos de 20cm. En B, vista en afloramiento de las secuencias siliciclásticas.

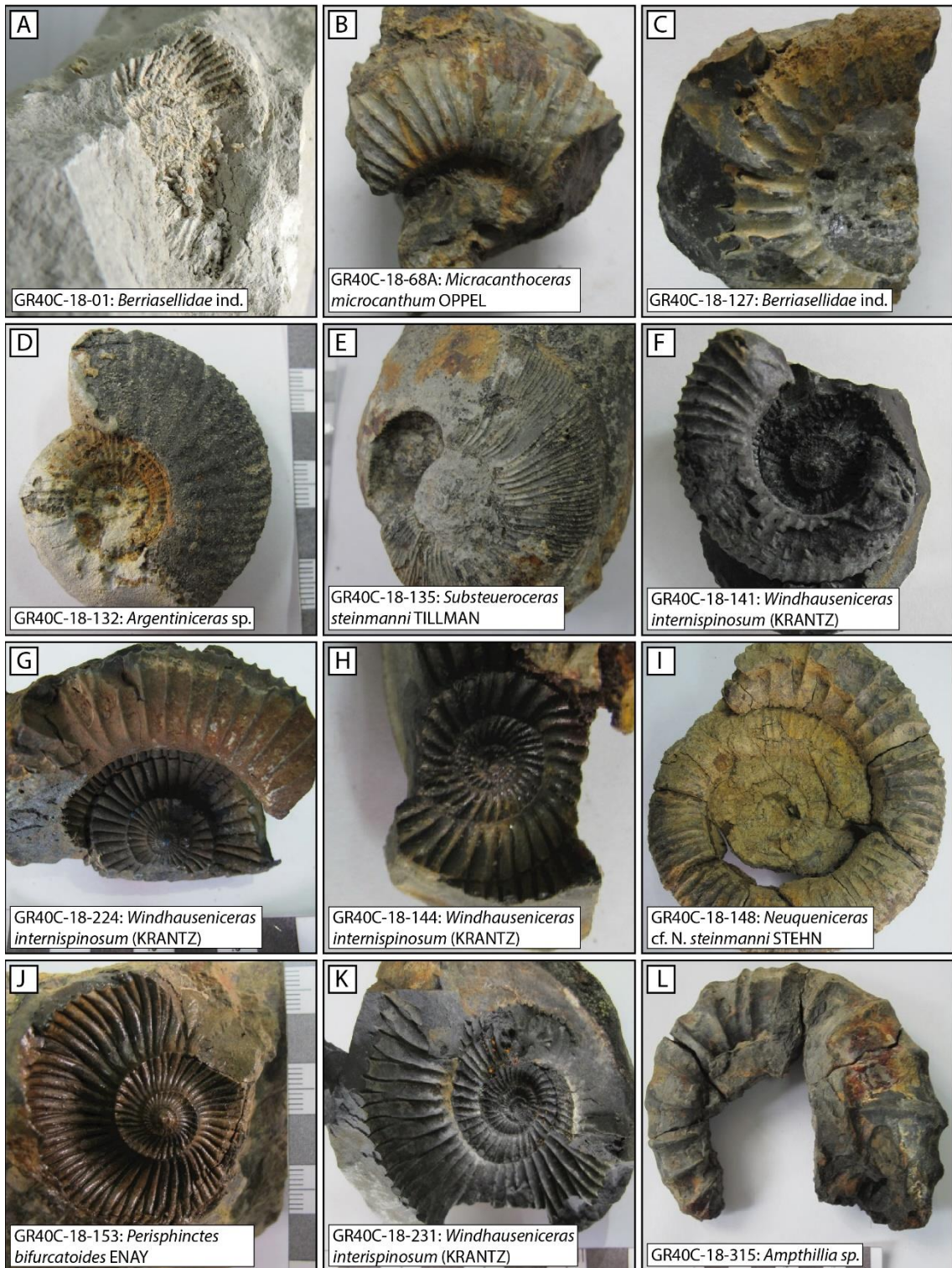


Figura N° 5.5. Principales especímenes fósiles de ammonites de Grupo Chicama, fueron colectados en las campañas de campo del proyecto GR40C - Geología Regional. Determinaciones paleontológicas realizadas en el Área de Paleontología del INGEMMET.

Edad: El Grupo Chicama se caracteriza por ser una unidad sedimentaria muy fosilífera, los estudios taxonómicos realizados los ammonites en Grupo Chicama indican una edad



correspondiente entre el Titoniano y el Berriasiano (Enay et al., 1996; Jacay, 1992; Stappenbeck, 1929). Sin embargo, en base a los ammonites (*Figura N° 5.5*, Anexo B y C) colectados en las campañas de campo de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), y en función a la biozonación de ammonites (*Figura N° 5.10*), se le asignó una edad de Titoniano Medio a Titoniano Superior.

5.1.3. Grupo Goyllarisquizga

McLaughlin (1924) clasificó a esta secuencia como la “areniscas Goyllarisquizga”, posteriormente Jenks (1951) eleva esta unidad a la categoría de Formación Goyllarisquizga. Es elevado a la categoría de Grupo Goyllarisquizga por John Wilson (1963). Está constituido por la Formación Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat. Nuestro estudio se centra únicamente en la Formación Chimú.

5.1.3.1. Formación Chimú (Ki-chi)

La Formación Chimú representa el inicio del ciclo sedimentario Cretácico y la unidad basal del Grupo Goyllarisquizga (*Figura N° 5.6*). Inicialmente fueron denominaron a esta secuencia con el nombre de “areniscas del *Wealdiano*” (Stappenbeck, 1929). Benavides (1956) describe una secuencia maciza de areniscas blancas de grano fino a medio, con niveles de carbón y restos de plantas fósiles. Cruzado (1959) eleva a esta unidad sedimentaria a la categoría de “Formación Chimú”. Está compuesto por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, predominantemente de color blanco, con abundantes laminaciones oblicuas y bases de erosivas de canal, presenta lentes de carbón que lateralmente se van acortando (*Figura N° 5.6*).

Edad: En esta unidad solo se encontraron restos de plantas en los niveles carbonosos. Estos sedimentos se sobreyacen al Grupo Chicama de edad Titoniano-Berriasiano, por posición estratigráfica se le asigna una edad de Valanginiano Inferior.

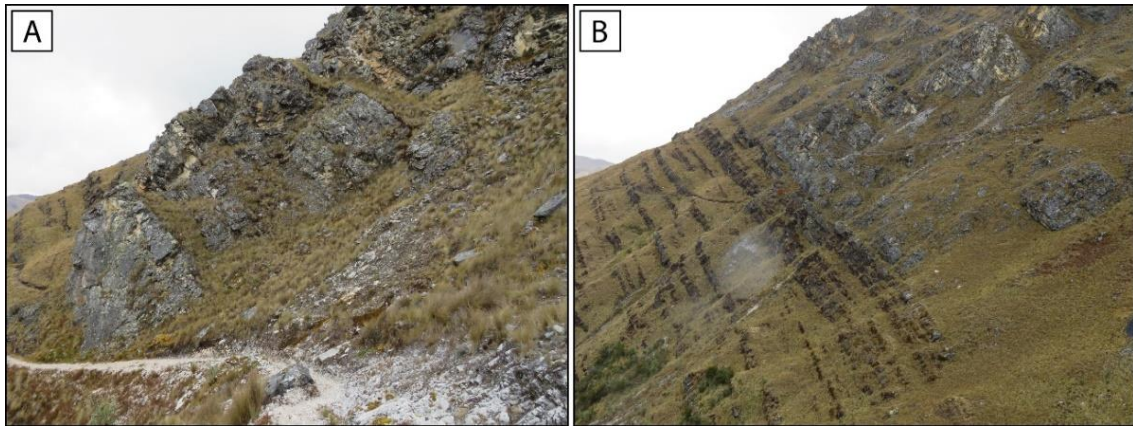


Figura N° 5.6. En A, afloramiento areniscas de la Formación Chimú. En B, se observa claramente el contacto entre la Formación Chimú y la Formación Tinajones, se visualiza un contacto concordante.

5.1.3.2. Formación Santa (Ki-sa)

Stappenbeck (1929) denomina a esta unidad con el nombre de “lutitas intermedias”, Benavides (1956) eleva a la categoría de Formación Santa. Esta delgada unidad sedimentarias de 60 a 80 m de espesor está compuesta por lutitas grises oscuras con delgados niveles de calizas grises oscuras, en estratos de 50 a 70 cm de espesor (Figura N° 5.7A). En esta formación se reportó micro fauna fósil (Benavides, 1956)(Figura N° 5.7B).

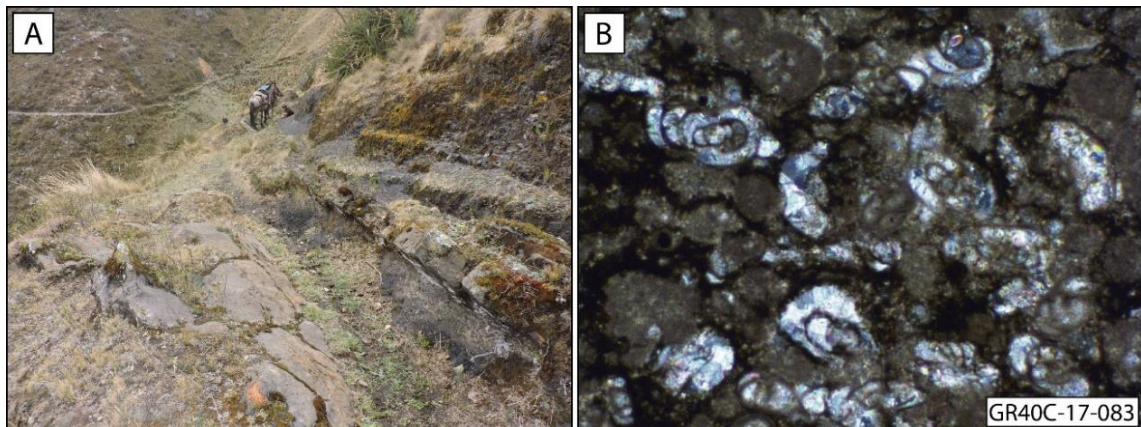


Figura N° 5.7. Formación Santa, En A, secuencias típicas de la Formación Santa en la hoja de Pallasca 17(h)3. En B, microfósil de foraminífero: *Rumanoloculina pseudominima* (Bartenstein & Kovatcheva), Barremiano – Aptiano, fósil de ambiente marino.

Edad: Se identificó un foraminífero fósil (*Valanginites broggii*) el cual es característico de la Formación Santa (Benavides, 1956). Este fósil permite asignarle una edad de Valanginiano Superior a la Formación Santa. Además, en las campañas de campo se colectó la muestra de

caliza en donde se identificaron foraminíferos de la especie *Rumanoloculina pseudominima* (Bartenstein & Kovatcheva), la edad de este microfósil corresponde al Barremiano – Aptiano (Figura N° 5.7).

5.1.3.3. Formación Carhuaz (Ki-ca)

Benavides en (1956) define esta unidad en las proximidades de la ciudad de Carhuaz, está compuesto por lutitas de capas delgadas, suaves, friables, de color marrón y lutitas limosas de color púrpura intercaladas con algunas capas delgadas de areniscas cuarzosas, gris claro a marrón, con estratificación cruzada (Figura N° 5.8A). En la hoja de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), se observa una predominancia de areniscas cuarzosas de color gris claro de grano medio a fino (Figura N° 5.8B) con niveles delgados de lutitas abigarradas.

Edad: En la Formación Carhuaz no se encontraron fósiles que ayuden a establecer la edad, infrayace a las rocas sedimentarias de la formación Inca (Albiano Inferior) y sobreyace a la Formación Santa (Valanginiano). Por posición estratigráfica se infiere que esta unidad tiene un rango de edad de Valanginiano Superior a Aptiano Inferior.

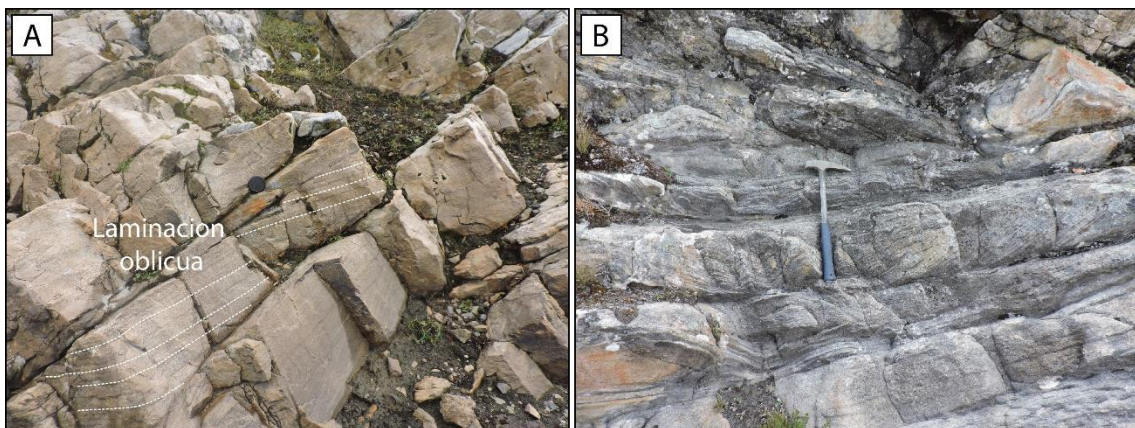


Figura N° 5.8. Secuencias de areniscas típicas de la formación Carhuaz en Pallasca. En A, laminación oblicua en areniscas de 20 a 30 cm de espesor. En B, laminaciones oblicuas y niveles de canales.

5.1.4. Geología de las secciones Puente Águila y Choropampa

El cartografiado geológico regional es un importante procedimiento para cualquier tipo de obra. Sin un mapa geológico no se podría realizar un correcto estudio de cualquier índole. Es por ello que antes del estudio de facies y proveniencia sedimentarias del Grupo Chicama y

Formación Chimú se cartografió y delimito cada una de las unidades sedimentarias con la finalidad de presentar resultados confiables, de esta manera se identificó sitios idóneos para la realización de trayectos geológicos para realizar columnas estratigráficas. Tales trayectos corresponden a las localidades de Puente Águila y Choropampa (*Figura N° 5.9*). En el marco del programa de Actualización de la Carta Geológica Nacional (INGEMMET) a escala 1:50 000. se actualizó los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h). La *Figura N° 5.9* muestra recortes del cartografiado realizado, donde se enfatiza la geología y estratigrafía del trayecto.

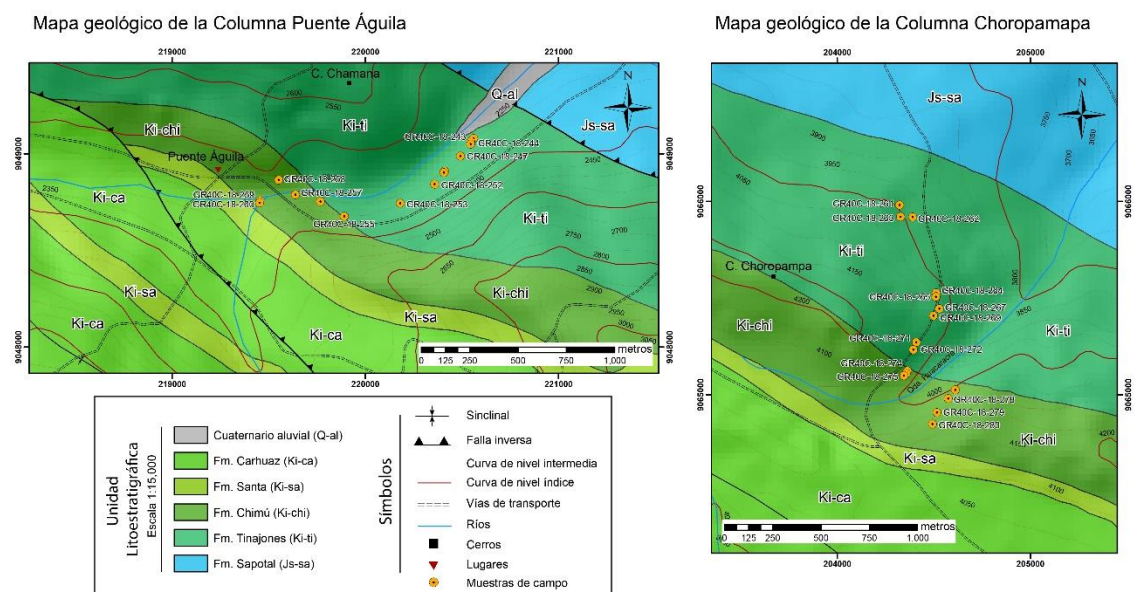


Figura N° 5.9. Mapas de ubicación de las columnas estratigráficas Puente Águila y Choropampa (Ver anexo A, para mapa geológico regional). Mapa modificado del Proyecto GR40C-INGEMMET.

La sedimentación en el Jurásico Superior y en el Cretácico Inferior se caracteriza particularmente por ser siliciclástica. La Formación Punta Moreno y Sapotal son unidades fosilíferas en donde se puede asociar fauna ammonoidea para definir límites cronológicos. Por otro lado, tenemos a las secuencias arenáceas de la Formación Tinajones y Chimú, son unidades en donde la fauna fósil desaparece drásticamente, mientras que la flora fósil se hace una característica distintiva de estas unidades en la Cordillera Occidental. La ausencia de ammonites imposibilita un análisis paleontológico para estas unidades, por ello se recurre a un análisis petrográfico, el cual nos permite identificar variaciones en la composición modal y por tanto en la estratigrafía.

5.1.5. Biozonación del Grupo Chicama

Se colectaron y analizaron 30 muestras de ammonites, los cuales fueron estudiados por el área de paleontología de la dirección de Geología Regional (INGEMMET). La asignación de unidades bioestratigráficas ha sido empleada en esta tesis y se basó en los procedimientos de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980; Reguant & Ortiz, 2001). La biozonación del Grupo Chicama consta de biozonas de Extensión de taxón en base a la primera aparición del taxón índice (*FAD*) y la última aparición del taxón índice (*LAD*) de cada zona bioestratigráfica. De manera análoga, se generó la biozonación por Asociación de taxón, el cual está caracterizada por la agrupación de tres o más taxones. La colecta de fauna fósil de ammonites hizo posible la biozonación del Grupo Chicama (*Figura N° 5.10*). La fauna fósil en esta unidad está relacionada y distribuida verticalmente y en estratos compuestos por limos y arcillas grises con nódulos de ammonites. De esta manera realizó una propuesta de escala bioestratigráfica para el Titoniano-Berriasiano.

En el Grupo Chicama se identificó especies de ammonites que corresponden a la Biozona de Extensión *Windhausenicerias internispinosum* que indica una edad Titoniano Medio para las rocas de la Formación Punta Moreno. También se asignó la Biozona por Asociación *Substeueroceras koeneni* el cual indica una edad Titoniano Superior para la Formación Sapotal. Del mismo modo, se determinó la biozona por Asociación *Argentiniceras bituberculatum* que indica una edad de Berriasiano Inferior para la base de la Formación Tinajones. que constituye la base del Berriasiano Inferior, no se identificó el límite Superior (*Figura N° 5.10*).

Zona Bioestratigráfica *Windhausenicerias internispinosum* (Parent, 2003; Parent et al., 2015; Salazar, 2012; Westermann, 2005). Esta biozona se caracteriza por la primera aparición aparenta (*FAD*) del taxón índice *Windhausenicerias internispinosum* (Titoniano Medio) y su última extinción aparente (*LAD*), y a su vez, está asociada al género *Blandfordiceras* sp. y *Subdichotomoceras* sp. Ejemplares de esta biozona también fueron reportadas en sedimentos de

la Formación Gramadal del sur del Departamento de Arequipa (Alván et al., 2010). Tales sedimentos son muy similares a los descritos en la región sur de Perú.

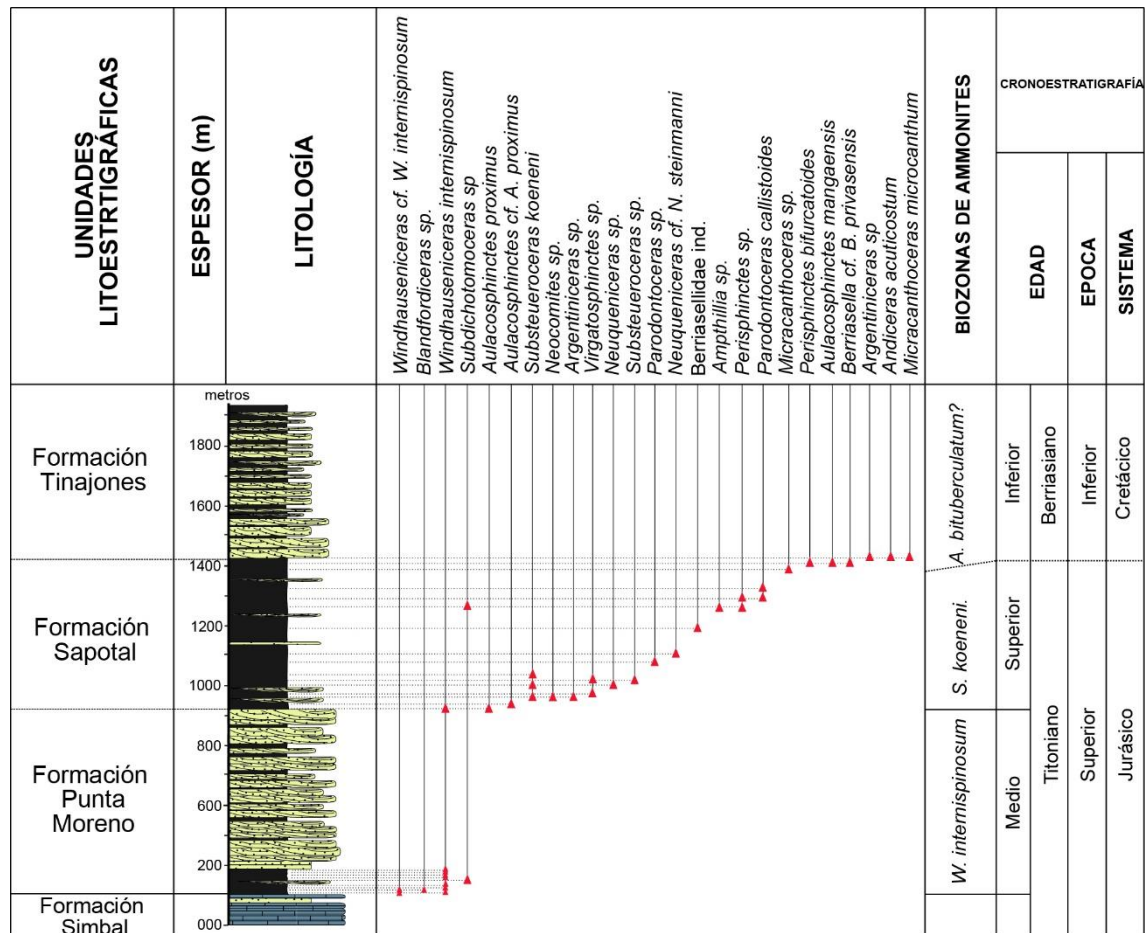


Figura N° 5.10. Biozonación del Grupo Chicama, los ammonites sugieren una edad restringida al Titoniano Medio-Superior.

Zona Bioestratigráfica *Substeueroceras koeneni*, se caracteriza por las especies de *Aulacosphinctes proximus*, *Substeueroceras koeneni*, *Paradontoceras callistoides*, *Neocomites* sp., *Virgatosphinctes* sp., *Neuquenicer* sp., *Perisphinctes* sp. y *Micracanthoceras* sp., esta asociación paleontológica nos indica la Biozona *Substeueroceras koeneni* (Titoniano Superior) que delimita el Titoniano Superior. El ejemplar *Virgatosphinctes* sp. fue reportado por Alván et al. (2010) en sedimentos finos negros de la parte superior de la Formación Cachíos en Yura, Arequipa.

Zona Bioestratigráfica *Argentiniceras bituberculatum?* (Parent et al., 2015; Riccardi, 2008; Salazar, 2012). La asociación paleontológica de ammonites de las especies de *Berriasella*



privasensis, *Perisphinctes biturcatoides*, *Micracanthiceras microcanthum*, *Andiceras acuticosstum* y *Argentiniceras* sp., Sugiere la Biozona *Argentiniceras bituberculatum* (Berriasiano Inferior). Sin embargo, el alcance del límite superior de esta Biozona no fue posible deducir por la escasa información paleontológica.

5.1.6. Tendencia composicional de la Formación Tinajones y Chimú

La descripción de la Formación Tinajones y Chimú en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 17(h) en la Cordillera Occidental se realizó mediante el estudio de la petrografía de areniscas. La variación en el contenido porcentual de los granos minerales de las areniscas, es una herramienta de carácter distintivo entre ambas unidades.

Las modas porcentuales de los granos minerales de la Formación Tinajones nos indican un elevado contenido de cuarzo, un significativo contenido de muscovita, minerales pesados, líticos, abundante matriz de sericita y arcillas, y un nulo contenido de feldespatos (*Figura N° 5.11*), texturalmente el tamaño de los granos varía entre de grano fino a medio. Por otro lado, la Formación Chimú se compone de un alto contenido de cuarzo y en algunas muestras compuesto exclusivamente de cuarzo, contenidos menores de minerales pesados y líticos, los granos de muscovita, feldespatos y el contenido de matriz es notablemente mínimo o nulo (*Figura N° 5.11*), el tamaño de grano varia de medio a grueso.

De los resultados obtenidos en la petrografía de areniscas, el análisis de litofacies y mediante la paleontología de ammonites se logró establecer que la edad de la formación Punta Moreno y Sapotal corresponde al Titoniano Medio-Superior, mientras que la sedimentación de la Formación Tinajones corresponde exclusivamente al Berriasiano Inferior (Cretácico Inferior) y no al Titoniano-Berriasiano como se estableció anteriormente (Jacay, 1992). Por otro lado, a la Formación Chimú se le asigna una edad de Valanginiano por posición estratigráfica (Benavides, 1956; Cossío & Jaén, 1967; Escudero, 1979; Wilson et al., 1967). Según las normas de la guía estratigráfica internacional las unidades sedimentarias no pueden transgredir de un periodo, serie

o piso (Hedberg, 1980), es decir que una unidad sedimentaria no puede constituir parte del Jurásico y del Cretácico a la misma vez.

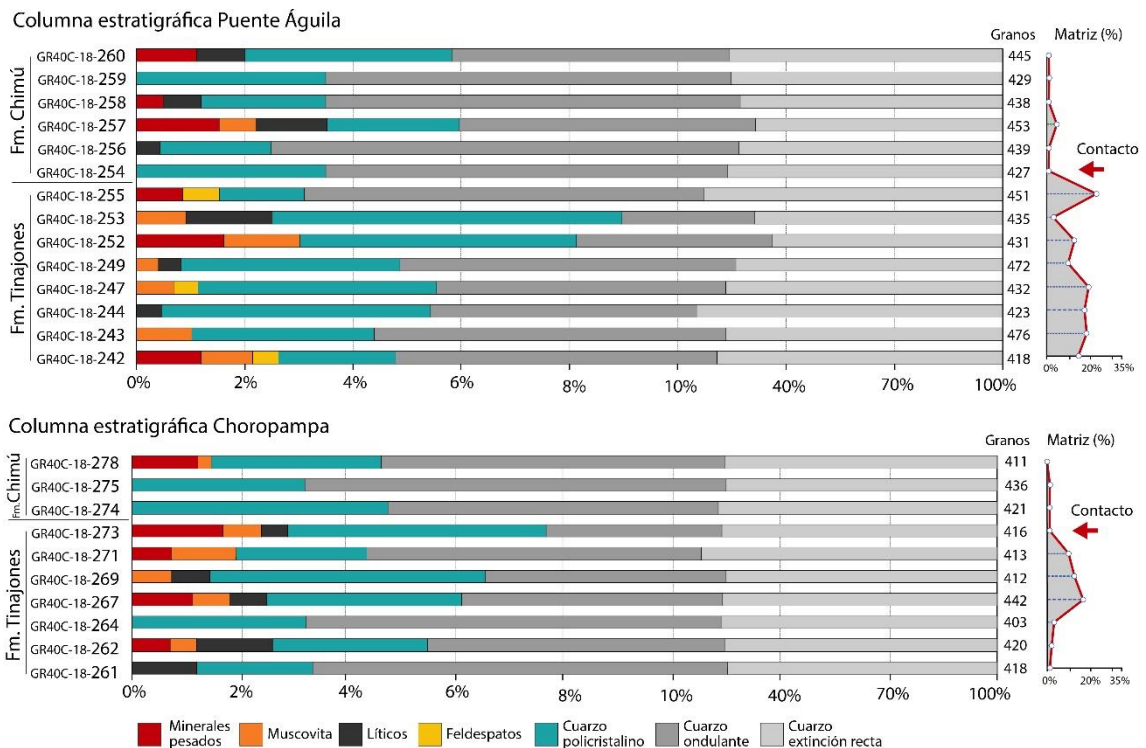


Figura N° 5.11. Tendencia composicional de los granos minerales de las areniscas de la Formación Tinajones y Chimú, nótese el cambio mineralógico entre ambas unidades.

De acuerdo con las observaciones de campo de Jacay (1992), el contacto entre la Formación Sapotal y la Formación Tinajones pueden poner en evidencia una posible discordancia erosional (Figura N° 5.12.). Entonces, en base a los contactos discordantes observados en campo, estudios petrográficos y de facies sedimentarias realizados en las formaciones de Grupo Chicama y la Formación Chimú, se propone separa a la Formación Tinajones del Grupo Chicama. En concordancia con los estudios paleontológicos de Jacay (1992) y Enay et al. (1996), y en base a la biozonación de realizada en los fósiles de ammonites de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), se le asignó una edad de Berriasiano (Cretácico Inferior) a la Formación Tinajones, mientras que a las Formaciones Punta Moreno y Sapotal se les asigno una edad de Titoniano Medio y Titoniano Superior respectivamente.

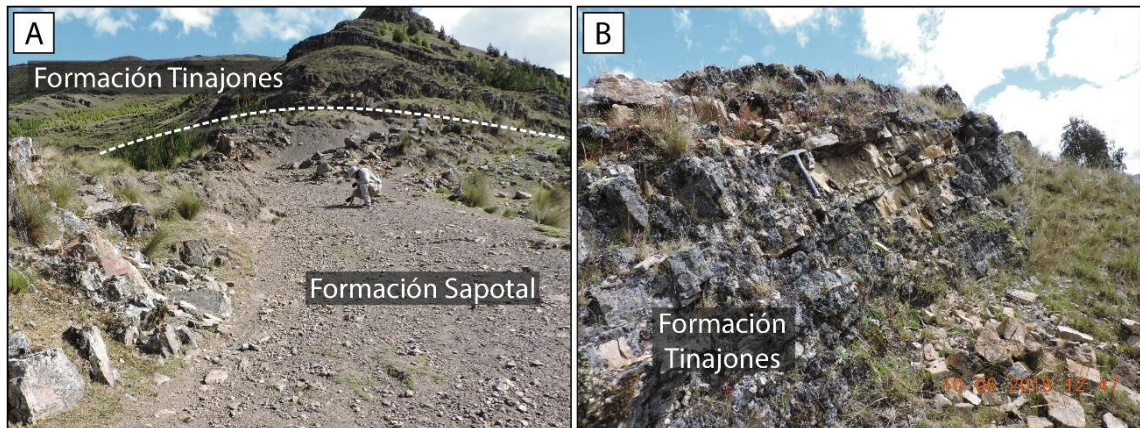


Figura N° 5.12. Contacto entre la Formación Sapotal y la Formación Tinajones, posible discordancia entre ambas unidades.

5.2. ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES DEL GRUPO CHICAMA Y FORMACIÓN CHIMÚ

La clasificación de litofacies es un proceso estándar de la metodología para análisis de litofacies sedimentarias (Miall, 2006). Para estudiar las litofacies del Grupo Chicama y la Formación Chimú se levantaron dos (2) perfiles estratigráficos o columnas estratigráficas (Tabla N° 5.2) dentro de los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h), estos son:

Tabla N° 5.2. Detalle de las columnas estratigráficas levantadas en campo.

Nombre de la columna	Espesor (m)	Cord. Norte	Cord. Este	N° Figura
Puente El Águila	775	9049117	220643	Figura N° 5.14
Choropampa	1050	9066570	204593	Figura N° 5.15

5.2.1. Litofacies del Grupo Chicama y la Formación Chimú

El Grupo Chicama y la Formación Chimú presentan características sedimentológicas, estructurales y mineralógicas particulares, estos atributos nos ayudan a estudiar en el proceso de al análisis de facies sedimentarias.

Se identificaron 9 facies sedimentarias en el presente estudio, estas son: *St*, *Sm*, *Sh*, *Sr*, *Fl+Sr*, *Fl*, *Fm*, *Fr+Fp* y *C* (Figura N° 5.13). Cada facie presenta características particulares, esto nos ayuda a clasificar y diferenciar una litofacies con respecto de otra. La descripción e

identificación de las litofacies nos es un paso previo para la asociación de elementos arquitecturales (Miall, 2006). La base teórica se explicó en el Capítulo 2.

Código de litofacie	Gráfico	Descripción de litofacies
St		Areniscas cuarzosas de grano fino a grueso, de color gris, gris oscuro y blanco, granos subredondeados a redondeados. Se observa laminación cruzada oblicua (dunas 3-D), en estratos de espesor variable (10 cm a 2 m).
Sm		Areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, de color blanco y gris claro, granos sub angulosos a sus redondeados. No se observa laminación interna en los estratos, el espesor generalmente supera el 1 m de espesor.
Sh		Areniscas cuarzosas de grano fino a medio, color gris beige y gris claro, granos subangulosos a subredondeados. Se observan tenues laminas horizontales, estas son paralelas o sub paralelas a los planos de estratificación, en estratos de 10 a 20 cm de espesor.
Sr		Areniscas de cuarzosas de grano muy fino a fino, granos subangulosos a subredondeados de color gris claro a gris beige, dispuesto en estratos de 5 a 30 cm. Se observan gentiles ondulaciones en las capas de arena, producto de corrientes subacuáticas de baja energía.
Fl+Sr		Limoarcillitas color gris oscuro, con laminaciones horizontales y rizaduras, intercalado con areniscas de grano fino con rizaduras de corriente, de color gris claro a gris oscuro, de geometría eventualmente canalizada (10 a 50 m). Presenta fósiles de ammonites y plantas.
Fl		Lutitas y limos de color gris oscuro a gris violáceo, se observan laminaciones horizontales y subhorizontales acompañados de rizaduras de corriente. Los estratos varían desde capas de 50 cm a capas que superan 10 m de espesor. Presenta fósiles de ammonites.
Fm		Lutitas grises oscuras, no se observa laminación interna, se presente a modo de secuencias masivas muchas veces alteradas, el espesor de las capas generalmente supera los 50 cm. Con nódulos de ammonites.
Fr+Fp		Se observan rizaduras cruzadas planas (Fp) de color gris intercalado con laminaciones lenticulares, onduladas y flasser (Fr). El espesor puede variar desde 2 cm hasta capas de más de 50 cm. El contenido de arenas es mayor que las lutitas y limos.
C		Compuesta de material vegetal (tallos y hojas fósiles) petrificado. Forma capas de carbón de color negro, con una geometría lenticular, lateralmente se va acuñando. El espesor de los lentes de carbón varía entre 50 cm a 2 m de espesor.

Figura N° 5.13. Resumen de las principales litofacies identificadas en el Grupo Chicama y Formación Chimú: St, Sm, Sh, Sr, Fl+Sr, Fl, Fm, Fr+Fp y C.

Columna estratigráfica Puente Águila

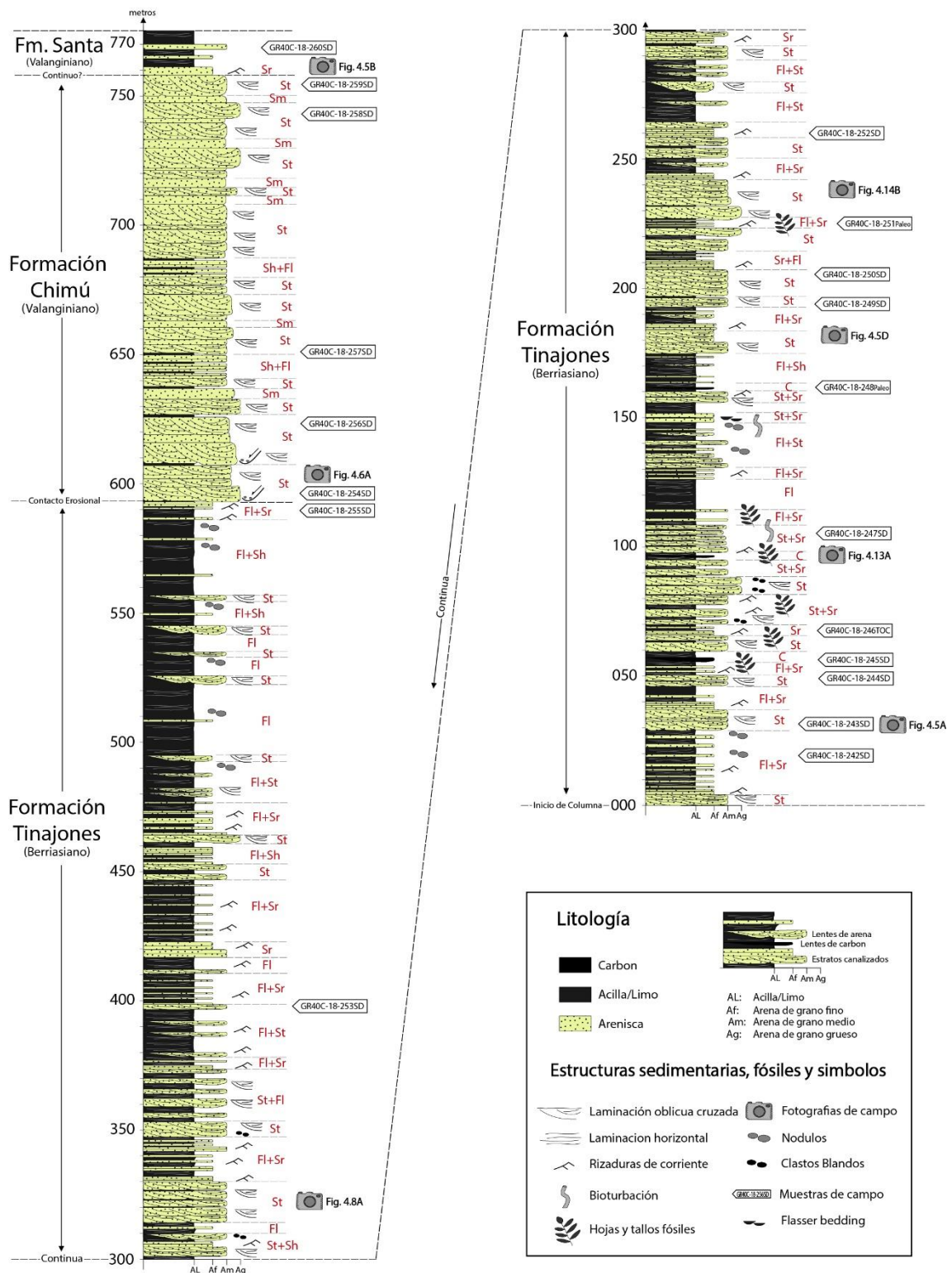


Figura N° 5.14. Columna estratigráfica Puente el Águila, ubicado al sur del pueblo de Sihuas. En el cuadrángulo de Corongo 18(h). Coordenada norte: 9049117, este: 220643.

Columna estratigráfica Choropampa

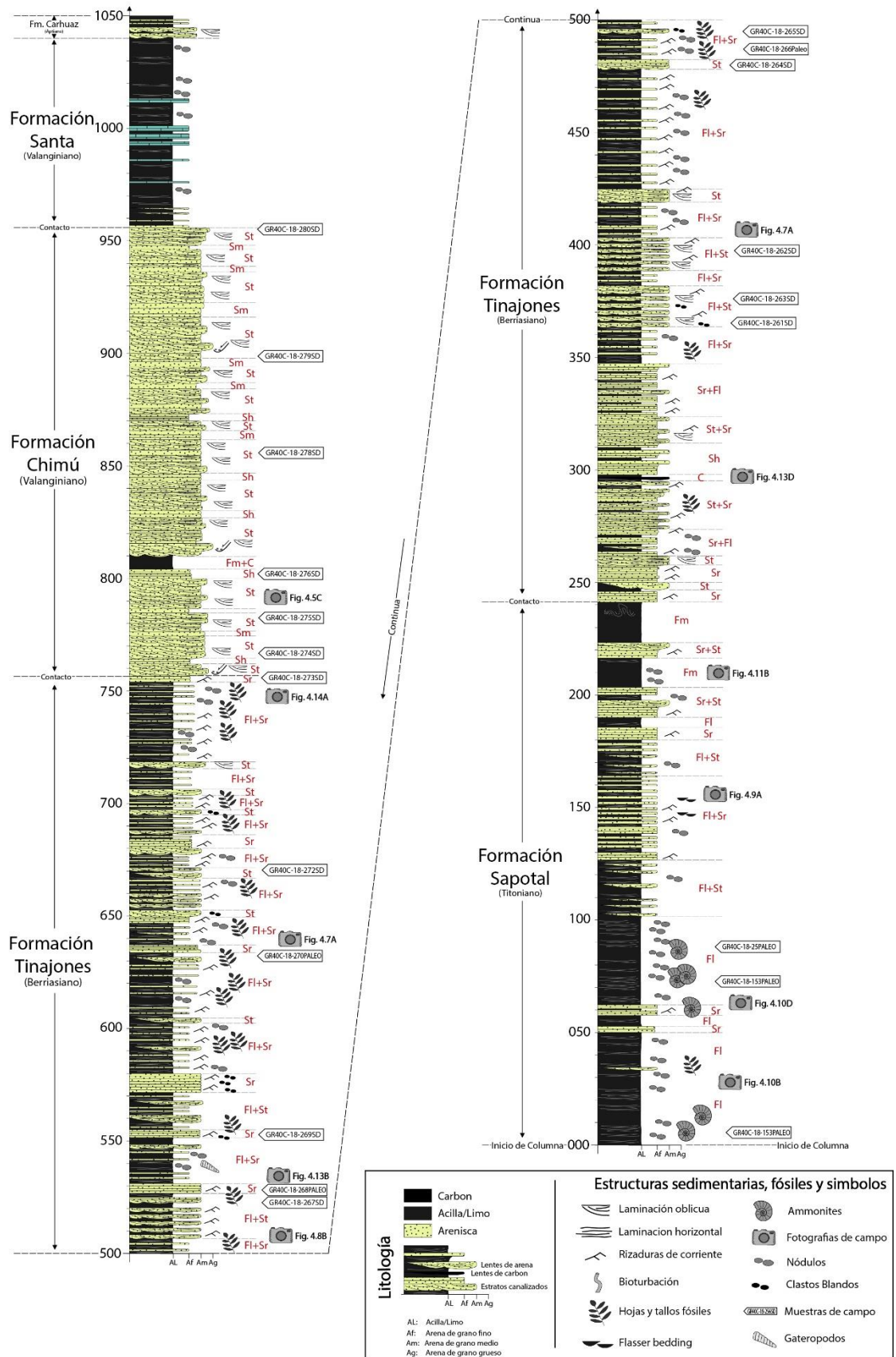


Figura N° 5.15. Columna estratigráfica Choropampa, ubicado al norte del pueblo de Sihuas, en el Cuadrángulo de Pallasca 17(h). Coordenada norte: 9066570, este: 204593.

5.2.1.1. Litofacies *St*

Estas litofacies se caracterizan por presentar laminación cruzada oblicua en los estratos de areniscas (Miall, 2014; Nichols, 2009; Tucker, 2003). Se observó que la formación Chimú presenta una granulometría generalmente de grano medio a grano grueso, areniscas de color blanco con brillo vítreo, mientras que en el Grupo Chicama se observa areniscas de grano fino a medio de color gris a gris oscuro. El espesor oscila entre 1 cm a 1.5 m.

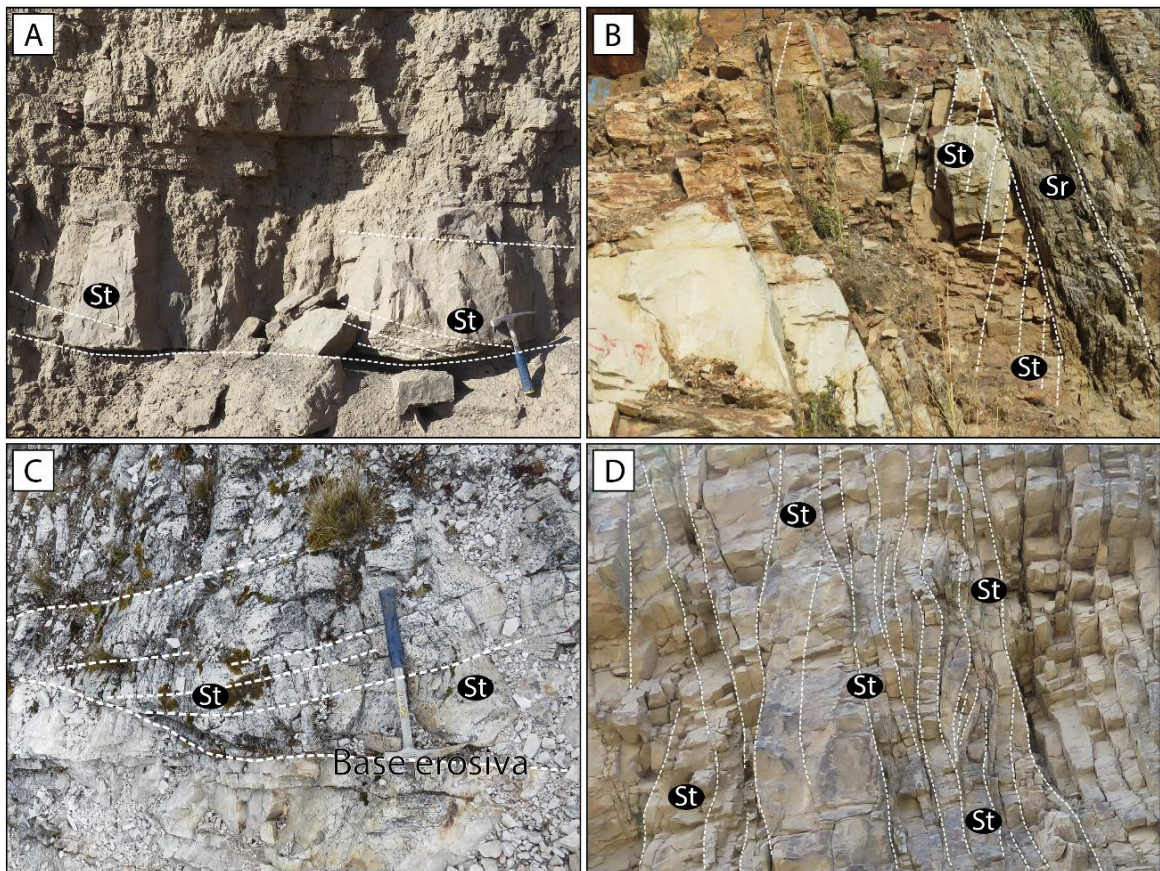


Figura N° 5.16. Litofacie *St*. Afloramientos de las columnas Puente Águila y Choropampa. En A y B, litofacies comunes en la Formación Chimú y Chicama, laminación en la base de los estratos y no paralelos a la estratificación. En C, base erosiva de canal, se observa acuñaamiento. En D, dunas 3-D, se caracterizan por presentar una geometría lenticular.

Texturalmente, granos de arena tamaño fino a grueso, sub redondeados a redondeados. Mineralógicamente compuestos por predominante cuarzo. La geometría de las facies *St* está compuesta por la formación de dunas 3-D (Figura N° 5.16D), estas se caracterizan por ser estructuras sedimentarias que son modificadas constantemente durante su depositación, es por ello que observa que las capas no son continuas y se presentan a manera de lentes (10 a 20 cm)

que se van acuñando lateralmente (*Figura N° 5.16*). Estas facies generalmente se identifican en la base de los estratos, los cuales están dispuestos a manera de canales secundarios (*Figura N° 5.16A*). Se observan clastos blandos en la base de algunos canales.

5.2.1.2. Litofacies *Sm*

La litofacies *Sm* es bastante sencilla de identificar en las areniscas de la formación Chimú y Grupo Chicama, no se observa laminación interna (*Figura N° 5.17B*), los estratos presentan un aspecto masivo (*Figura N° 5.17A*). La estratificación masiva es poco común en estas unidades y solo se desarrolla en algunos niveles (>1m de espesor). La destrucción de la estructura sedimentaria o la laminación interna se puede atribuir a agentes biológicos o efectos post-depositacionales (carga litostática, ratis levados de subsidencia, etc.).

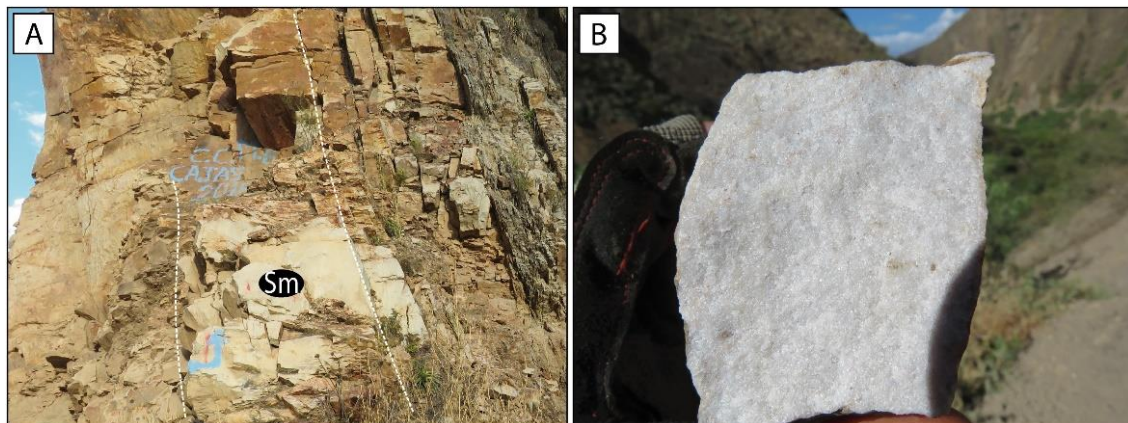


Figura N° 5.17. Litofacie Sm. Afloramientos de la columna Puente Águila. En A, podemos observar estratos de arena masivos correspondientes a la Formación Chimú. En B, Muestra de mano de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso de un estrato masivo (Sm).

5.2.1.3. Litofacies *Sh*

La litofacie *Sh* es poco común y generalmente se observa en sucesiones de arenas continuas, es observable en las dos unidades sedimentarias. Se pueden observar capas de areniscas de 10, 15 o 20 cm de espesor (*Figura N° 5.18A*) con láminas horizontales tenues (*Figura N° 5.18B*). El color varía según la unidad o formación sedimentaria, texturalmente los granos son de medios a finos subredondeados. En la secuencia sedimentaria de campo se pueden ver asociadas a las facies *Sr*.

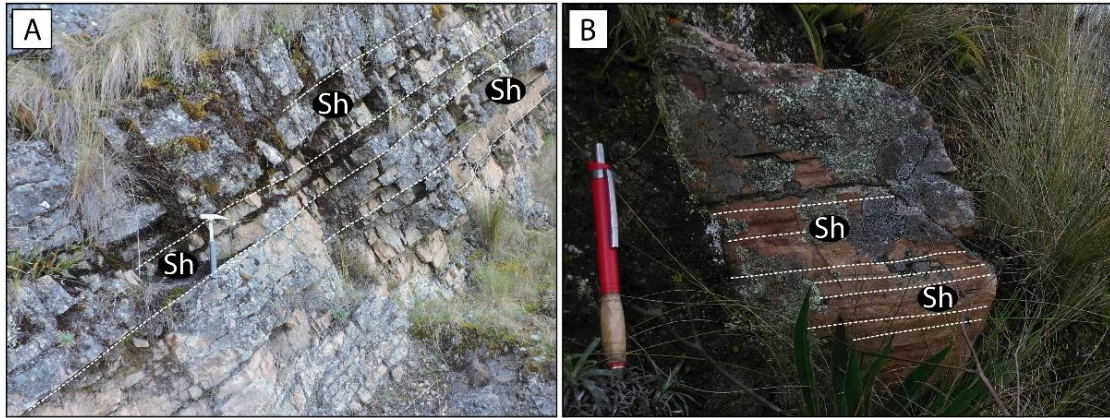


Figura N° 5.18. Litofacie Sh. En A, capas de arenas con facies Sh, en estratos de 10, 15 o 20 cm de espesor. En B, se observa laminaciones horizontales tenues en areniscas de grano medio, afloramientos de la columna Choropampa.

5.2.1.4. Litofacies Sr

Las facies de arenas con rizaduras (*Sr*) se distinguen por presentar rizaduras u ondulaciones en las capas de las arenas de la formación Chimú y Grupo Chicama (Figura N° 5.19B). esto producto de movimiento de las partículas en condiciones subacuáticas y de energía baja. La textura de estas arenas es comúnmente de grano fino, con granos subangulosos y angulosos, el espesor puede variar desde arenas de 5, 10 y 30 cm, intercalado con muy delgados niveles de litologías finas (limos y arcillas). Generalmente esta litología se observa en el tope de cada estrato asociado a un canal secundario, las litofacies comunes con las que se puede observar son las facies *St* en la base (Figura N° 5.19A).

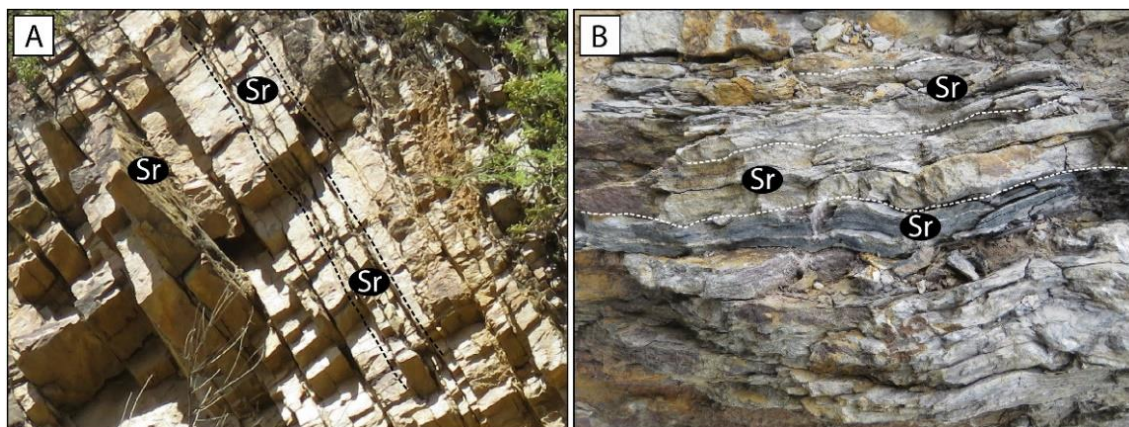


Figura N° 5.19. Litofacie Sr. En A, notamos estratos de arena de 10 a 15 cm de espesor con abundantes rizaduras. En B, rizaduras de corriente de la formación Tinajones, nótese la geometría ondulada. Afloramientos en las columnas Puente Águila y Choropampa.

5.2.1.5. Litofacies *Fl+Sr*

Esta facies es convenientemente heterolítica, es una combinación natural de facies de limo-arcillosas (*Fl*) con facies arenosas (*Sr*). Esta predominantemente compuesta por limos y arcillas de color gris oscuro y gris violáceo (por efecto de meteorización), los estratos de limoarcillitas varían de 10, 20 cm y hasta 1 metro de espesor, se intercalan con areniscas de grano fino a muy fino (*Figura N° 5.20*). Las arenas presentan rizaduras de corriente y eventualmente algunos niveles con facies *St*, la geometría de los cuerpos de arena es generalmente tabular y eventualmente canalizada, observa en capas delgadas de 10 cm a 50 cm.

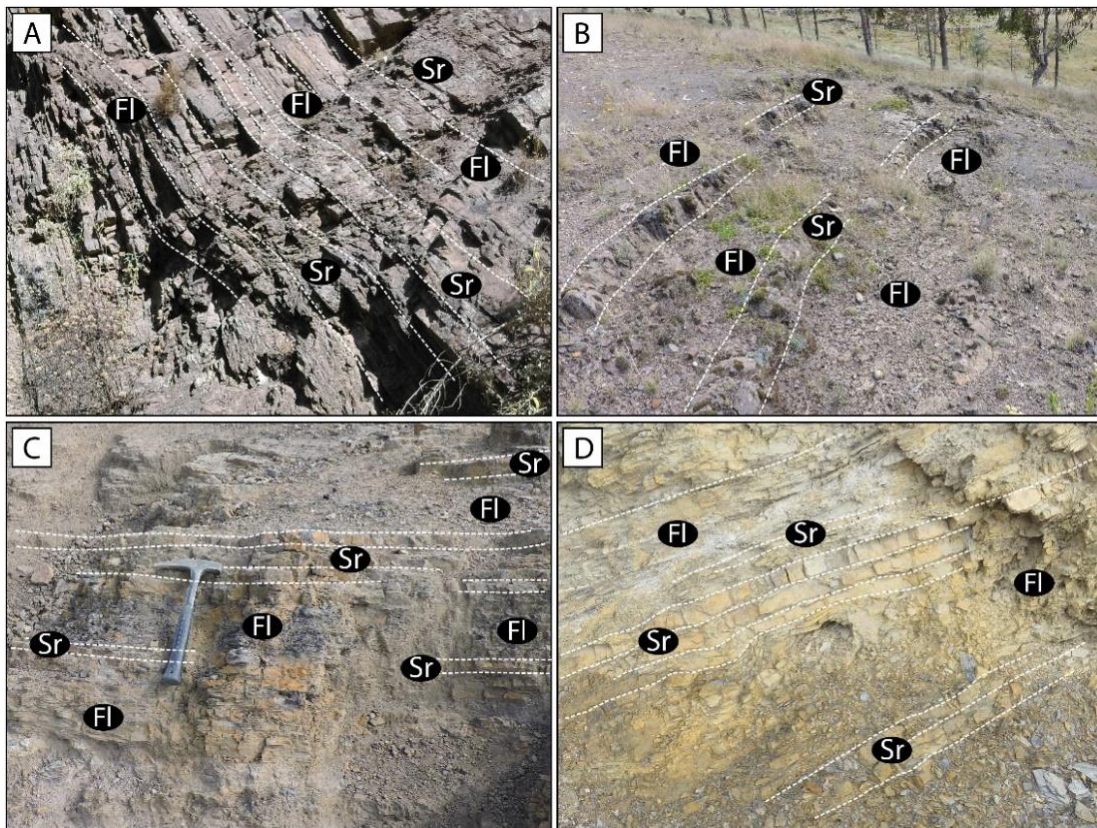


Figura N° 5.20. Litofacies Fl+Sr. Se observa una intercalación de lutitas con delgadas niveles de arenas, algunos cuerpos de arenas presentan geometrías lenticulares o canalizadas (B). Esta asociación es bastante frecuente en condiciones de energía baja. Afloramientos en la columna Choropampa.

Las facies finas presentan nódulos de arcillas con fósiles de invertebrados Jurásicos (Ammonites) y restos fósiles de plantas (tallos y hojas). La preservación de las facies *Fl* depende mucho de la alteración superficial (*Figura N° 5.20*). Estos niveles son de importancia paleontológica, por ende, una aplicación paleoecología y geocronológica.

5.2.1.6. Litofacies *Fl*

Esta litofacies en comparación de la facies *Fl+Sr* están exclusivamente compuestas por capas y estrato de lutitas y limos de color gris, gris oscuro y gris violáceo, el último producto de la meteorización. Las estructuras sedimentarias predominantes son laminaciones horizontales y rizaduras de corriente, las cuales definen las facies *Fl* (*Figura N° 5.21*), el espesor puede variar en capas desde 50 cm o superando los 10 m de espesor. Las láminas pueden ser observables a escala milimétrica, especialmente en capas en donde los estratos no fueron alterados (*Figura N° 5.21C y Figura N° 5.21A*). En estas facies es común encontrar nódulos de lutitas de color gris oscuro, en estos nódulos generalmente se pueden encontrar fósiles de ammonites.

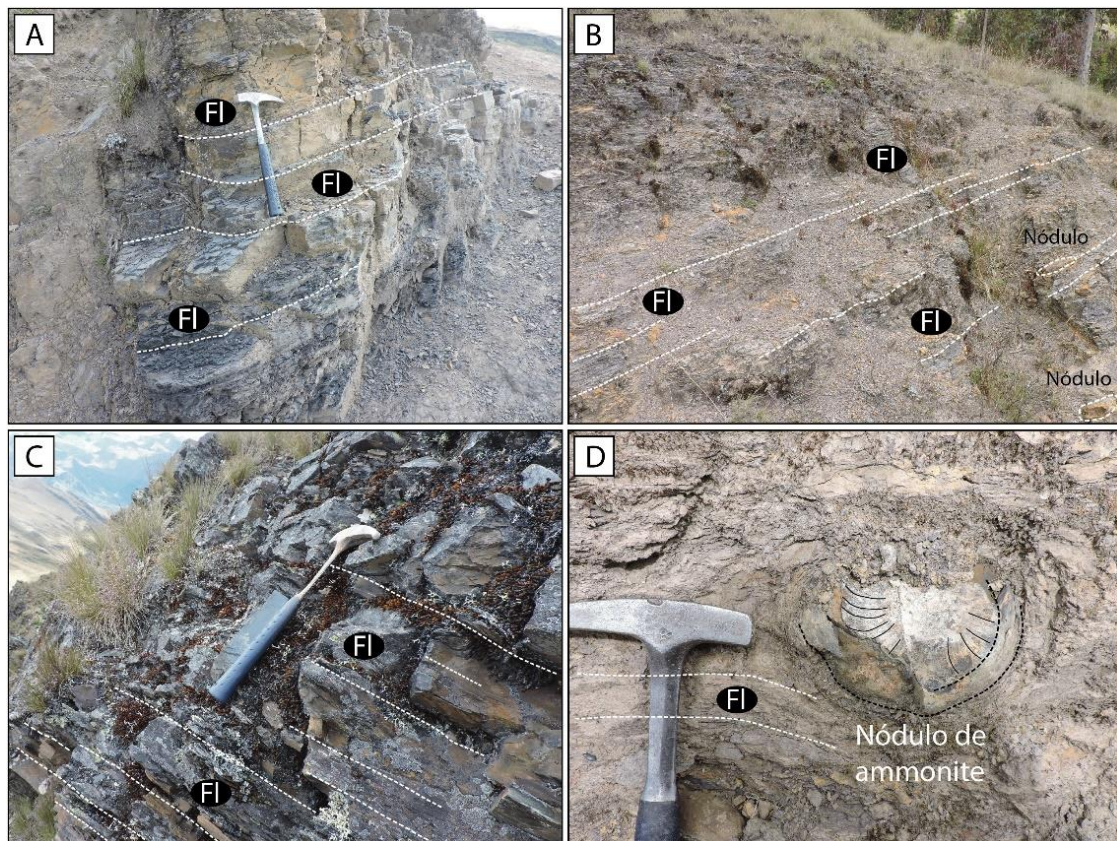


Figura N° 5.21. Facies Fl. En A, B y C, podemos observar las facies de lutitas y limos con laminación horizontal, estos son perpendiculares al plano de estratificación. En D, nódulo de ammonite. Afloramientos en la columna Choropampa.

Las facies *Fl* al igual que la facie *Fl+Sr* son muy importantes desde un punto de vista e interés paleontológico, se puede extraer información de la paleoecología y la edad de depositación de los sedimentos del Grupo Chicama (*Figura N° 5.21D*). Muchos de estos niveles compuestos

por litologías fina sufren foliación, producto de esfuerzos regionales es indispensables y necesario no confundir una laminación con una foliación.

5.2.1.7. Litofacies *Fm*

Comúnmente se forma cuando la acumulación sedimentaria es muy rápida y no ha influido de manera significativa la tracción sedimentaria. También se forma por efecto de la alteración superficial reciente, actividad biológica sin-sedimentaria o por efecto de la carga litostática post-depositación de sedimentos (*Figura N° 5.22A*). Uno de los procesos más comunes es actividad biológica (bioturbación), los organismos que vivieron en el Jurásico destruyen las posibles estructuras sedimentarias desarrolladas. En esta facie se observa un aspecto masivo de color gris (>50 cm), gris oscuro y gris violáceo, muchas veces cuando es meteorizado no se reconoce un patrón de laminación.

La actividad tectónica puede destruir la laminación existente y reemplazarla con foliación que no es más que una recristalización de los minerales sometidos a esfuerzos. Es fundamental identificar y discriminar una laminación de una foliación (S_1), en la *Figura N° 5.22B* se puede observar lutitas muy foliadas en donde no se observa estructura sedimentaria reconocible, pero si se observa foliación en las capas, además de observarse muy meteorizados, prueba de ello los óxidos de hierro.

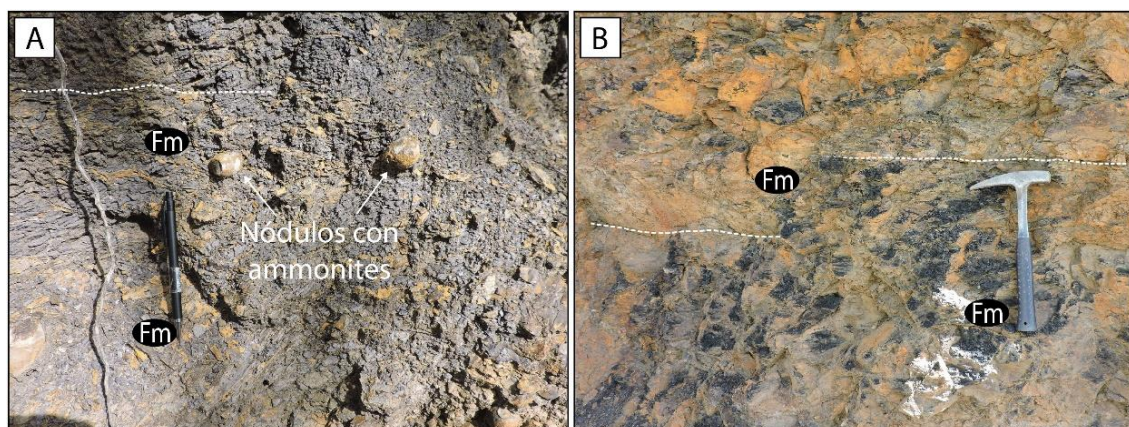
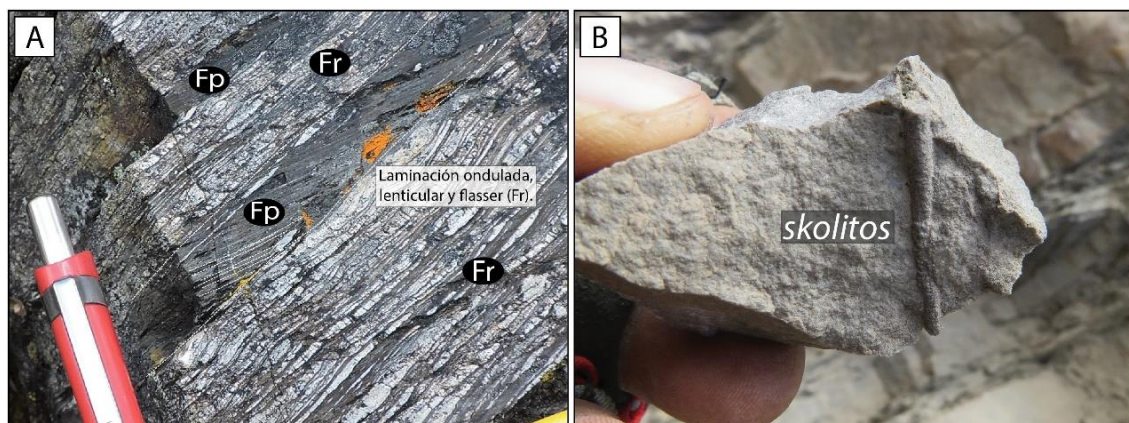


Figura N° 5.22. Litofacies Fm. Afloramientos en la columna Choropampa. En A, lutitas gris violáceas muy alterados por alteración superficial con nódulos de ammonites. En B, lutitas gris oscuras con óxidos de hierro, se observa abundante foliación (S_1).

5.2.1.8. Litofacies *Fr+Fp*

Las litofacies *Fr+Sp* son estructuras tales como rizaduras de corriente y laminaciones planares u horizontales. En las facies *Fp* podemos observar laminación cruzada recta (2-D, *Figura N° 5.23A*), el espesor de esta estructura puede variar entre 1 a 3 cm, litológicamente está compuesto por limos, arcillas y excepcionales arenas de grano muy fino, las litofacies *Fp* son de color gris oscuro a negro, forman delgadas laminas rectas que se originan a partir de rizaduras (*ripples*) con geometría visible 2-D. Se interpreta que estas estructuras marcan un evento de sedimentación continental con interacción marina, del tipo tidal, debido a que las laminaciones asociadas a rizaduras están muy vinculadas al lavado constante de las resacas marinas.

Por otro lado, tenemos las facies *Fr* compuestas por una alternancia heterolítica de arenas de grano muy fino, de color blanco a gris blanco, intercalado con limoarcillitas gris oscuras y negras. En estas estructuras se observa la laminación lenticular y ondulada (*lenticular y wavy bedding*), y en menor proporción se observan flasser (*flasser bedding*). Las facies *Fr* forman generalmente capas de 2 a 20 cm de espesor, pudiendo superar los 50 cm. Estas dos facies se encuentran en una interacción natural, se asocian a un mismo ambiente de depósito sedimentario. Además, se pueden identificar icnofósiles de *skolitos*, estos son indicadores de ambientes tidales (*Figura N° 5.23B*).



*Figura N° 5.23. Litofacies *Fr+Fp*. En A, se observa una sucesión heterolítica de laminaciones cruzadas planas con laminaciones lenticulares, onduladas y flasers, afloramiento en la laguna Racainaca. En B. litofacies *Fr* compuesto predominantemente por laminación ondulada, afloramiento en la columna Puente Águila.*

5.2.1.9. Litofacies C

En la formación Chimú y Grupo Chicama es normal encontrar niveles o estratos de carbón. El espesor de los estratos puede variar de 50 cm hasta 1.5 o 2 m de espesor (*Figura N° 5.24A*), naturalmente de color negro (*Figura N° 5.24C*), la geometría de estos niveles carbonosos es lenticular, esto quiere decir que lateralmente se van acortando hasta acuñarse, comúnmente se observan restos de plantas con óxidos de fierro. El origen de esta litofacie está arraigado a la depositación de abundante material vegetal fósil (*tallos y hojas, Figura N° 5.24B*), este material orgánico es sepultado rápidamente. La litofacie C esta comúnmente vinculada a las litofacies Fl y Fl+Sr (*Figura N° 5.24A y D*). Esta es una facie muy importante desde un punto de vista económico, potentes acumulaciones que eventualmente significarían potenciales flancos exploratorios de depósitos no metálicos. Además, la importancia paleoecológica que el registro de plantas fósiles nos brinda es de mucha importancia.

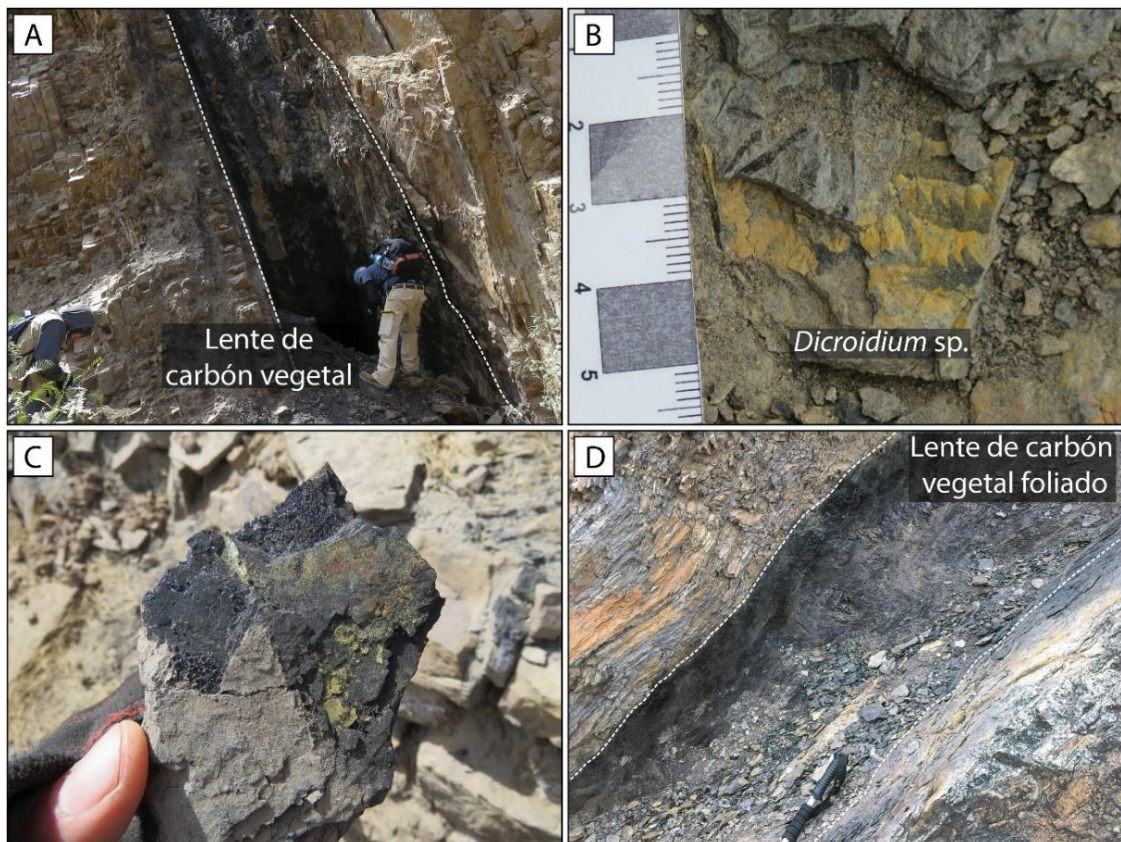


Figura N° 5.24. Litofacie C. En A y C, podemos observar un lente de carbón que fue explorado de manera artesanal por los pobladores. En B, registro fósil de Dicroidium sp. En C, muestra de mano de carbón vegetal, asociado a facies Fl+Sr. Afloramientos observados en la columna Puente Águila.



5.2.2. Elementos arquitecturales (asociación de litofacies)

En base a los elementos arquitecturales descritos en el Capítulo 2, se estableció 6 elementos arquitecturales en las rocas de las columnas estratigráficas de las secuencias sedimentarias del Grupo Chicama y Formación Chimú.

5.2.2.1. Elemento de Canal (*CH*)

Las litofacies típicas en el elemento *CH* son *St*, *Sm*, *Sh*, *Sr* y eventualmente facies *Fl* o *Fm*, en secuencias de al menos 8m de espesor. El elemento de canal (*CH*) se caracteriza por ser eminentemente erosivo y relleno sedimentario (Miall, 1985, 2006). El límite inferior del elemento *CH* expone una superficie erosiva e irregular, en la base del canal se pueden observar facies *St* con ocasiones clastos blandos, la disminución de la energía en el cauce fluvial provoca la sedimentación de facies *Sr* y *Sh*, las cuales están estrechamente relacionadas (Figura N° 5.25). Si la energía de transporte fluvial disminuye aún más y la cantidad de carga suspendida (arcillas y limos) es cuantiosa entonces en ese escenario se depositarán las facies *Fl* y *Fr* sobre las facies ya descritas.

5.2.2.2. Elemento de Acreción Lateral (*LA*)

Generalmente vinculado a sistemas fluviales meandriformes (Allen, 1982), es un elemento lateralmente extenso. En la base es común observar sets de la litofacie *St*, los procesos de avulsión en el canal principal producen la sedimentación posterior de costes de facies *Sh* y *Sr*, las facies *Sm* son menos comunes. En las secciones medidas en campo se observa que la geometría es lenticular de mínimamente 3 a 5 m de espesor, puede alcanzar decenas a centenas de metros de longitud. En la Formación Tinajones se puede observar muy buenos ejemplos del elemento *LA* (Figura N° 5.25).

5.2.2.3. Elemento Acreción río abajo (DA)

En contraparte con la acreción lateral este elemento deposita sedimentos río abajo, está más relacionado a sistemas fluviales entrelazados o trenzados (Long, 2019; Miall, 2006). Principalmente compuesto de extensas barras de arenas hacia río abajo (*Figura N° 5.25*), pueden alcanzar espesores de 3 a 5 m. La litofacie predominante es *St*, seguida por facies más superiores *Sm*, *Sh* y *Sr*.

5.2.2.4. Elemento Barras de arena (SB)

En las secciones de campo se observó que la litofacie predominante es *St* con las características dunas 3-D. El elemento *SB* está constituido costes de las litofacies *St*, *Sh* y *Sr* y eventuales niveles *Sm* y *Fl* (en los niveles superiores). Las barras son típicamente erosivas (canales secundarios), de forma tabular a lenticular, lateralmente pueden alcanzar distancias superiores a 100 m con espesores de 2 a 3 m (*Figura N° 5.25*), estas formas pueden desarrollarse dentro de un canal principal (*CH*).

5.2.2.5. Elemento de Depósitos de desborde (CS)

Muy relacionado al elemento *LS*, en este trabajo se considera dentro de los depósitos de desborde (*CS*). Se puede identificar gracias a la presencia de las facies *St*, *Sr* y *Fl*. Se originan a consecuencia del desborde del canal principal, estos sedimentos se depositan inmediatamente alado del canal y puede extenderse grandes distancias en la llanura de inundación. Las litofacies *St* y *Sr* sufren variaciones litológicas laterales en donde se observa litofacies *Fl*. Comúnmente en las secuencias sedimentarias de desborde (*Crevasse splay*) veremos arenas *St* en lavase y una intercalación de arcillas con delgadas capas de arena (*Figura N° 5.25*).

5.2.2.6. Elemento llanura de inundación (FF)

Uno de los elementos más comunes en el Grupo Chicama compuesto predominantemente por las litofacies *Fl* y *Fm*, lateralmente este elemento puede abarcar grande distancias y espesores

mayores a 4 m. Dentro de las secuencias de limos y arcillas se observa la presencia de delgados niveles areniscos de grano fino con facies *Sr*, con espesores entre 20 cm hasta 2 m (Figura N° 5.25). Además, es común observar abundantes nódulos de con fósiles de ammonites.

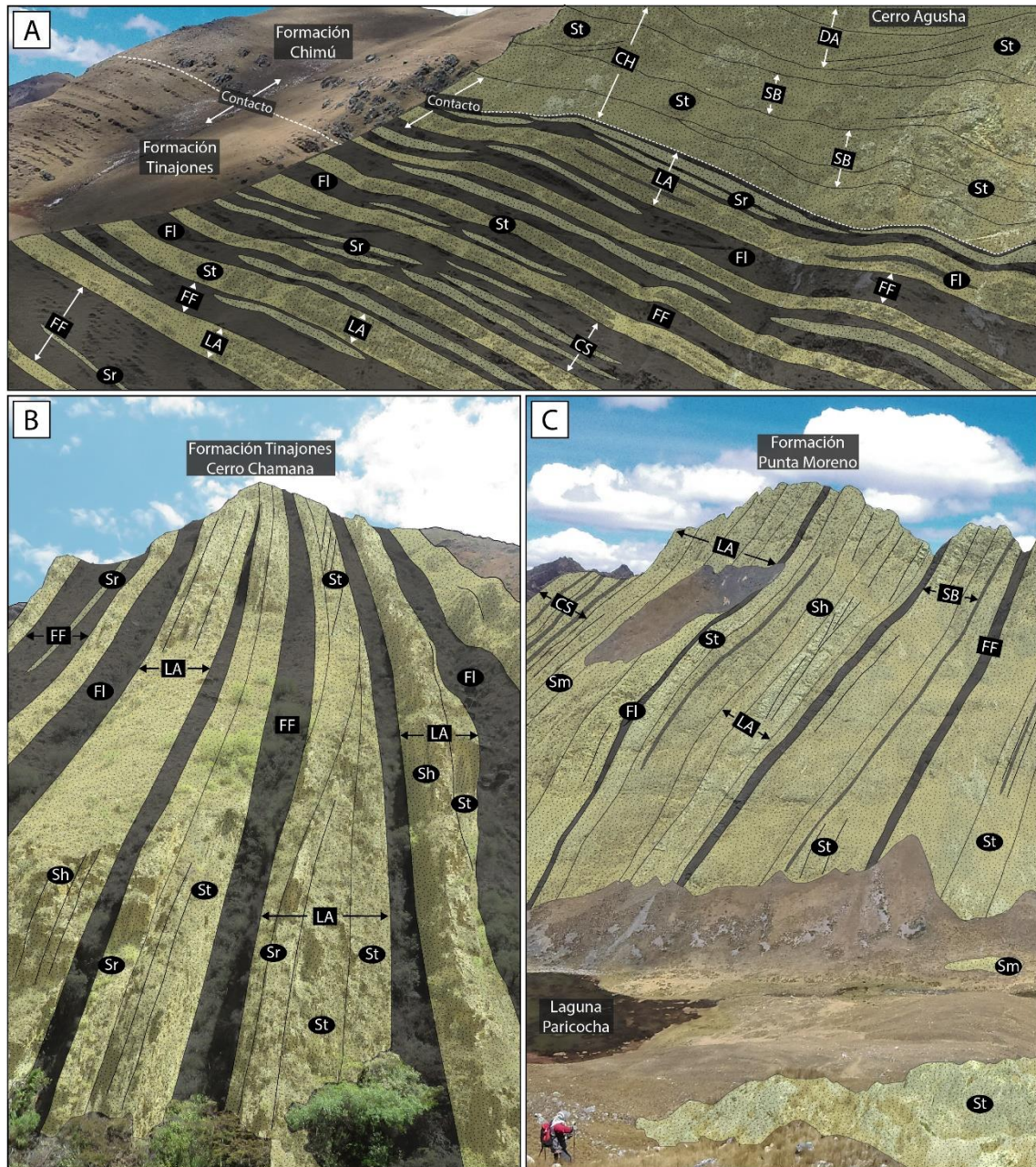


Figura N° 5.25. Principales elementos arquitecturales observados en campo. En A, imagen del Cerro Agusha en donde podemos el contacto de la Formación Chimú y Tinajones. En B, barras de acreción lateral en el cerro Chamana. En C, abundantes secuencias arenáceas en la Formación Punta Moreno – laguna Paricocha.

Es común encontrar fósiles de ammonites, esto debido a que el elemento *FF* forma extensas plataformas fluviales continentales que serán cubiertas por los mares creando

plataformas tidales estacionarias las cuales transportan los invertebrados fósiles. Se pueden identificar las litofacies *Fp* y *Fr* (laminación lenticular, ondulada y flassers) y estructuras sedimentarias biológicas (*burrows*).

Por otro lado, se identificó dos ambientes sedimentarios (fluvial meandriforme y entrelazado) en base al análisis de facies sedimentarias y de elementos arquitecturales presentes en la cuenca sedimentaria del Chicama. A. Miall (2014) elabora un resumen en donde la ocurrencia de los elementos arquitecturales está restringida al ambiente de sedimentación (*Figura N° 5.26*). La identificación del ambiente sedimentario provee de información valiosa para la interpretación paleogeográfica en tiempos del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

	Entrelazado	Ambulante	Meandriforme	Anastomosado	Recto
Elemento de canal					
Canal principal	Común	Siempre	Siempre	Común	Siempre
Canal secundario	Siempre	Siempre	Ocasional	Siempre	Ocasional
Canal de avulsión	Común	Común	Ocasional	Común	Ocasional
Chute cut-off	Común	Común	Ocasional	Ocasional	Nunca
Chute cut-off	Común	Común	Nunca	Ocasional	Nunca
Marisma	Ocasional	Común	Común	Nunca	Ocasional
Elem. dentro del canal					
Acreción río abajo	Siempre	Común	Común	Nunca	Ocasional
Acreción lateral	Común	Siempre	Siempre	Ocasional	Ocasional
Barra de desplazamiento	Común	Común	Común	Nunca	Nunca
Acreción oblicua	Nunca	Ocasional	Nunca	Nunca	Nunca
Banco cóncavo	Nunca	Nunca	Ocasional	Nunca	Nunca
Elem. de margen de canal					
Levee	Ocasional	Ocasional	Común	Común	Ocasional
Depósito de desborde	Ocasional	Ocasional	Ocasional	Común	Ocasional
Elem. llanura de inundación					
Llanura de la inundación	Común	Común	Siempre	Siempre	Común
Pantano	Nunca	Ocasional	Común	Común	Nunca

■ Siempre
 ■ Común
 ■ Ocasional
 Nunca

Brierley (1996)

Figura N° 5.26. Presencia de elementos arquitecturales según el estilo de sedimentación fluvial. Imagen modificada de A. Miall (2014).

5.2.3. Ríos meandriformes de la Formación Tinajones y Sapotal

Estudios sedimentológicos y paleontológicos (ammonites) realizados anteriormente en la Formación Sapotal proponen que estas secuencias pelíticas corresponden a un ambiente de pro-delta (Enay et al., 1996; Jacay, 1992).

La llanura de inundación (*FF*) es el elemento más abundante en esta unidad pelítica, en menor proporción se identificaron las macro-formas de acreción lateral (*LA*) y depósitos de desborde (*CS*). Esta unidad sedimentaria se depositó en una extensa plataforma con canales

meandriformes, la sedimentación de material pelítico fue rápida y volumétrica ocasionando la avulsión del canal principal. La asociación de los elementos arquitecturales que la Formación Sapotal corresponde a un modelo de sedimentación de río meandriforme de alta sinuosidad (Figura N° 5.27). La presencia de fósiles de ammonite está relacionada a pulsos transgresivos, el ingreso del mar al continente debido a su proximidad con la línea de costa favoreció el transporte de los cefalópodos y los deposito en las llanuras de inundación.

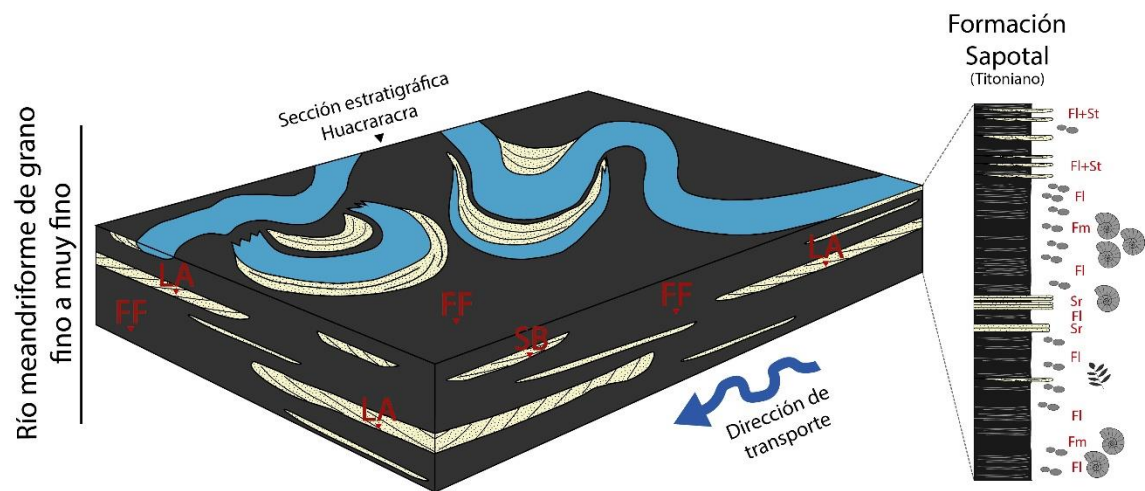


Figura N° 5.27. Río meandriforme de alta sinuosidad de la Formación Sapotal. Compuesto por abundantes depósitos de llanura de inundación, la tasa de subsidencia es elevada y favorece a la acumulación de material limo arcilloso.

Se observa un notable incremento en el contenido arenas y adición de restos de fósiles de plantas que marca el inicio de sedimentación de la Formación Tinajones. Pasados trabajos clasifican la parte inferior de la unidad como un delta y la parte superior como un litoral (Jacay, 1992; Wilson, 1984). De acuerdo con trabajos más recientes que sugieren que esta unidad es de carácter fluvial, donde se observa una geometría y facies de ríos (Jaimes et al., 2011). De acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980) una unidad sedimentaria están restringidas a periodos de tiempo, entonces no es posible que el Grupo Chicama, se desarrolle desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior, abriendo la posibilidad de que la Formación Tinajones ya no corresponda al Grupo Chicama y corresponda a una única formación geológica del Cretácico Inferior (Berriasiano).

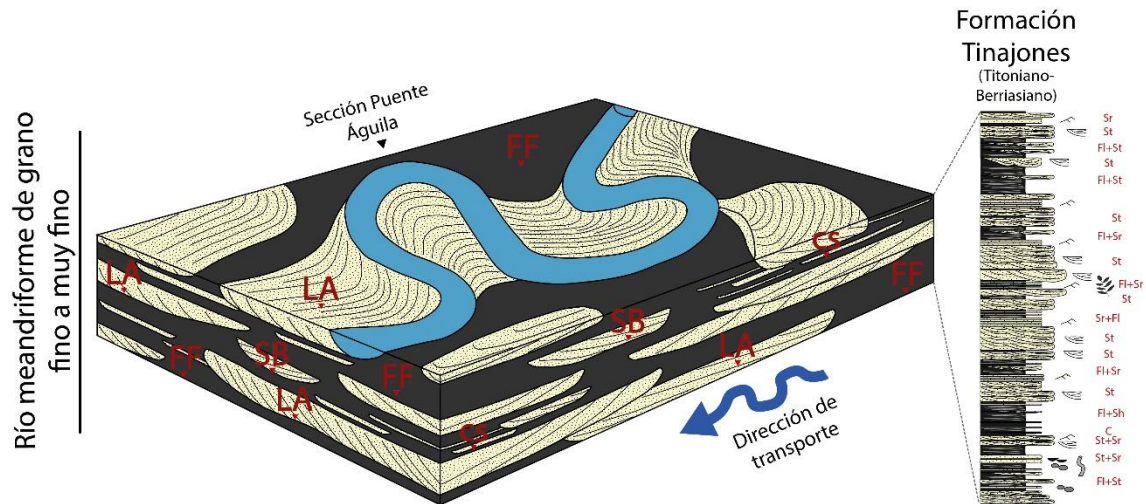


Figura N° 5.28. Río meandriforme de moderada sinuosidad en la Formación Tinajones. Se observa abundantes macroformas de acreción lateral (LA) y depósitos de llanura de inundación (FF). Las facies tidales nos indican transgresiones marinas, estas re trabajaron los sedimentos pre-existentes.

Los elementos que más se observan son las macro-formas de acreción lateral (LA) y depósitos de llanura o plataforma de inundación (FF), barras de arena (SB) y depósitos de desborde (CS). En el elemento LA es normal encontrar *cosets* de facies *St* en la base, seguido de facies *Sm* y *Sh* en el medio, y hacia la parte superior facies *Sr* y *Fl* que indican menor energía y un abandono progresivo del canal. Sobre la barra de arenas (LA y SB) es común observar elementos FF y CS con litofacies predominantemente finas (*Sr*, *Fl*, *Fm* y *St*). La asociación de elementos arquitecturales para la Formación Tinajones nos sugiere que esta unidad se depositó en un ambiente sedimentario de río meandriforme de moderada sinuosidad (Figura N° 5.28).

5.2.4. Transgresiones marinas en depósitos continentales

Durante la sedimentación de las Formaciones Tinajones y Sapotal existieron pulsos transgresivos que sugieren la interacción de un ambiente tidal con un predominante ambiente fluvial meandriforme. Se observaron icnofósiles (*skolitos*, Figura N° 5.23) y litofacies tidales (laminaciones lenticulares, onduladas y *flassers*) que nos indican eventos de transgresión marina sobre la llanura de inundación formando extensas plataformas tidales.

La presencia de fósiles marinos (ammonites) en el Grupo Chicama fue descrita y estudiada por Jacay (1992), Enay et al. (1996), Wilson et al. (1967) y otros autores. Estos fósiles

no necesariamente representan una sedimentación exclusivamente marina, debido a que los restos de ammonites pueden ser transportados muchos kilómetros de distancia de donde estos murieron (Martínez & Rivas, 2009), entonces estos fósiles pueden ser arrastrados por corrientes marinas y depositadas en plataformas tidales estacionarias.

5.2.5. Ríos entrelazados de la Formación Chimú

Anteriores trabajos mencionan que los sedimentos de la Formación Chimú corresponden a un ambiente predominantemente deltaico, deltaico-fluvial (Dunin-Borkowski et al., 2007; Escudero, 1979; Jacay, 1992, 2005; Wilson, 1963; Wilson et al., 1967). El análisis de facies sedimentarias en las columnas estratigráficas medidas en campo en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) sugieren que la Formación Chimú corresponde a un ambiente de sedimentación de ríos entrelazados (*braided river*, Figura N° 5.29).

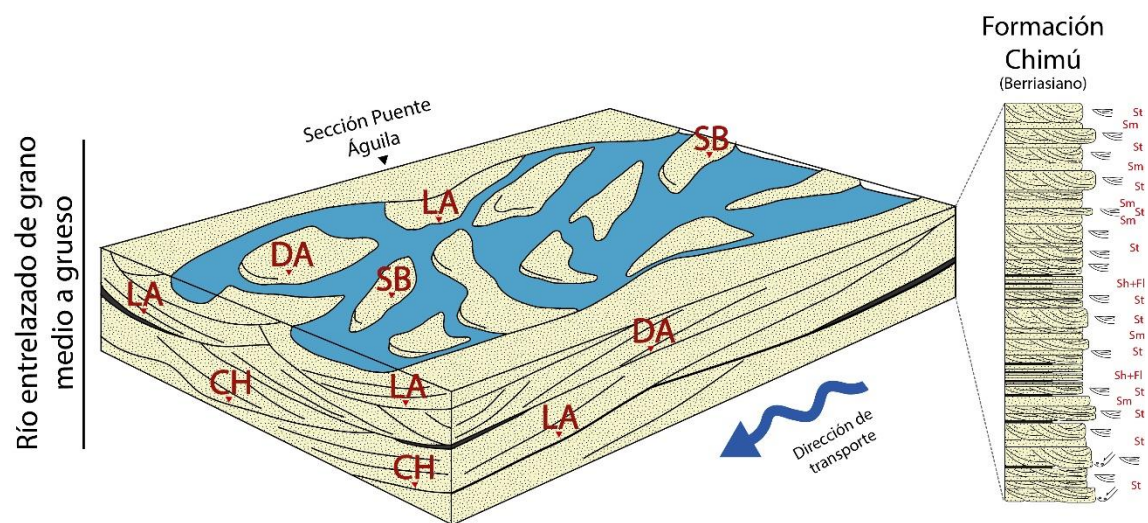


Figura N° 5.29. Modelo de río entrelazado para la Formación Chimú. Abundantes depósitos arenosos formado elementos como CH, LA Y DA principalmente.

Los depósitos siliciclásticos de la Formación Chimú son dominados por areniscas con facies *St* y *Sm* en mayor ocurrencia, mientras que las facies *Sr* y *Fl* son poco comunes. Los canales fluviales (elemento *CH*) marcan el inicio de la sedimentación particularmente erosiva y que abarca grandes extensiones laterales. Se observa arenas con estratificación cruzada oblicua (*St*) y estratificación masiva (*Sm*) que rellenan los canales, las macroformas *DA*, *SB* y *LA* pueden formarse dentro del canal principal (Long, 2019; Miall, 2006).

5.3. PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO CHICAMA Y DE LA FORMACIÓN CHIMÚ.

El estudio de la proveniencia sedimentaria del Grupo Chicama y la Formación Tinajones se realizó mediante el método del conteo de granos “Gazzi Dickinson” (W. R. Dickinson, 1985; W. Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll et al., 1984), de manera análoga se realizó el estudio petrográfico de las unidades sedimentarias ya mencionadas.

5.3.1. Petrografía de la Formación Tinajones

Las muestras colectadas de esta unidad se obtuvieron de las columnas estratigráficas Puente Águila (*Figura N° 5.14*) y Choropampa (*Figura N° 5.15*), en donde esta unidad mide 593 metros y 516 metros respectivamente. En los estudios petrográficos de la Formación Tinajones se estudiaron 15 secciones delgadas, los análisis concluyen todas las muestras estudiadas en esta unidad corresponden a cuarzo arenitas (*Figura N° 5.30*), nos indica una notable madures en los sedimentos.

Formación Tinajones

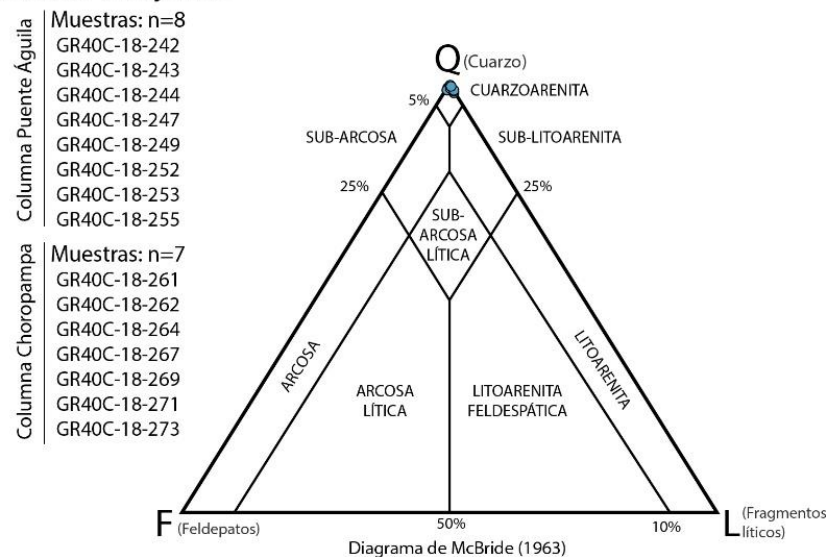


Figura N° 5.30. En el diagrama ternario se muestran los resultados de los estudios petrográficos de la Formación Tinajones en ambas secciones estratigráficas. Nótese el abundante contenido de cuarzo.

Las areniscas están compuestas principalmente por cuarzo monocristalino ($Q_m = 76.2\%$), en menor proporción cuarzo policristalino ($Q_p = 3.7\%$) y cuarzo ondulante ($Q_o = 18.3\%$), el

contenido de líticos ($L=0.2\%$) y feldespatos ($F= 0.1\%$) es mucho menor, el contenido de muscovita ($mus= 0.6\%$) en las areniscas es un rasgo importante que nos ayuda a distinguir esta unidad Jurásica de las secuencias Cretácicas, muchas veces la muscovita experimenta compactación mecánica observable en la sección delgada (*Figura N° 5.31D*), este efecto está condicionado la carga litostática que ejerce presión vertical sobre los sedimentos y de esta manera deforma las láminas de muscovita. Además, se observa contenidos significativos de circones (*Figura N° 5.33B y Figura N° 5.34D*) los cuales pueden representar valiosa información futura de proveniencia sedimentaria.

Texturalmente los granos muchas veces se observan sub angulosos, sub redondeados y excepcionalmente redondeados, matriz está compuesta por arcillas que progresivamente van recristalizando a sericita (*Figura N° 5.31B y Figura N° 5.34B*), el cemento está compuesto de sílice producto de la disolución de los granos de cuarzo, la disolución produce sobrecrecimiento o “overgrowth” de cuarzo (*Figura N° 5.31C*).

A continuación, se muestra una descripción extensa de las secciones delgadas estudiadas de la Formación Tinajones:

- **Muestra GR40C-18-242:** Cuarzo arenita de grano fino, granos moderadamente seleccionados sub redondeados a sub angulosos, con matriz de arcillas, cementación sericita y algunos minerales opacos (óxidos de hierro) en un 14% (*Figura N° 5.31A*).
- **Muestra GR40C-18-243:** Meta cuarzo arenita de grano medio mal seleccionado, granos subredondeado, contacto plano y algunos granos flotantes (soportados por matriz de arcilla, alrededor de 10%). La matriz está compuesta por arcillas recristalizando a sericita (*Figura N° 5.31B*), nótese la presencia de muscovita en la lámina delgada.
- **Muestra GR40C-18-244:** Meta arenita cuarzosa de grano fino, con granos subredondeados, bien seleccionados, se observa “overgrowth” de cuarzo (*Figura N° 5.31C*), cemento silíceo por disolución química, contacto largo, eventualmente se observan suturas que son evidencia de metamorfismo de grado bajo.

- **Muestra GR40C-18-247:** Cuarzo arenita de grano fino sub anguloso a sub redondeado, granos seleccionados, aproximadamente 7% de matriz de arcillas recristalizando a sericita. En áreas específicas tiene abundancia de arcillas y micas (*Figura N° 5.31D*). La muscovita se encuentra muy deformada lo cual indica un alto ratio de compactación de sedimentos.

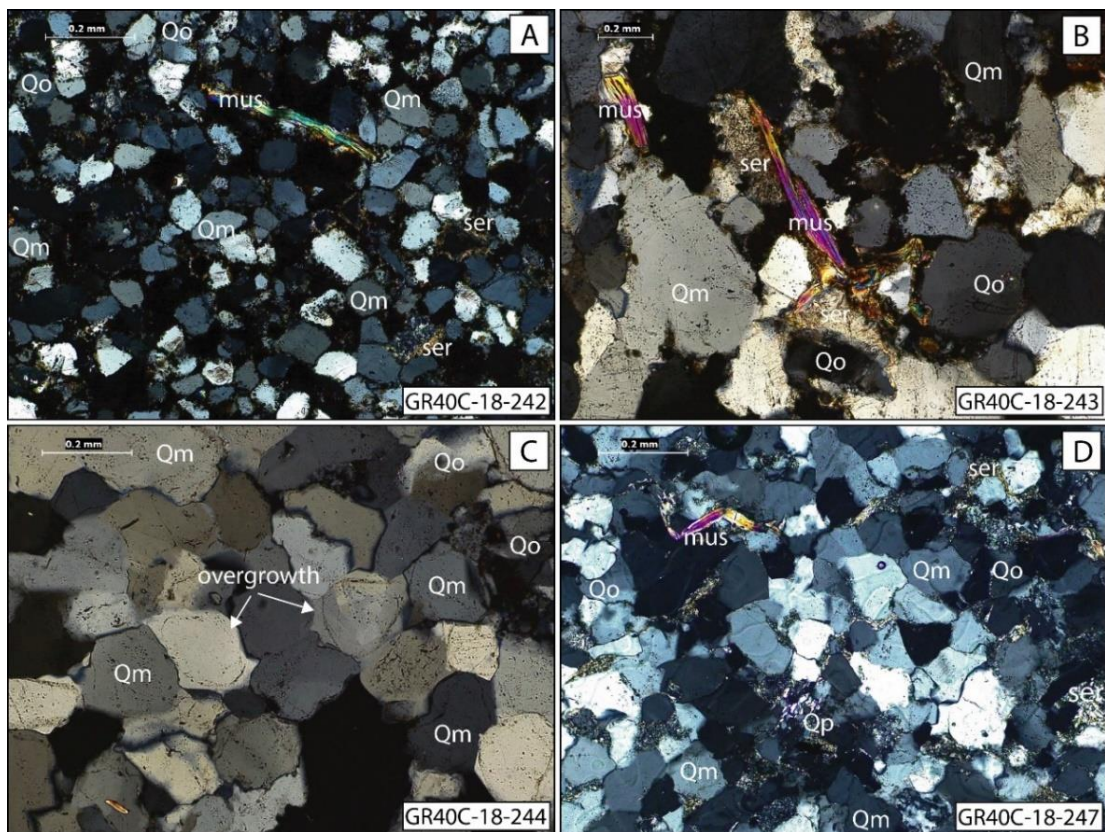


Figura N° 5.31. Petrografía de rocas siliciclásticas en la columna Puente Águila (Formación Tinajones). En A y B, microfotografías de cuarzo arenitas de grano fino con micas de muscovita poco deformadas. En C, microfotografía en donde se observa “overthgrowth”. En D, cuarzo arenita de grano fino con micas de muscovita muy deformadas.

- **Muestra GR40C-18-249:** Cuarzo arenita de grano fino, granos bien seleccionados y sub anguloso, 10% de matriz con minerales de arcillas recristalizando a sericita. Se observan minerales pesados (circones) asociados a una granulometría de arcilla (*Figura N° 5.32A*). El mineral principal es el cuarzo monocristalino y cuarzo con extinción ondulante.
- **Muestra GR40C-18-252:** Cuarzo arenita de grano fino, granos sub angulosos moderadamente seleccionados, matriz de arcillas recristalizando a sericita en un 13%, se observa además micas de muscovita en menor proporción con minerales pesados (circones)

y turmalina), los circones tienen una granulometría de arcilla. Se observan micas de muscovita aplastadas por los granos de cuarzo (*Figura N° 5.32B*).

- **Muestra GR40C-18-253:** Cuarzo arenita de grano medio, mal seleccionado con granos redondeados y granos sub angulosos, presenta matriz en un 3%, principalmente compuesto de sericita producto de la recristalización de arcillas. En la microfotografía se puede observar un cambio de facies en la sección (*Figura N° 5.32C*).
- **Muestra GR40C-18-255:** Cuarzo grauvaca de grano muy fino, abundante matriz de arcillas recristalizando a sericita en un 22% a 25%, contacto tangencial y ocasionalmente grano flotante, se compone casi exclusivamente de cuarzo. Con algunos minerales pesados y micas (*Figura N° 5.32D*).

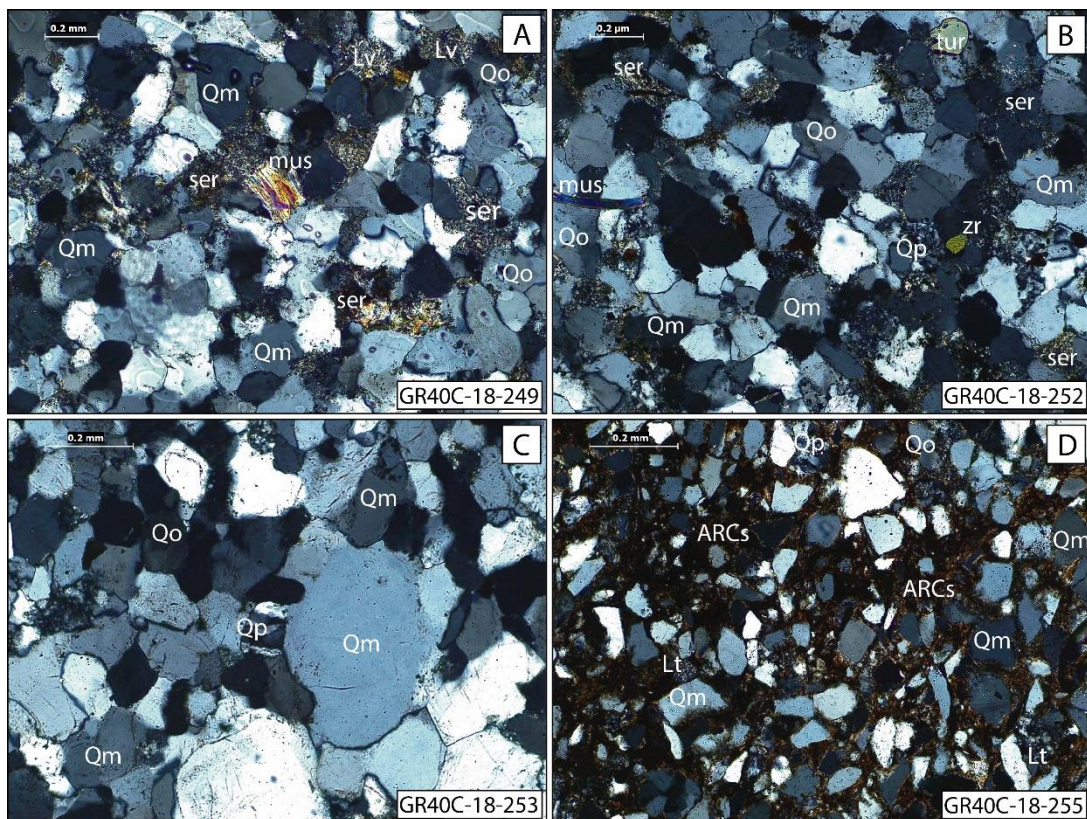


Figura N° 5.32. Petrografía de rocas siliciclásticas en la columna Puente Águila (Formación Tinajones). En A, B y C, cuarzo arenitas de grano fino a medio granos modernamente seleccionados con presencia de micas de muscovita, minerales pesados, matriz sericítica. En D, cuarzo grauvaca de grano muy fino, abundante matriz arcillosa y granos mal seleccionados.

- **Muestra GR40C-18-261:** Cuarzo arenita de grano fino, granos de cuarzo moderado a bien seleccionado, no se observa matriz de arcillas o de sericita (*Figura N° 5.33A*).

Principalmente compuesto por granos de cuarzo en más de 96%. Cemento de sílice por disolución. Se observan algunos líticos sedimentarios.

- **Muestra GR40C-18-262:** Cuarzo arenita de grano fino. Granos mal seleccionados (*Figura N° 5.33C*), con presencia de muscovita y minerales presados como circones en menores cantidades, matriz en 1-2%, los granos de cuarzo bien compactados y estos se encuentran soldándose entre sí. Poca presencia de cuarzo ondulante. Presencia de circones detríticos (*Figura N° 5.33B y C*).
- **Muestra GR40C-18-264:** Meta cuarzo arenita de grano fino, los granos se encuentran bien seleccionados, sub angulosos a sub redondeados, se pueden observar contactos en punto triple y algunos contactos suturados (*Figura N° 5.33D*). No se observa matriz de arcillas y sericita. El cemento de roca es sílice originado por disolución.

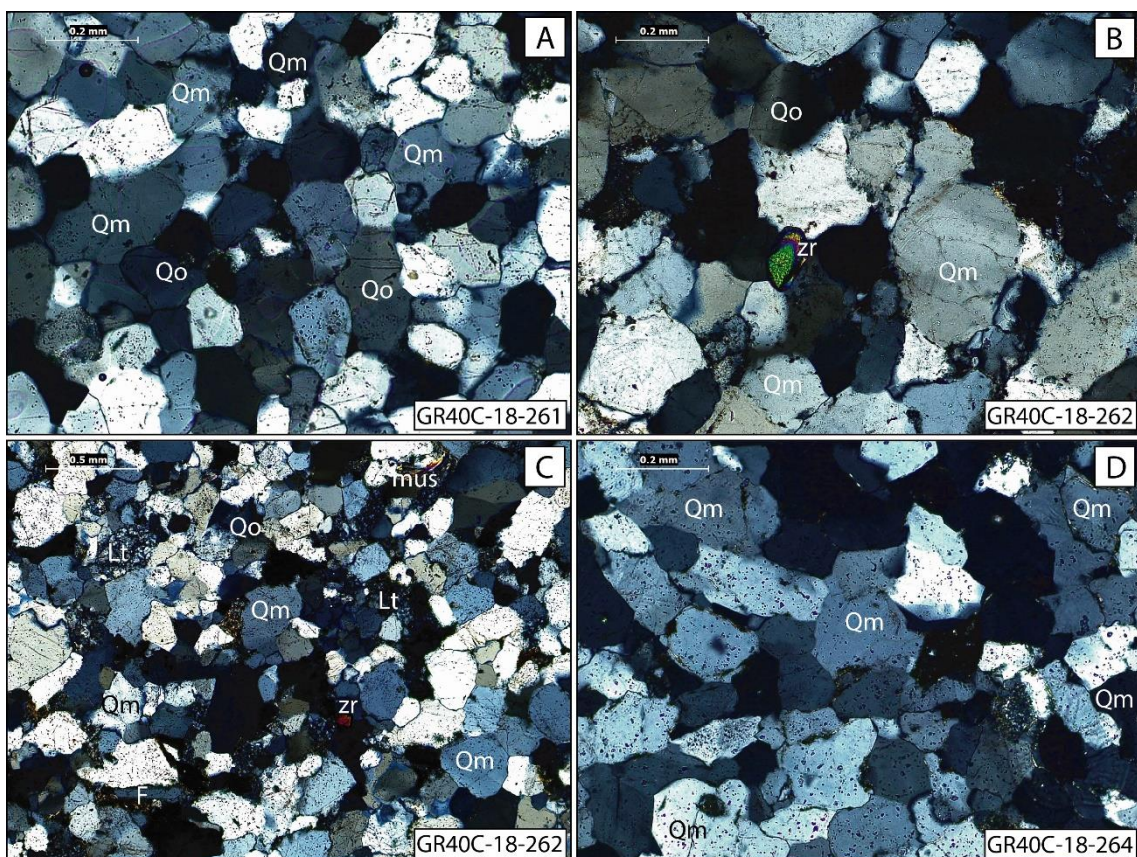


Figura N° 5.33. Petrografía de rocas siliciclásticas de la Formación Tinajones en la columna Choropampa. En A y D, cuarzo arenita y meta cuarzo arenita respectivamente, ambos de grano fino. En B y C, cuarzo arenitas de grano fino mal seleccionadas con abundantes circones detríticos.

- **Muestra GR40C-18-267:** Cuarzo grauvaca de grano muy fino, grano flotante y contactos planos, se pueden observar variaciones en los tamaños de grano, esto debido a que son pequeños *riples* o *flasers beddings*, están rellenos de arcillas, sericita, limos y arenas de grano muy fino predominantemente (*Figura N° 5.34A*). Además, estas rizaduras están asociadas a la depositación de minerales pesados como circones. Matriz de arcillas recristalizando a sericita en al menos un 17%, se observa muscovita.
- **Muestra GR40C-18-269:** Cuarzo arenita de grano fino, granos seleccionados y sub angulosos, muchos granos se encuentran flotando en la matriz 13%, poco poroso (*Figura N° 5.34B*), la matriz está compuesta por arcillas recristalizando a sericita. Entre los granos se puede observar moscovita deformada por compactación o ligero metamorfismo regional.

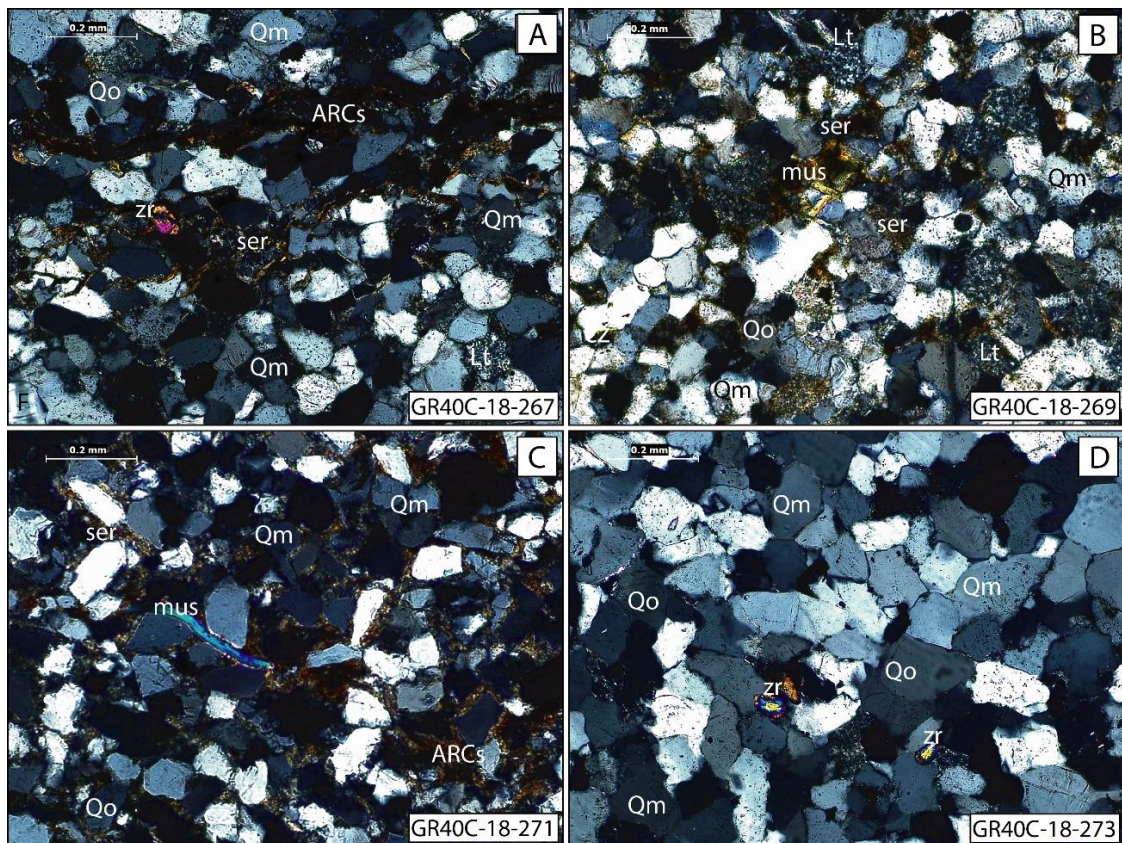


Figura N° 5.34. Petrografía de rocas siliciclásticas de la Formación Tinajones en la columna Choropampa. En A, cuarzo grauvaca con notable presencia de circones detríticos. En B, cuarzo arenita en matriz arcillosa-sericitica. En C, cuarzo arenita con micas de muscovita. En D, Cuarzo arenita sin presencia de matriz arcillosa, con abundantes minerales pesados.

- **Muestra GR40C-18-271:** Cuarzo arenita de grano fino, moderadamente seleccionado, con matriz de arcillas recristalizando a sericita, ligeramente compactado, algunos granos de muscovita (*Figura N° 5.34C*). Se pueden observar algunos minerales de la fracción pesada envueltos en matriz de arcillas.
- **Muestra GR40C-18-273:** Meta cuarzo arenita de grano fino, moderadamente seleccionado granos sub angulosos a sub redondeados, no se observa matriz de arcillas ni sericita (*Figura N° 5.34D*). Los granos se encuentran ligeramente soldados formado algunos contactos suturados.

5.3.2. Proveniencia sedimentaria de la Formación Tinajones

Se contabilizaron al menos 400 granos de sedimento (Ingersoll et al., 1984; Van der Plas & Tobi, 1965) por cada una de las 15 muestras de secciones delgadas de las areniscas estudiadas, es decir más de 6000 granos de cuarzo, feldespatos, líticos, muscovitas y minerales pesados. El conteo de grano nos brinda un grado de confianza estadística de mínimamente un 95%. La Formación Tinajones está compuesta por predominantemente cuarzo arenitas, seguido por cuarzo grauvacas y en menor proporción meta cuarzo arenitas, todas estas rocas tienen tamaños de grano de fino a medio predominantemente (*Tabla N° 5.3*).

Tabla N° 5.3. Resultados del análisis petrográfico de los granos sedimentarios de la Formación Tinajones (método Dickinson). Se puede observar código de muestra, litología y contenido porcentual de los minerales.

N°	Muestra	Litología	Qm	Qo	Qp	Fk	Fp	Lv	Ls	Lm	Mi	HM	Total	Qt	F	L	Qm	F	Lt
1	GR40C-18-242	Cuarzo arenita	79.2%	16.0%	2.2%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	1.0%	1.2%	418	99.5%	0.5%	0.0%	96.8%	0.6%	2.6%
2	GR40C-18-243	Meta cuarzo arenita	76.7%	18.9%	3.4%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	1.1%	0.0%	476	100.0%	0.0%	0.0%	95.8%	0.0%	4.2%
3	GR40C-18-244	Cuarzo arenita	84.9%	9.7%	5.0%	0.0%	0.0%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	423	99.5%	0.0%	0.5%	94.0%	0.0%	6.0%
4	GR40C-18-247	Cuarzo arenita	76.9%	17.6%	4.4%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.7%	0.0%	432	99.5%	0.5%	0.0%	94.1%	0.6%	5.4%
5	GR40C-18-249	Cuarzo arenita	73.9%	21.2%	4.0%	0.0%	0.0%	0.4%	0.0%	0.0%	0.4%	0.0%	472	99.6%	0.0%	0.4%	94.3%	0.0%	5.7%
6	GR40C-18-252	Cuarzo arenita	63.8%	28.1%	5.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	1.4%	1.6%	431	100.0%	0.0%	0.0%	92.6%	0.0%	7.4%
7	GR40C-18-253	Cuarzo arenita	68.7%	22.3%	6.4%	0.0%	0.0%	1.1%	0.5%	0.0%	0.9%	0.0%	435	98.4%	0.0%	1.6%	89.5%	0.0%	10.5%
8	GR40C-18-255	Cuarzo Grauvaca	82.9%	14.0%	1.6%	0.7%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.9%	451	99.3%	0.7%	0.0%	97.4%	0.8%	1.8%
9	GR40C-18-261	Cuarzo Arenita	74.6%	22.0%	2.2%	0.0%	0.0%	1.2%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	418	98.8%	0.0%	1.2%	95.7%	0.0%	4.3%
10	GR40C-18-262	Cuarzo Arenita	75.5%	19.0%	2.9%	0.0%	0.0%	1.4%	0.0%	0.0%	0.5%	0.7%	420	98.6%	0.0%	1.4%	94.6%	0.0%	5.4%
11	GR40C-18-264	Meta Cuarzo Arenita	76.4%	20.3%	3.2%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	403	100.0%	0.0%	0.0%	96.0%	0.0%	4.0%
12	GR40C-18-267	Cuarzo Grauvaca	76.0%	17.9%	3.6%	0.0%	0.0%	0.7%	0.0%	0.0%	0.7%	1.1%	442	99.3%	0.0%	0.7%	94.6%	0.0%	5.4%
13	GR40C-18-269	Cuarzo Arenita	75.0%	18.4%	5.1%	0.0%	0.0%	0.7%	0.0%	0.0%	0.7%	0.0%	412	99.3%	0.0%	0.7%	92.8%	0.0%	7.2%
14	GR40C-18-271	Cuarzo Arenita	82.1%	13.6%	2.4%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	1.2%	0.7%	413	100.0%	0.0%	0.0%	97.1%	0.0%	2.9%
15	GR40C-18-273	Meta Cuarzo Arenita	76.2%	16.1%	4.8%	0.0%	0.0%	0.5%	0.0%	0.0%	0.7%	1.7%	416	99.5%	0.0%	0.5%	93.5%	0.0%	6.5%

Qo: Cuarzo monocristalino, Qo: Cuarzo ondulante, Qp: Cuarzo Policristalino, Fk: Feldespatos, L: Líticos, Mi: Micas, HM: Minerales pesados.

Al insertar los datos obtenidos del conteo modal en el diagrama de ternario $QmFLt$, los resultados sugieren que estos sedimentos provienen de un “Cratón interior” con una muy leve tendencia a una proveniencia derivada de “Reciclados de cuarzo” (Figura N° 5.35). De manera análoga se insertaron los datos en el diagrama ternario $QtFL$ que nos indica madurez en los proveniencia de los sedimentos de la Formación Tinajones (Figura N° 5.35).

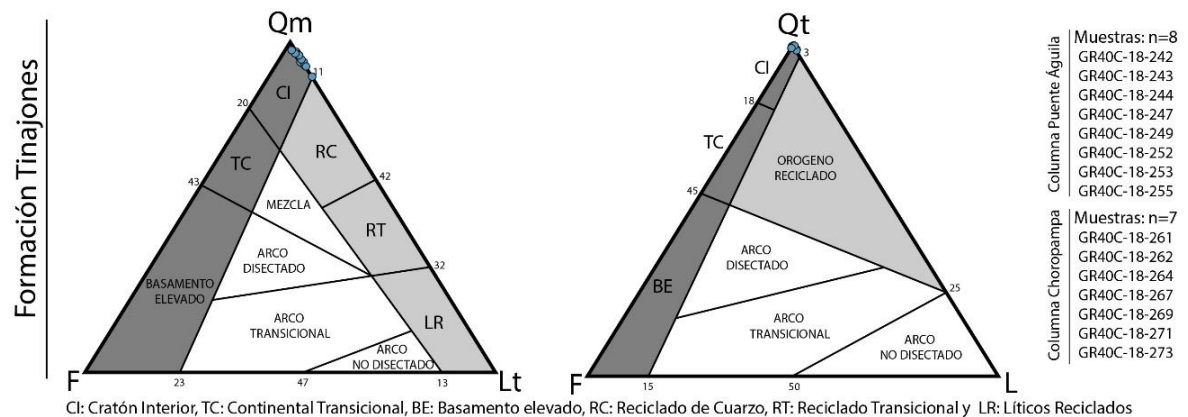


Figura N° 5.35. Diagrama de proveniencia sedimentaria de la Formación Tinajones. A la izquierda, diagrama $QmFLt$, en donde podemos observar que la proveniencia deriva de un Cratón interior con leve tendencia a Reciclado de cuarzo. A la derecha, diagrama $QtFL$ en donde se resalta madurez en la proveniencia sedimentaria.

5.3.3. Petrografía de la Formación Chimú

Las muestras colectadas de esta unidad se obtuvieron de las columnas estratigráficas Punte Águila (Figura N° 5.14) y Choropampa (Figura N° 5.15), en donde esta unidad mide 167 metros y 199 metros respectivamente. Se realizaron 9 estudios petrográficos en secciones delgadas de la Formación Chimú, los análisis concluyen que todas las muestras estudiadas en esta unidad corresponden a cuarzo arenitas (Figura N° 5.36), este resultado nos indica sedimentos con alta madurez.

Esta unidad sedimentaria constituye la base del Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior. La Formación Chimú mineralógicamente está compuesta abundantes granos de cuarzo, predominantemente de cuarzo monocristalino ($Qm = 74.4\%$), en menor proporción cuarzo ondulante ($Qo = 21.5\%$) y cuarzo policristalino ($Qp = 3.2\%$, Figura N° 5.37E y Figura N° 5.38B), muy poco contenido de líticos ($L = 0.2\%$), en cuanto a feldespatos no se observan en ninguna

sección delgada. La abundancia de circones detríticos (*Figura N° 5.37F* y *Figura N° 5.38D*) y otros minerales pesados es significativa ($HM = 0.5\%$). No se observa matriz entre los granos de arena

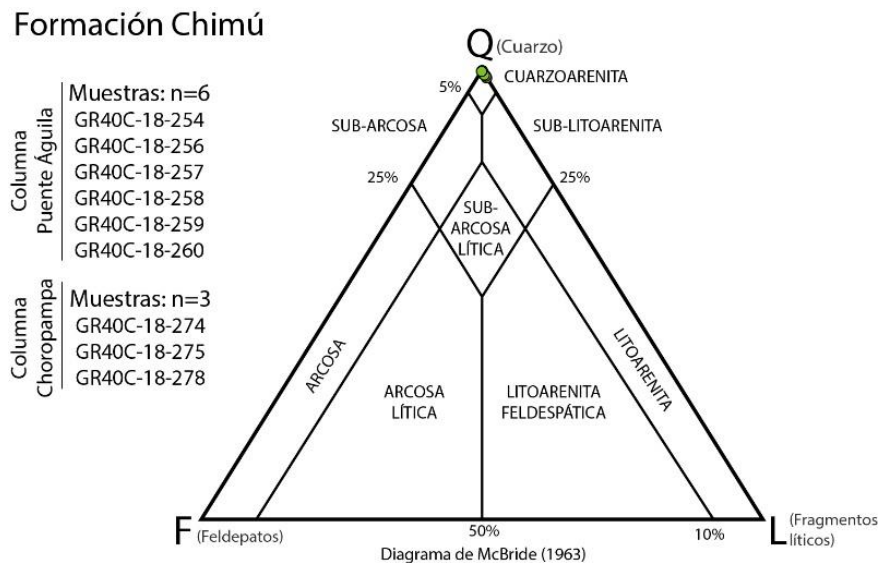


Figura N° 5.36. En el diagrama ternario se muestran los resultados de los estudios petrográficos de la Formación Chimú en ambas secciones estratigráficas. Nótese el casi exclusivo contenido de cuarzo.

Esta unidad sedimentaria constituye la base del Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior. La Formación Chimú mineralógicamente está compuesta abundantes granos de cuarzo, predominantemente de cuarzo monocristalino ($Q_m = 74.4\%$), en menor proporción cuarzo ondulante ($Q_o = 21.5\%$) y cuarzo policristalino ($Q_p = 3.2\%$, *Figura N° 5.37E* y *Figura N° 5.38B*), muy poco contenido de líticos ($L = 0.2\%$), en cuanto a feldespatos no se observan en ninguna sección delgada. La abundancia de circones detríticos (*Figura N° 5.37F* y *Figura N° 5.38D*) y otros minerales pesados es significativa ($HM = 0.5\%$). No se observa matriz entre los granos de arena

Texturalmente las rocas correspondientes a la Formación Chimú presentan granos subangulosos, angulosos y subredondeados, modernamente ordenados, muy compactados y soldados por disolución de cuarzo (*overgrowth*, *Figura N° 5.37A*), se observan suturas entre los granos de cuarzo (*Figura N° 5.38A*).

A continuación, se muestra una descripción extensa de las secciones delgadas estudiadas de la Formación Chimú:



- **Muestra GR40C-18-254:** Meta cuarzo arenita de grano medio, granos redondeados y bien seleccionados, se observa *overgrowth* (Figura N° 5.37A) de cuarzo, esto implica cemento silíceo entre los granos de cuarzo. No se observa una matriz, aparentemente muy bien compactado. Además, la roca está compuesta casi exclusivamente por cuarzo monocristalino y ondulante.
- **Muestra GR40C-18-256:** Meta cuarzo arenisca de grano medio, granos bien ordenados y sub redondeados a redondeados, el contacto ente granos es plano y ocasionalmente suturado. La roca está compuesta por abundantes cantidades de cuarzo en donde no se observa una matriz arcillosa (Figura N° 5.37B). El cemento es silíceo por disolución.
- **Muestra GR40C-18-257:** Cuarzo arenita de grano fino, granos moderadamente a bien seleccionados a bien seleccionados. Matriz en un 5% principalmente de arcillas recristalizado a sericita. Rocas muy compactadas se observa muy poco *overgrowth* de cuarzo. Existe una correlación directa entre el tamaño de grano y el contenido de arcillas. se observa un 2% de minerales pesados dentro de ellos podemos encontrar circones (Figura N° 5.37C).
- **Muestra GR40C-18-258:** Cuarzo arenita de grano medio, granos bien a moderadamente seleccionados, no se observa matriz ni minerales de arcillas. El cemento es silíceo por disolución de los granos de cuarzo (Figura N° 5.37D). Además, se observa cuarzo microcristalino posiblemente de origen diagenéticos.
- **Muestra GR40C-18-259:** Cuarzo arenita de grano medio, bien seleccionado a moderadamente seleccionado, no se observa matriz (<1%) ni minerales de arcillas, cuarzo policristalino (Figura N° 5.37E) en proporciones significativas. Cemento silíceo por disolución química (*overgrowth*), posiblemente sin-diagenética.
- **Muestra GR40C-18-260:** Cuarzo arenita de grano medio, mal seleccionado, redondeado, los presentan contacto plano y triple, presenta minerales pesados (circones y turmalinas, Figura N° 5.37F). No se observa arcillas como matriz. Existen granos de tamaños heterogéneos.

- **Muestra GR40C-18-260:** Cuarzo arenita de grano medio, mal seleccionado, redondeado, los presentan contacto plano y triple, presenta minerales pesados (circones y turmalinas, *Figura N° 5.37F*). No se observa arcillas como matriz. Existen granos de tamaños heterogéneos.

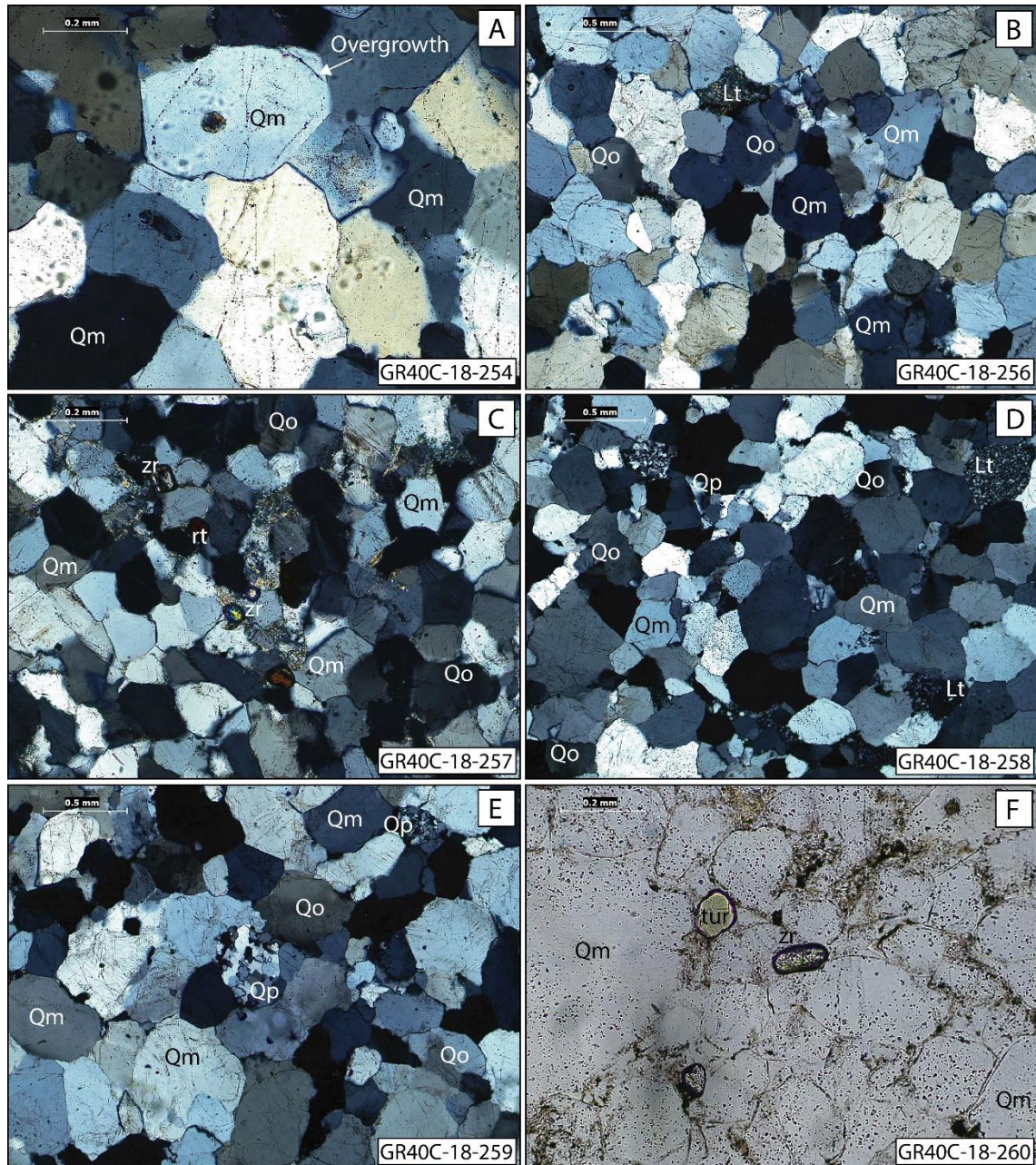


Figura N° 5.37. Petrografía de rocas siliciclásticas de la Formación Chimú en la columna Puente Águila. Predominantemente compuesto por cuarzo arenitas y meta cuarzo arenitas. En A, overgrowth de cuarzo. En A, B, C y D, cuarzo arenitas. En C, pequeños minerales pesados (circones y turmalinas). En E, grano de cuarzo policristalino. En F, cuarzo arenita con circones y turmalinas.

- **Muestra GR40C-18-274:** Meta cuarzo arenita de grano medio, mal seleccionado se observan clastos de longitudes variables, sub redondeados, no se observa la presencia de matriz en la roca (*Figura N° 5.38B*). Es notoria la presencia de suturas entre los granos de cuarzo (*Figura N° 5.38A*), esto implicaría un metamorfismo regional de bajo grado y se le puede atribuir a la carga litostática.

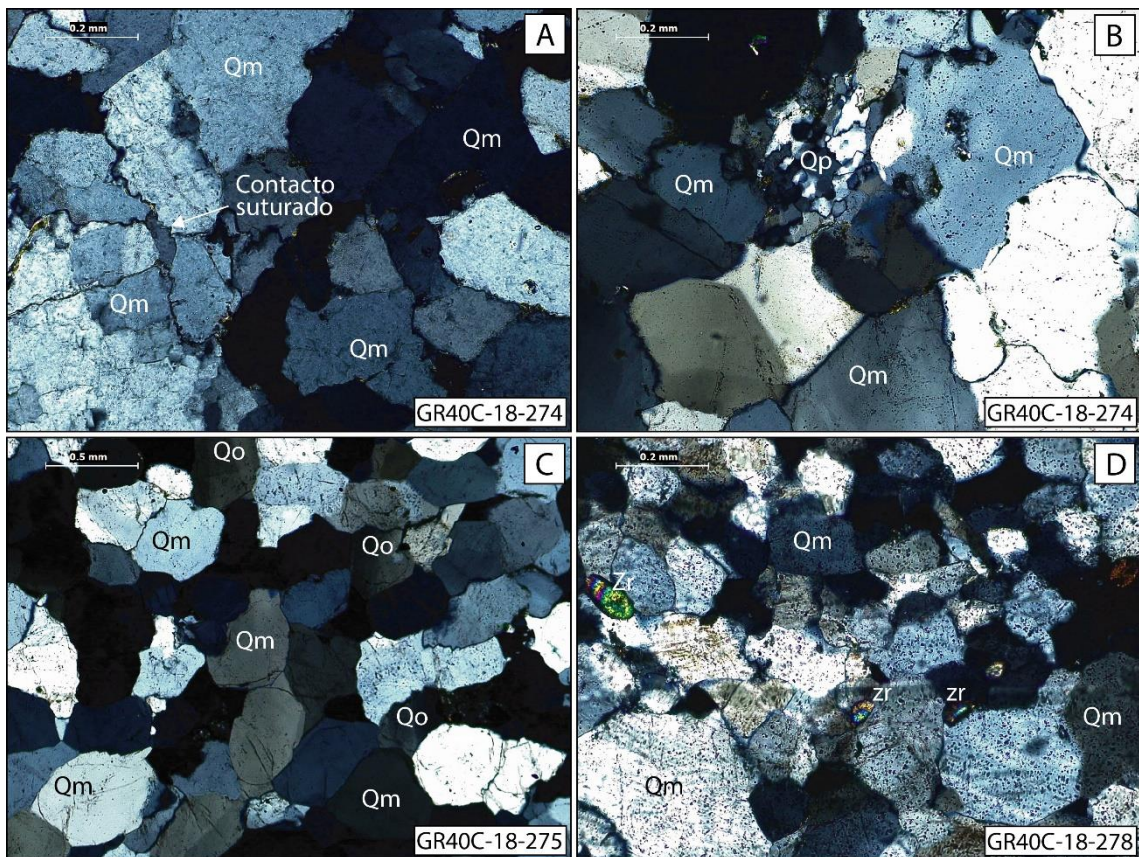


Figura N° 5.38. Petrografía de la formación Chimú en la Columna Choropampa. En A, suturas de cuarzo producto de la compactación mecánica. En B, cristal de cuarzo policristalino en meta-cuarzo arenita. En C, meta-cuarzo arenita bien seleccionada de grano medio. En D, meta-cuarzo arenita con granos mal seleccionados y con presencia relativa de circones detríticos.

- **Muestra GR40C-18-275:** Meta cuarzo arenita de grano medio, granos redondeados y bien seleccionados debido a que los clastos presentan longitudes similares, no se observa matriz de arcillas ni de sericita (*Figura N° 5.38C*). Ligero grado de metamorfismo, los granos se pueden ver con contactos triples y la porosidad de la roca es mínima.
- **Muestra GR40C-18-278:** Cuarzo arenita de grano medio, muy mal seleccionada los granos de arena varían desde fino a medio, los granos se observan redondeados a sub

redondeados. No se observa matriz en las areniscas de la formación Chimú. Se observan algunos minerales pesados, pero no son significativos (*Figura N° 5.38D*). Con presencia de circones.

5.3.4. Proveniencia sedimentaria de la Formación Chimú

Se contabilizaron al menos 400 granos de sedimento (Ingersoll et al., 1984; Van der Plas & Tobi, 1965) por cada una de las 9 muestras de areniscas estudiadas, estamos hablando de más de 3600 granos de cuarzo, líticos, feldespatos, minerales pesados y otros minerales contabilizados, este procedimiento le atribuye a nuestro estudio un grado de confianza estadística de mínimamente un 95% (*Tabla N° 5.4*). Entonces, La Formación Chimú está compuesta por cuarzo arenitas y meta cuarzo arenitas de grano medio a grueso, con notable contenido de minerales pesados y contenidos muy bajos de micas.

Tabla N° 5.4. Resultados del análisis petrográfico de los granos sedimentarios de la Formación Chimú (método Dickinson). Se puede observar código de muestra, litología y contenido porcentual de los minerales.

N°	Muestra	Litología	Qm	Qo	Qp	Fk	Fp	Lv	Ls	Lm	Mi	HM	Total	Qt	F	L	Qm	F	Lt
1	GR40C-18-254	Meta cuarzo arenita	76.3%	20.1%	3.5%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	427	100.0%	0.0%	0.0%	95.6%	0.0%	4.4%
2	GR40C-18-256	Meta cuarzo arenita	73.1%	24.4%	2.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%	439	99.5%	0.0%	0.5%	96.7%	0.0%	3.3%
3	GR40C-18-257	Cuarzo arenita	68.4%	25.6%	2.4%	0.0%	0.0%	0.0%	1.3%	0.0%	0.7%	1.5%	453	98.6%	0.0%	1.4%	94.8%	0.0%	5.2%
4	GR40C-18-258	Cuarzo arenita	72.8%	23.7%	2.3%	0.0%	0.0%	0.7%	0.0%	0.0%	0.0%	0.5%	438	99.3%	0.0%	0.7%	96.1%	0.0%	3.9%
5	GR40C-18-259	Cuarzo arenita	75.3%	21.2%	3.5%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	429	100.0%	0.0%	0.0%	95.6%	0.0%	4.4%
6	GR40C-18-260	Cuarzo arenita	75.7%	18.4%	3.8%	0.0%	0.0%	0.4%	0.4%	0.0%	0.0%	1.1%	445	99.1%	0.0%	0.9%	94.1%	0.0%	5.9%
7	GR40C-18-274	Meta Cuarzo Arenita	77.2%	18.1%	4.8%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	421	100.0%	0.0%	0.0%	94.2%	0.0%	5.8%
8	GR40C-18-275	Meta Cuarzo Arenita	75.0%	21.8%	3.2%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	436	100.0%	0.0%	0.0%	95.9%	0.0%	4.1%
9	GR40C-18-278	Cuarzo Arenita	75.4%	20.0%	3.2%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.2%	1.2%	411	100.0%	0.0%	0.0%	96.0%	0.0%	4.0%

Qo: Cuarzo monocristalino, Qo: Cuarzo ondulante, Qp: Cuarzo Policristalino, Fk: Feldespatos, L: Líticos, Mi: Micas, HM: Minerales pesados.

Al insertar los datos obtenidos del conteo modal en el diagrama de ternario *QmFLt*, los resultados sugieren que estos sedimentos provienen de un “Cratón interior” (*Figura N° 5.39*), no se observa una tendencia a notoria hacia arco reciclado. De manera análoga se insertaron los datos en el diagrama ternario *QtFL* que nos indica madurez en los proveniencia de los sedimentos de la Formación Tinajones (*Figura N° 5.39*), este resultado indica que los sedimentos son maduros y que provienen de distancias muy lejanas.

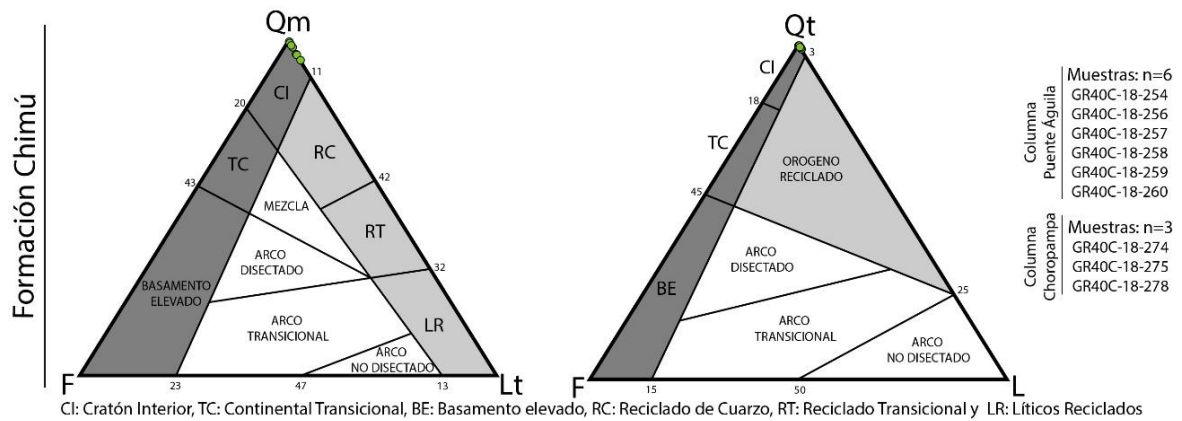


Figura N° 5.39. Diagrama de proveniencia sedimentaria de la Formación Chimú. A la izquierda, diagrama QmFLt, en donde podemos observar que la proveniencia deriva de un Cratón. A la derecha, diagrama QtFL en donde se resalta la notable madurez de los sedimentos.

La información sedimentológica, petrográfica y paleontológica obtenida del Grupo Chicama y la Formación Chimú nos brindan evidencias consistentes para poder esbozar un modelo paleogeográfica en tiempos del Titoniano al Valanginiano.

La orogénesis ocurrida durante los periodos tectónicos Inca y Quechua dio como resultado a los Andes Centrales (Megard, 1984). Considerando que los afloramientos actuales fueron sometidos a esfuerzos compresivos, se debe tener en cuenta el acortamiento al cual fueron sometido todas las rocas preexistentes.

Pfiffner & Gonzalez (2013) elaboraron secciones estructurales regionales balanceadas, determinaron que el acortamiento en el norte es de al menos 120 km (~24%) y para el centro 150 km (~28%). Años después Eude et al. (2015) obtendría resultados similares en la cuenca Subandina, un acortamiento de al menos 142 km (~28%). Entonces, se concluye aseverando que el límite costero del mar de *Tethys* durante el Mesozoico se extendía aproximadamente a 100 km del límite actual con el Océano Pacífico (Figura N° 5.40). Esta idea postula una mayor área de sedimentación para los depósitos Jurásicos y Cretácicos.

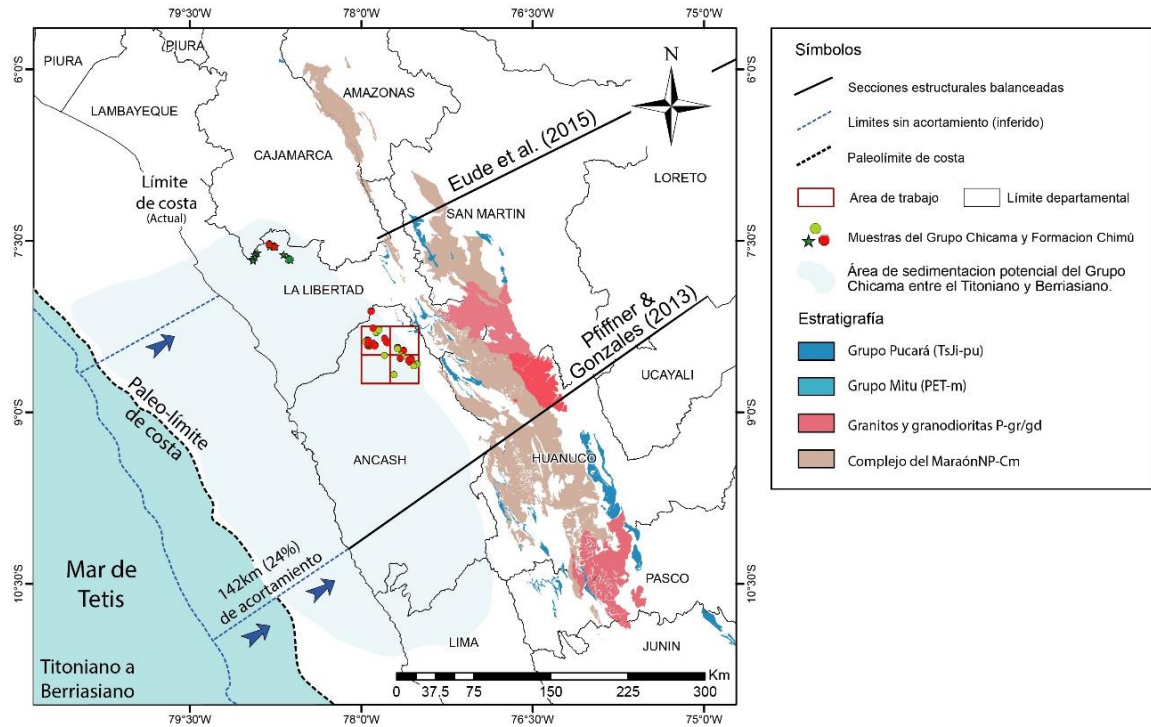


Figura N° 5.40. Paleo-límite de costa para tiempos de Titoniano a Berriasiano, en azul claro observamos un área potencia de sedimentación del Grupo Chicama. El límite se infiere a partir de las secciones estructurales restauradas por Pffinner & Gonzalez (2013) y Eude et al. (2015).

5.3.5. Paleogeografía en el Titoniano al Valanginiano.

Respecto a la paleoecología, la presencia de flora fósil continental de los géneros *Zamites*, *Pterophyllum* y *Thuites* (Figura N° 5.41) en facies del Grupo Chicama de la Cordillera Occidental nos sugiere una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Valdivia et al., 2016). La depositación de los restos de plantas se da en mismo lugar donde estas vivieron o en áreas muy próximas a la misma (McLoughlin, 1993; Sánchez, 2012; Selley, 2000). Esta apreciación nos sugiere interpretar que las condiciones paleo-climáticas estuvieron relacionados a áreas tropicales y muy húmedas, las cuales favorecen la proliferación de abundante flora que posteriormente será petrificada y pasará a formar parte de una unidad litoestratigráfica. Además, el estilo de sedimentación fluvial meandriforme sugiere un clima predominante cálido y húmedo (Long, 2011), este hecho reafirma condiciones climáticas tropicales y húmedas.

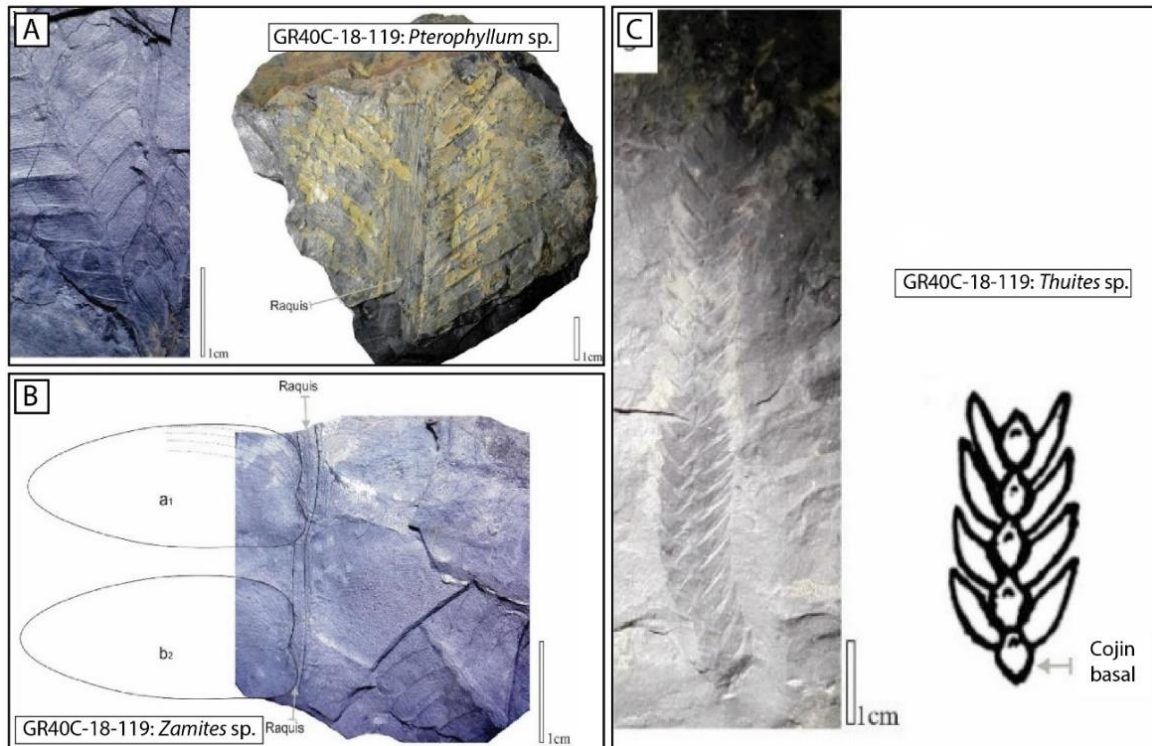


Figura N° 5.41. Primera evidencia de plantas fósiles de los géneros *Pterophyllum* (A), *Zamites* (B) y *Thuites* (C) en sedimentos de la Formación Tinajones. Sugieren un clima cálido y tropical para el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. Imágenes tomadas de Valdivia et al. (2016).

Por otro lado, el diagrama bi-variable logarítmico de paleo-clima (Suttner & Dutta, 1986) aproxima la relación de los ratios $Qp/(F+L)$ y $Qt/(F+L)$, es usado para establecer la relación de los granos minerales con el paleo-clima. Los resultados para las areniscas de la Formación Tinajones y Chimú nos indican que estas unidades se formaron en un clima húmedo (Figura N° 5.42), el cuarzo es un mineral estable en climas húmedos, lo cual explica su abundancia.

La Formación Sapotal se formó gracias al desarrollo de extensos ríos meandriformes de alta y moderada sinuosidad, estos transportaban sedimentos ricos en cuarzo con notable escasez líticas y feldespatos. De acuerdo con Long (2011) el estilo de sedimentación fluvial está relacionado a climas húmedos y tropicales con intensa meteorización. La madurez de las areniscas nos sugiere que los sedimentos provienen de un Cratón interior, rocas antiguas y muy alejadas a la cuenca.

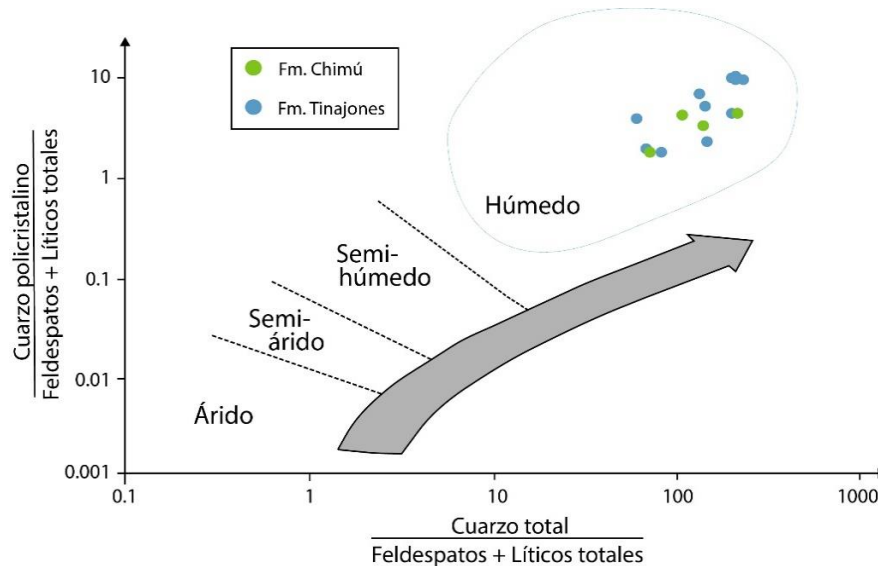


Figura N° 5.42. Diagrama bi-variante logarítmico para las areniscas de la Formación Chimú y Tinajones, de acuerdo con Suttner & Dutta, 1986.

Resultados recientes de estudios de proveniencia sedimentaria en circones detríticos en la cuenca Huayllaga, Santiago y Marañón sugieren que el complejo Metamórfico del Marañón se encontraba exhumado en el Jurásico Superior (Erlich et al., 2018; George et al., 2019; Hurtado et al., 2018). De acuerdo con Erlich et al. (2018) este hecho se ve reflejado en las capas rojas de la Formación Sarayaquillo descritas por Kummel (1948), estos sedimentos presentan proveniencias derivadas de la provincia metamórfica Sunsás (1250 - 850 ma), del complejo metamórfico del marañón (750 – 400 ma) y de intrusivos Pérmico-Triásicos (Figura N° 5.43).

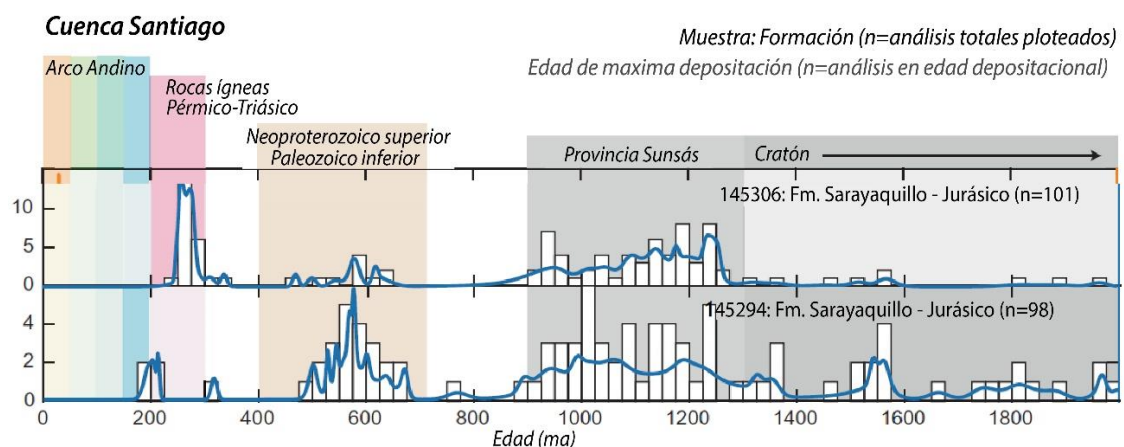


Figura N° 5.43. Geocronología de circones detríticos U-Pb de la Formación Sarayaquillo, muestras tomadas en la cuenca Santiago, nos indican la proveniencia de los sedimentos para la formación Sarayaquillo. Imagen tomada de George et al. (2019).

En la localidad tipo del de la Formación Sapotal en el valle del Chicama Jacay (1992) concluye en que estas secuencias corresponden a secuencias de pro-delta, mientras que para la Formación Tinajones concluye corresponde a secuencias deltaicas y litorales. Las conclusiones son posibles asumiendo que estas secuencias corresponden al parte más distal con respecto las secuencias observadas en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h) que representan sedimentos más proximales y continentales con respecto a su área fuente.

El macizo del Marañón juega un rol importante en el Jurásico Superior, actuando como un límite para la cuenca Subandina y la cuenca Mesozoica Occidental en donde se depositó el Grupo Chicama. Entonces el aporte sedimentario de la Formación Sapotal deriva principalmente del complejo metamórfico del Marañón, este macizo limita el ingreso de sedimentos provenientes de regiones cratónicas, debido a que actúa como un alto estructural paleogeográfico (Figura N° 5.44). La presencia de fósiles de ammonites en esta unidad está asociada a transgresiones marinas estacionarias (*tides*) y sugiere que la Formación Sapotal se encontraba muy próxima al mar. Los ríos meandriformes desarrollan extensos llanos fluviales (pendiente muy baja), esto hecho favorece el ingreso del mar hacia el continente formando depósitos tidales que acarrearán sedimentos y restos de cefalópodos.

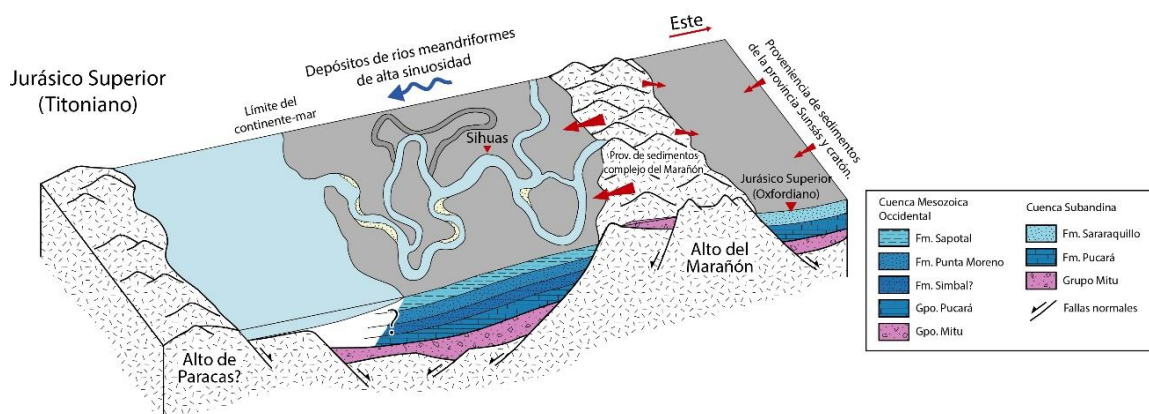


Figura N° 5.44. Modelo paleogeográfico del Titiánico. Extensos ríos meandriformes de alta sinuosidad cuya proveniencia sedimentaria deriva de Complejo del Metamórfico del Marañón.

Por otro lado, los análisis de facies sedimentarias de la Formación Tinajones indica abundancia de elementos LA, FF, SB y CS, estos elementos arquitecturales son muy frecuentes en ambientes de sedimentación de ríos meandriformes de moderada sinuosidad (Figura N° 5.45).

Esta unidad presenta un incremento significativo en el contenido de arenas (*litofacies St, Sr y Sh*) respecto a los limos y arcillas (*litofacies Fl y Fm*). El contenido total de cuarzo (98.3%) es muy alto frente a los feldespatos (0.2%) y líticos (0.3%), los análisis petrográficos nos sugieren una proveniencia derivada de un Cratón interior.

Además, la Formación Tinajones presenta un contenido significativo de muscovita, esta es una característica petrológica es muy importante, este mineral tiene su origen y abundancia en rocas metamórficas (Folk, 1980), provee información valiosa respecto a la proveniencia del sedimento. La resistencia de la muscovita a la abrasión en condiciones sub-acuosas (ríos) es relativamente alta, puede transportarse por largas distancias y periodos de tiempo (Anderson et al., 2017). Los estudios petrológicos, sedimentarios y paleontológicos nos brindan herramientas para discriminar que esta unidad se depositó exclusivamente en el Cretácico Inferior. Por ende, la sedimentación no correspondería a ciclo sedimentario del Grupo Chicama del Jurásico Superior.

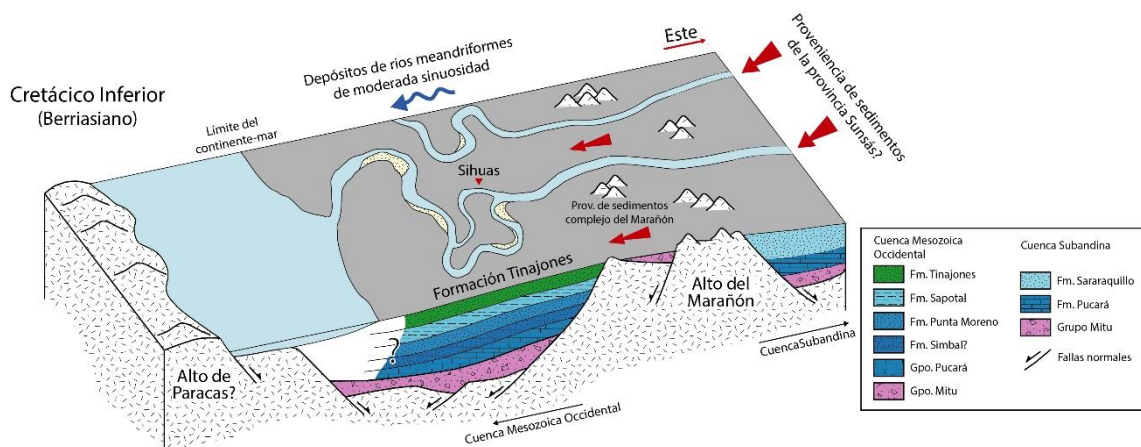


Figura N° 5.45. Modelo paleogeográfico del Berriasiano. Extensos ríos meandriformes de moderada sinuosidad cuya proveniencia sedimentaria deriva del Complejo del Metamórfico del Marañón y posiblemente de la provincia de Sunsás.

Teniendo en consideración que los sedimentos Cretácicos de la Formación Chimú y Cushabatay cubrieron en su totalidad la paleogeografía del Cretácico Inferior, esto incluye al ya disectado Complejo Metamórfico del Marañón (George et al., 2019; Jaillard et al., 1990, 1995; Jaillard & Jacay, 1989). La Formación Tinajones representa un escenario de transición en donde la cuenca Sub-andina y la cuenca Mesozoica se unen y dan origen una extensa cuenca del Cretácico Inferior unificada.



Entonces, la proveniencia sedimentaria de esta unidad principalmente deriva de un erosionado complejo metamórfico de Marañón abundante en esquistos y filitas, estas rocas son responsables del origen de la muscovita y parte de los cuarzos policristalinos observados en los análisis petrográficos. El incremento de cuarzo y la madures de las areniscas nos sugiere proveniencia sedimentaria de un área fuente muy distal, este es el caso de la provincia Sunsás que se ubica al este de la cuenca (*Figura N° 5.45*).

5.3.6. Paleogeografía en el Valanginiano Inferior.

En el Cretácico Inferior se formaron extensos ríos entrelazados compuestos de casi exclusivamente depósitos arenosos cuarzosos (*St*, *Sm*, *Sp* y *Sr*) con eventuales niveles de limoarcillitas (*Fr* y *Fm*), los sedimentos provienen de un Cratón interior según indican los resultados obtenidos del análisis petrográfico de las areniscas del Grupo Chimú. La evidencia de plantas fósiles (Benavides, 1956; Escudero, 1979; Wilson et al., 1967) sugiere relativa abundancia vegetación y un clima húmedo.

De acuerdo con trabajos recientes de proveniencia sedimentaria con circones detríticos se demuestran que el Grupo Goyllarisquiza deriva principalmente del Cratón Brasileño y de la región de Sunsás, se observan cantidades menores de circones del Complejo Metamórfico del Marañón y del reciclaje de rocas sedimentarias pre Cretácicas (Erlich et al., 2018; George et al., 2019; Hurtado et al., 2018)(*Figura N° 5.46*). Para formar ríos entrelazos es necesario que la pendiente topográfica se incremente moderadamente, de esta manera la sinuosidad se reducirá considerablemente. Este efecto puede ser contrastado con la ocurrencia de grandes movimientos geodinámicas que concuerdan con el levantamiento de la orogenia de Juruá (Vicente, 2014), mencionada orogenia tuvo origen en el Jurásico superior condicionando la paleografía del Cretácico Inferior.

Cordillera Oriental

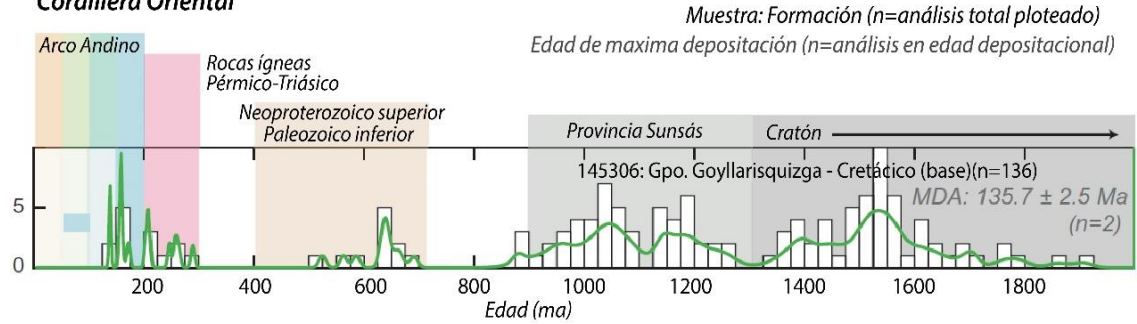


Figura N° 5.46. Geocronología de circones detríticos U-Pb de la Grupo Goyllarisquizga, muestras tomadas en la cuenca Santiago. Imagen tomada de George et al. (2019).

Entonces, en tiempos de Valanginiano Inferior existían numerosos ríos entrelazados que acarreaban sedimentos arenosos desde áreas muy distales, estamos hablando de rocas de la provincia de Sunsás y Cratón brasileño. Mencionados sedimentos cubrieron el terreno de lo que en ese entonces era el departamento de Ancash, en donde afloraban relictos del complejo metamórfico del Marañón y las capas rojas del Grupo Mitu (Figura N° 5.47) que fueron cubiertos por los sedimentos la Formación Chimú y formaciones equivalentes. Lateralmente hacia el oeste se dio paso a la sedimentación tidal del Grupo Morro Solar (Jacay, 2005; Palacios et al., 1992), mientras que al este su equivalente lateral en la cuenca Sub-andina es la Formación Cushabatay del Grupo Oriente. En la Figura N° 5.47 se puede observar la relación de contactos entre el Grupo Mitu/Goyllarisquizga y contactos entre Complejo Metamórfico del Marañón/Grupo Goyllarisquizga.

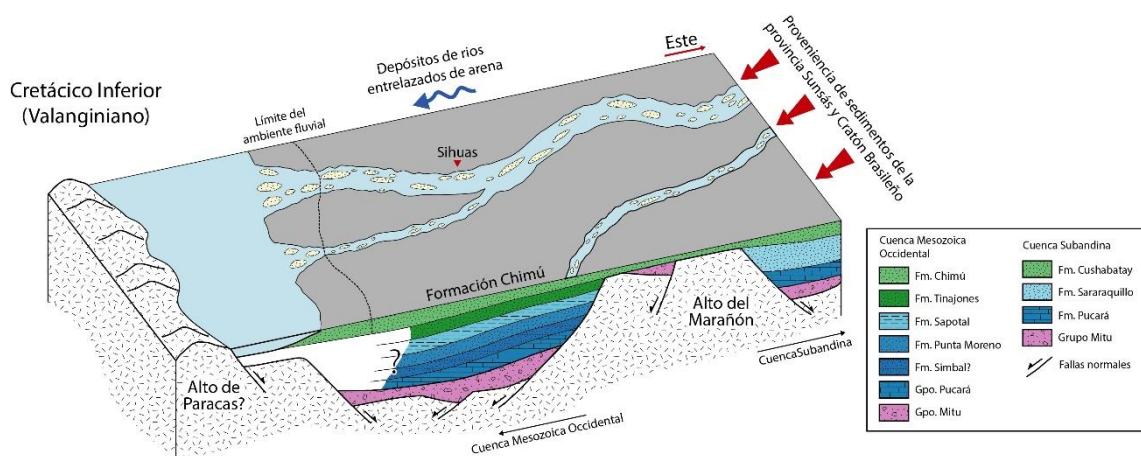


Figura N° 5.47. Modelo paleogeográfico del Valanginiano. Se formaron extensos ríos entrelazados de arena, la proveniencia sedimentaria tiene origen en la provincia de Sunsás, ubicada al este del Complejo del Metamórfico del Marañón.



VI. CONCLUSIONES

La asociación de ambientes depositacionales del área comprendida entre los distritos de Conchucos y Sihuas ubicados en la Cordillera Occidental dentro del departamento de Ancash, concluye que durante el Titoniano al Valanginiano se formaron ríos meandriiformes y ríos entrelazados, cuya proveniencia sedimentaria principalmente tiene su origen en un Cratón interior.

1. La caracterización estratigráfica reveló un cambio abrupto de litofacies entre las formaciones Sapotal y Tinajones, lo cual sugiere un contacto discordante de bajo ángulo, posiblemente erosional. El contenido de muscovita y el abundante contenido de matriz, muestra una firma característica y distintiva de la Formación Tinajones con respecto a la Formación Chimú. Por otro lado, el análisis paleontológico sugiere que la Formación Punta Moreno se depositó durante el Titoniano Medio en base a la biozona de *Windhausenicerias internispinosum*, mientras a la Formación Sapotal se le asigna una edad de Titoniano Superior apoyado en la biozona *Substeueroceras koeneni*. La base del Berriasiano Inferior lo establece la biozona de *Argentiniceras bituberculatum?*, a la cual corresponde la Formación Tinajones.
2. Se analizaron nueve (9) litofacies principales en el Grupo Chicama y la Formación Chimú, estos son: *St*, *Sm*, *Sh*, *Sr*, *Fl+Sr*, *Fl*, *Fm*, *Fr+Fp* y *C*. La Formación Sapotal del Titoniano Inferior desarrollo extensos ríos meandriiformes de alta sinuosidad, los elementos arquitecturales identificados son: *FF*, *LA*, *SB* y *CS*. Por otro lado, la Formación Tinajones se depositó en un ambiente de ríos meandriiformes de moderada sinuosidad, los elementos arquitecturales presentes son: *LA*, *FF*, *SB* y *CS*. Durante esta sedimentación Jurásica ocurrieron pulsos marinos transgresivos, estos eventos son los responsables de acarrear fauna fósil marina (ammonites) y icnofósiles tidales. Mientras que los sedimentos Cretácicos de la Formación Chimú se depositaron en un ambiente fluvial de ríos entrelazados de arena, se caracteriza por la presencia de los elementos *CH*, *DA*, *LA* y *SB*.
3. Se identificó que el área fuente de la proveniencia sedimentaria de la Formación Sapotal deriva del Complejo Metamórfico del Marañón, este macizo se encontraba exhumado durante el



Titoniano, dividiendo la cuenca Mesozoica Occidental de la cuenca Subandina. La proveniencia sedimentaria de la Formación Tinajones deriva de un Cratón interior con un clima tropical y húmedo, cuyos sedimentos derivan principalmente de un erosionado Complejo Metamórfico del Marañón y posiblemente en menor proporción desde la región de Sunsás. Por otro lado, la proveniencia sedimentaria de la Formación Chimú corresponde a un Cratón interior, debido a que durante el Valanginiano el Complejo Metamórfico del Marañón se encontraba completamente disectado, esto permitió el transporte de sedimentos desde la región de Sunsás, el Cratón brasileño y en menor proporción de un disectado Complejo Metamórfico del Marañón.



VII. RECOMENDACIONES

1. Realizar más estudios paleontológicos en las rocas del Grupo Chicama y formaciones geológicas adyacentes, debido a que esta información muchas veces no es tomada en consideración por falta de conocimiento, la paleontología en combinación con estudios de estratigrafía, sedimentología y otras áreas puede ser una herramienta fundamental en la resolución de problemas geológicos.
2. Se recomienda realizar estudios de geología estructural en las rocas del Grupo Chicama, debido a la complejidad estructural que se observa en los afloramientos sedimentarios, está a la vez juega un rol importante en la edificación de la faja corrida y plagada del Marañón en el norte peruano.
3. Se recomienda realizar estudios de dataciones radiométricas de U/Pb en circones detríticos en el Grupo Chicama y en la Formación Chimú. Estos estudios nos permitirán obtener información complementaria acerca de la proveniencia sedimentaria de la cuenca sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental.



VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A., MacKenzie, W., & Guilford, C. (1997). *Atlas de rocas Sedimentarias*. MASSON.
- Allen, J. (1982). *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Developments in Sedimentology 30B - ELSEVIER.
- Alván, A. (2015). *Geodynamic significance of the Cenozoic deposits in the southern Peruvian forearc (16°25'S to 17°15'S): constraints by facies analysis and sediment provenance* [Georg-August Universität Göttingen]. <http://hdl.handle.net/11858/00-1735-0000-0028-864C-3>
- Alván, A., Jacay, J., Caracciolo, L., Sánchez, E., & Trinidad, I. (2018). Sedimentary facies analysis of the Mesozoic clastic rocks in Southern Peru (Tacna, 18°S): Towards a paleoenvironmental Redefinition and stratigraphic Reorganization. *Journal of South American Earth Sciences*, 84(April), 399–421. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.014>
- Alván, A., Vennari, V., Acosta, H., Borja, S., & Giraldo, E. (2010). División y comparación biozonal del Jurásico Medio y Superior en la cuenca Arequipa, sur de Perú: resultados iniciales. *XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos.*, 4.
- Anderson, C. J., Struble, A., & Whitmore, J. H. (2017). Abrasion resistance of muscovite in aeolian and subaqueous transport experiments. *Aeolian Research*, 24, 33–37. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.11.003>
- Arche, A. (2010). *Sedimentología, Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo superior de investigaciones científicas.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W., & Mack, G. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 45(4), 873–882. <https://doi.org/10.1306/212F6E6F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Benavides, V. (1956). Cretaceous System in Northern Peru. *Bulletin of the AMNH*, 108, 353–493.
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson Education.



- Camacho, H. (2008). *Los invertebrados fósiles*. Fundación de Historia Natural - Departamento de Ciencias Naturales y Antropología.
- Chamberlin, R. (1962). The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Geological Survey American Bulletin*, 228–251.
- Chapman, J. B., Carrapa, B., DeCelles, P. G., Worthington, J., Mancin, N., Cobianchi, M., Stoica, M., Wang, X., Gadoev, M., & Oimahmadov, I. (2019). The Tajik Basin: A composite record of sedimentary basin evolution in response to tectonics in the Pamir. *Basin Research*. <https://doi.org/10.1111/bre.12381>
- Coe, A. L. (2010). *Geological field techniques*. Wiley-Blackwell.
- Cossío, A., & Jaén, H. (1967). *Geología de los cuadrángulos de Puémapu, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa 16-d, 16-e, 16-f, 17-e, 17-f, 18-f*-(Boletín A 17). Servicio de Geología y Minería.
- Crowley, D. (1983). Large-scale bed configurations (macroforms). Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 117–113.
- Cruzado, J. (1959). Geología del área comprendida entre los ríos Santa y Cabana. In *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú.
- Davis, R. A., & Dalrymple, R. W. (2010). Principles of tidal sedimentology. In *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6>
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40(2), 695–707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F., & Ryberg, P. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(February), 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222)
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of Arenites. Proc. Cetraro, Cosenza, 1984*, 333–361.



https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15

- Dickinson, W., & Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63(December), 2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Dunin-Borkowski, E., Jacay, J., & Sánchez-Izquierdo, J. (2007). Génesis del carbón peruano en el marco de la tectónica global. *Revista Del Instituto de Investigaciones FIGMMG*, 10, 7–27.
- Earle F. McBride. (1963). A Classification of Common Sandstones. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 33(3), 664–669. <https://doi.org/10.1306/74d70ee8-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Enay, R., Barale, G., Jacay, J., & Jaillard, E. (1996). Upper Tithonian Ammonites and Floras from the Chicama Basin, Northern Peruvian Andes. *Sedimentology*, 2, 221–234.
- Erlich, R. N., Fallon, J., & O’Sullivan, P. (2018). Stratigraphy and LA-ICP-MS zircon U-PB provenance of middle Permian to Maastrichtian sandstones from outcrop and subsurface control in the sub-Andean basins of Peru. *AAPG Memoir*, 117(April 2020), 179–225. <https://doi.org/10.1306/13622121M1173769>
- Escudero, J. (1979). *El carbón del Alto Chicama*. NGEMMET, Bol. No 2. Serie: B. Geología económica.
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., & Soula, J.-C. (2015). Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, 34(4), 715–730. <https://doi.org/10.1002/2014TC003641>
- Folk, R. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. In *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511626487>
- Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews*, 192(October 2018), 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>
- George, S. W. M., Horton, B. K., Jackson, L. J., Moreno, F., Carlotto, V., & Garzione, C. N. (2019). Sediment provenance variations during contrasting Mesozoic-early Cenozoic



- tectonic regimes of the northern Peruvian Andes and Santiago-Marañón foreland basin. In *Andean Tectonics*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-816009-1.00012-5>
- Hedberg, H. (1980). *Guía Estratigráfica Internacional: guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos*. UICG: Reverté.
- Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R. V., Baby, P., Antoine, P. O., & Dantas, E. L. (2018). Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). *Gondwana Research*, 63(June), 152–168. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.012>
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Pickle, J. D., & Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method; discussion and reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 0103–0116. <https://doi.org/10.1306/212f8783-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Jacay, J. (1992). *Estratigrafía y sedimentología del Jurásico curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeográfico del Jurásico Cretáceo del nor Perú (6° 30' - 8° latitud sur)*. Geológica-Tesis de Ingeniería, Universidad Mayor de San Marcos.
- Jacay, J. (2005). *Análisis de la sedimentación del sistema cretáceo de los Andes del Perú central*. 8(15), 49–59.
- Jaillard, E., & Jacay, J. (1989). (PDF) Les “couches Chicama” du nord du Pérou : colmatage d’un bassin né d’une collision oblique au tithonique. *Comptes Rendus Hebdomadaire Des Séances de l’Académie Des Sciences de Paris*, II(308), 1459–1465. https://www.researchgate.net/publication/32982309_Les_couches_Chicama_du_nord_du_Perou_colmatage_d%27un_bassin_ne_d%27une_collision_oblique_au_tithonique
- Jaillard, E., Sempere, T., Soler, P., Carlier, G., & Marocco, R. (1995). The Role of Tethys in the Evolution of the Northern Andes Between Late Permian and Late Eocene Times. *The Tethys Ocean*, 8, 463–492. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1558-0_15
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the*



- Geological Society*, 147(6), 1009–1022. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.1009>
- Jaimes, F., Navarro, J. P., Russe, E., Santos, A., & Bellido, F. (2011). *Geología del Cuadrángulo de Olmas, Hoja 12-d: Boletín N° 140 Seria A, Carta geologica Nacional Escala 1:50,000*. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET.
- Jenks, W. (1951). Triassic to tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Perú. *Geological Society of America Bulletin*, 62(2), 202–220.
- Jiu, B., Huang, W., Shi, J., & Mingqian, H. (2018). Growth Mechanism of Siliceous Cement in Tight Sandstone and Its Influence on Reservoir Physical Properties. *Energies*, 1–18. <https://doi.org/10.3390/en11113133>
- Kummel, B. (1948). Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *GSA Bulletin*, 59(12), 1217–1266. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1948\)59\[1217:grotcr\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1948)59[1217:grotcr]2.0.co;2)
- Long, D. G. F. (2011). Architecture and depositional style of fluvial systems before land plants: A comparison of Precambrian , Early Paleozoic , and modern river deposits. *Society for Sedimentary Geology*, 97, 37–61.
- Long, D. G. F. (2019). *Earth-Science Reviews Archean fluvial deposits: A review* ☆. 188(November 2018), 148–175. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.009>
- López, S. (2000). *Temas de Tafonomía*. Universidad Complutense de Madrid - Departamento de Paleontología.
- Machaca, C. (2018). *Deformación de piel delgada y acomodación de fallas en la faja corrida del Marañón: Cerro Negro, Conchucos - Ancash*. 5.
- Mange, M., & Maurer, H. (1992). *Heavy Mineral in Colour*. Chapman & Hall.
- Margirier, A., Audin, L., Robert, X., Herman, F., Ganne, J., & Schwartz, S. (2016). Time and mode of exhumation of the Cordillera Blanca batholith (Peruvian Andes). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 3782–3803. <https://doi.org/10.1002/2015JB012608>.Received
- Margirier, A., Robert, X., Audin, L., Gautheron, C., Bernet, M., Hall, S., & Simon-Labric, T. (2015). Slab flattening, magmatism, and surface uplift in the Cordillera Occidental (Northern Peru). *Geology*, 43(11), 1031–1034. <https://doi.org/10.1130/G37061.1>



- Martínez, L., & Rivas, P. (2009). *Paleontología de Invertebrados*. Universidad de Oviedo.
- Mckinley, J. M., Worden, R. H., & Ruffell, A. H. (2001). Contact Diagenesis: The Effect of an Intrusion on Reservoir Quality in the Triassic Sherwood Sandstone Group, Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3), 484–495. <https://doi.org/10.1306/2dc40957-0e47-11d7-8643000102c1865d>
- McLaughlin, D. (1924). Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Bulletin of the Geological Society of America*, 35(3), 591–632.
- McLennan, S. M. (1984). Petrological characteristics of Archean graywackes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(3), 889–898. <https://doi.org/10.1306/212f852b-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- McLoughlin, S. (1993). Plant fossil distributions in some Australian Permian non-marine sediments. *Sedimentary Geology*, 85(1–4), 601–619. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90104-D](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90104-D)
- Megard, F. (1984). *The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru*. 141(4), 893–900.
- Miall, A. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), 261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A. (1988). *Facies Architecture in Clastic Sedimentary Basins* (K. L. Kleinspehn & C. Paola (eds.)). Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4>
- Miall, A. (1999). *Principles of sedimentary basin analysis* (Issue 3). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1>
- Miall, A. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Miall, A. (2014). Fluvial depositional systems. In *Fluvial Depositional Systems*. Springer International Publishing Switzerland. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6>
- Miall, A., & Gibling, M. (1978). The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 21(2), 85–



127. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(78\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(78)90001-5)
- Mitra, S. (2002). Fold-accommodation faults. *The American Association of Petroleum Geologists*, 671–693.
- Morris, R. C., & Ramanaidou, E. R. (2007). Genesis of the channel iron deposits (CID) of the Pilbara region, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 54(5), 733–756. <https://doi.org/10.1080/08120090701305251>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons Ltd.
- Niño, V. (2011). *Metodología de la Investigación, Diseño y ejecución*. Ediciones de la U.
- Noble, B. D. C., Silberman, M. L., Megard, F., Bowman, H. R., & Park, M. (1978). *Comendite (Peralkaline Rhyolite) and Basalt in the Mitu Group, Peru: Evidence for Permian-Triassic Lithospheric Extension in the Central Andes*. 6(4), 453–457.
- Palacios, O. (1995). *Geología del Perú*. Carta Geológica Nacional, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 55.
- Palacios, O., Caldas, J., & Vela, C. (1992). *Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica 25-i, 25-j. 24-i, 24-j-[Boletín A 43]*. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET.
- Parent, H. (2003). The ataxioceratid ammonite fauna of the Tithonian (Upper Jurassic) of Casa Pincheira, Mendoza (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(3), 143–165. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00050-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00050-6)
- Parent, H., Garrido, A., Scherzinger, A., Schweigert, G., & Fözy, I. (2015). *The tithonian-lower Valanginian stratigraphy and ammonite fauna of the Vaca Muerta Formation in Pampa Tril, Neuquén basin, Argentina*. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología.
- Parra, J. (2015). *Análisis de proveniencia y ambiente de depósito de las unidades sedimentarias de la isla Diego de Almagro (51°30's)*. Universidad de Chile.
- Petford, N., & Atherton, M. P. (1992). Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, 205(1–3), 171–185. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90425-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90425-6)
- Pettijohn, F., Potter, P., & Siever, R. (1973). *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag.



- Pfiffner, O. A., & Gonzalez, L. (2013). Mesozoic-cenozoic evolution of the western margin of South America: Case study of the peruvian andes. *Geosciences (Switzerland)*, 3(2), 262–310. <https://doi.org/10.3390/geosciences3020262>
- Ponce, J., Carmona, N., & Montagna, A. (2018). *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas* (Fundación). Universidad Nacional de Río Negro.
- Quezada, A. (2010). *Proveniencia sedimentaria y ambiente deposicional de unidades atribuidas a los complejos Duque de York y Denaro, Patagonia XII región, Chile*. Universidad de Chile.
- Ramos, G. (2017). *Litofacies de la Formación Chonta en las secciones del codo del Tambo y Pongo de Mainique (Cuenca Ucayali sur)*. Universidad Nacional del Altiplano.
- Reguant, S., & Ortiz, R. (2001). Guía Estratigráfica Internacional: Versión abreviada. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 14(4), 270–293.
- Reineck, H., & Wunderlich, F. (1968). Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. *Sedimentology*, 11(1–2), 99–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>
- Riccardi, A. (2008). El Jurásico de la Argentina y sus Amonites. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 4, 625–643.
- Salazar, C. (2012). *The Jurassic-Cretaceous Boundary (Tithonian - Hauterivian) in the Andean Basin of Central Chile: Ammonites, Bio- and Sequence Stratigraphy and Palaeobiogeography - heiDOK* [Der Rupecht-Karls-Universität]. <https://archiv.ub.uni-heidelberg.de/volltextserver/14475/>
- Sánchez, M. (2012). Venezuela Paleontológica. In E. González (Ed.), *Paleobotánica: Plantas del Pasado Geológico* (p. 55). Universität Zürich: Printwork Art GmbH, St. Gallen.
- Selley, R. C. (2000). *Applied sedimentology* (2nd ed.). Academic Press.
- Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A., & Schaltegger, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35(April 2016), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.008>



- Stappenbeck, R. (1929). Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitlagerstätten. &c.
- Suttner, L. J., & Dutta, P. K. (1986). Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(3), 329–345.
- Takano, O., Itoh, Y., & Kusumoto, S. (2013). Variation in Forearc Basin Configuration and Basin-filling Depositional Systems as a Function of Trench Slope Break Development and Strike-Slip Movement: Examples from the Cenozoic Ishikari–Sanriku-Oki and Tokai-Oki–Kumano-Nada Forearc Basins, Japan. *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins, August 2013*.
<https://doi.org/10.5772/56751>
- Torres, D. (2018). Chamberlin, R. (1962). The Appalachian folds of central Pennsylvania. Geological Survey American Bulletin , 228-251. Dahlstrom, D. (1970). Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bulletin canadian Petroleum Geology, 312-4. IX INGEPET.
- Tucker, M. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field* (3ra ed., Issue 6). John Wiley & Sons Ltd.
- Valdivia, W., Tejada, L., Ramos, W., Chacaltana, C., Alvan, A., & Torres, D. (2016). Nuevos registros paleobotánicos del Grupo Chicama (Cordillera Occidental, norte del Perú): Implicancias estratigráficas. *Congreso Peruano de Geología*.
- Van der Plas, L., & Tobi, A. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263(1), 87–90. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87>
- Vicente, M. (2014). Juruá orogeny: Brazil and Andean countries. *Brazilian Journal of Geology*, 2(44), 181–190. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020001>
- Wang, W., Cawood, P. A., Pandit, M. K., Zhou, M.-F., & Zhao, J.-H. (2018). Evolving passive- and active-margin tectonics of the Paleoproterozoic Aravalli Basin, NW India. *GSA Bulletin*, 131(3–4), 426–443. <https://doi.org/10.1130/B35027.1>
- Westermann, G. (2005). *The Jurassic of the Circum-Pacific*. Cambridge University Press.
https://books.google.com.pe/books?hl=es&lr=&id=iMus4MtzII4C&oi=fnd&pg=PP14&dq=The+Jurassic+of+the+circum+pacific&ots=XfbtYpDIyL&sig=4N_o7a1asNS45STVQN

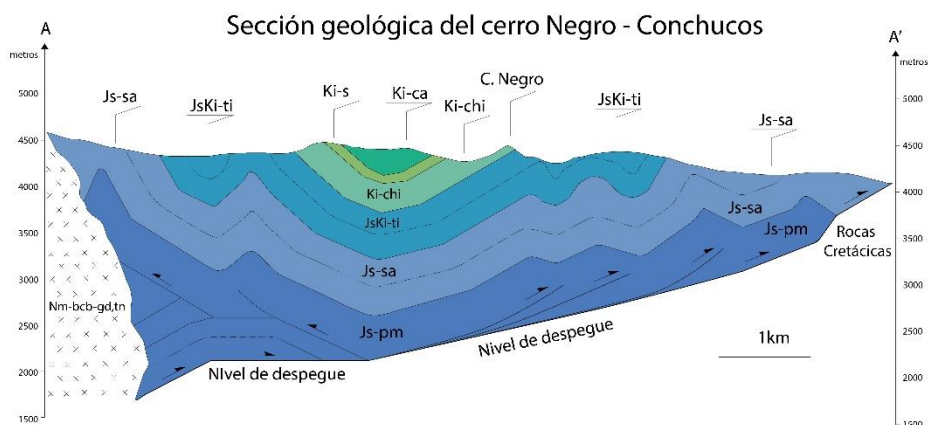
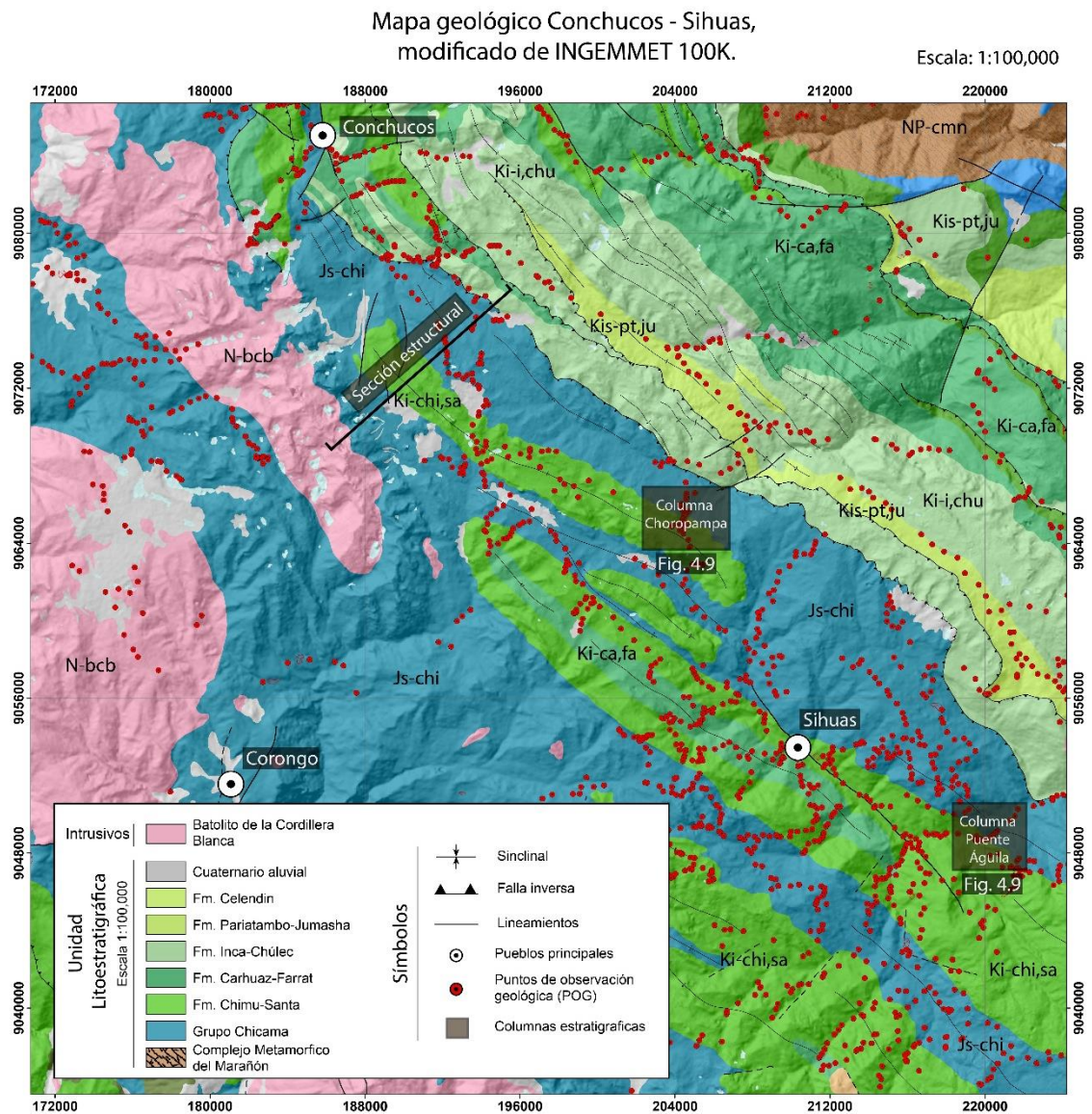


y1Kx2KFfM#v=onepage&q=The Jurassic of the circum pacific&f=false

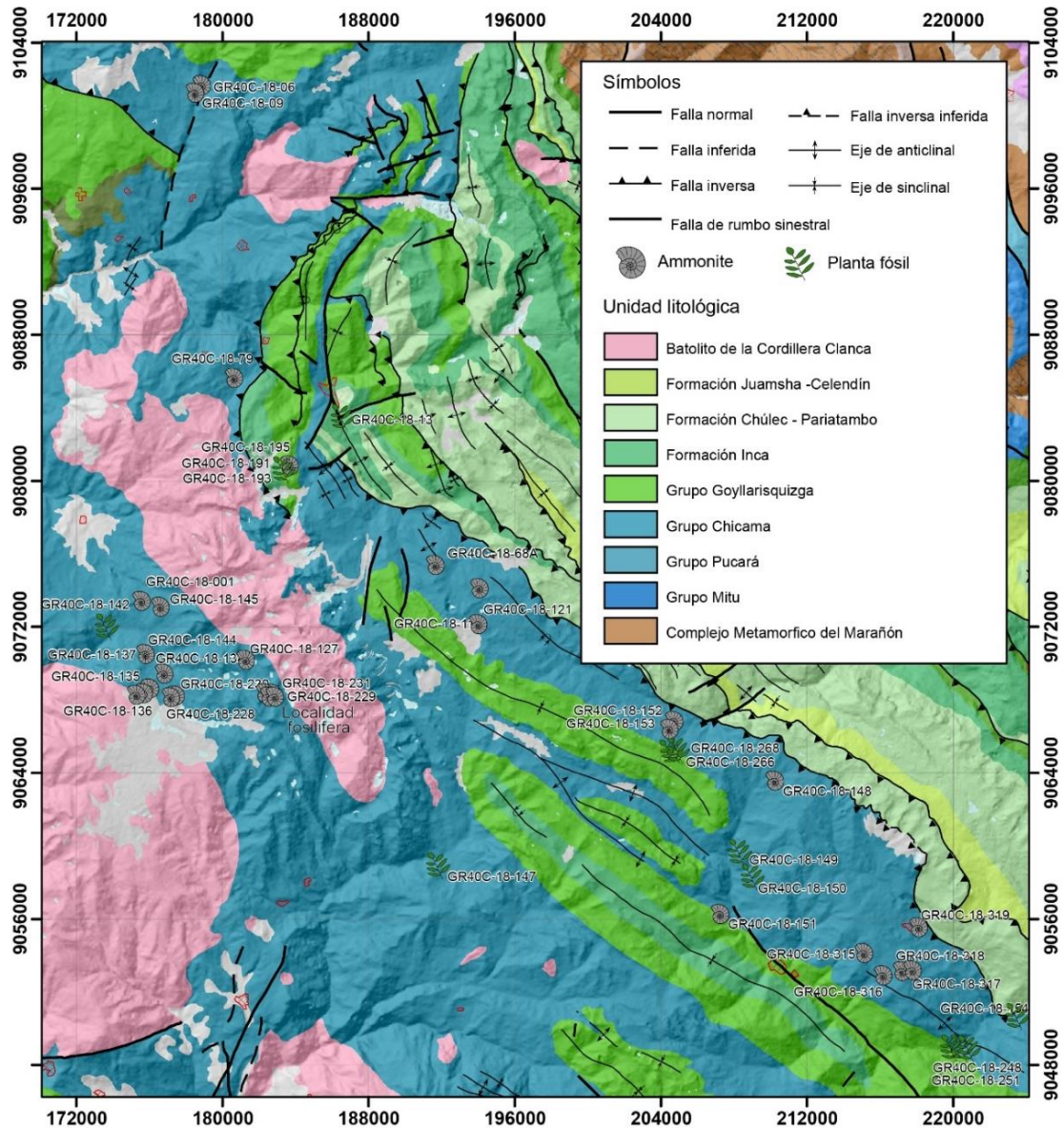
- Wilson, J. (1963). Cretaceous Stratigraphy of Central Andes of Perú. *AAPG Bulletin*, 47(1)(1), 1–34.
- Wilson, J. (1984). *Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chepén 13-d, 13-e, 13-f, 14-d, 14-e, 14-f, 14-g, 15-d, 15-e-[Boletín A 38]*. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Wilson, J., Reyes, L., & Garayar, J. (1967). *Geología de los cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari*. Boletín N° 60, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Worden, R., & Burley, S. (2009). Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. Sandstone Diagenesis. *International Association of Sedimentologists*, 3–44.
- Zavala, C. (2002). *Curso de campo intensivo sobre: Sedimentología predictiva*. Universidad Nacional del Sur.
- Zhuo, J. W., Jiang, X. S., Wang, J., Cui, X. Z., Xiong, G. Q., Lu, J. Z., Liu, J. H., & Ma, M. Z. (2013). Opening time and filling pattern of the Neoproterozoic Kangdian Rift Basin, western Yangtze Continent, South China. *Science China Earth Sciences*, 56(10), 1664–1676. <https://doi.org/10.1007/s11430-013-4694-2>

ANEXOS

Anexo A: Mapa geológico regional de Conchucos a Sihuas, a escala 1:100,000.



Anexo B: Mapa de muestras paleontológicas.





Anexo C: Cuadro de muestras fósiles colectados en los cuadrángulos de Pallasca 17(h) y Corongo 18(h).

Codigo	Unidad	Norte	Este	Zona	Nombre de Fossil
GR40C-18-001	Chicama	9073365	175247	18	Substeueroceras sp.
GR40C-18-001	Chicama	9073365	175247	18	<i>Parodontoceras</i> sp.
GR40C-18-001	Chicama	9073365	175247	18	<i>Substeueroceras koeneni</i> (Steuer)
GR40C-18-132	Chicama	9068429	175595	18	<i>Neocomites</i> sp., <i>Argentinceras</i> sp., <i>Substeueroceras koeneni</i> STEUER
GR40C-18-134	Chicama	9068221	177305	18	<i>Virgatosphinctes</i> sp.
GR40C-18-135	Chicama	9068238	176967	18	<i>Substeueroceras steinmanni</i> TILLMAN,
GR40C-18-136	Chicama	9068579	175922	18	<i>Substeueroceras</i> sp., <i>Virgatosphinctes</i> sp.
GR40C-18-137	Chicama	9068827	175967	18	<i>Windhauseniceras internispinosum</i> (KRANTZ), <i>Windhauseniceras</i> sp.
GR40C-18-138	Chicama	9069553	176586	18	<i>Substeueroceras koeneni</i> (STEUER)
GR40C-18-139	Chicama	9068403	182507	18	<i>Argentinceras fasciculatum</i> (STEUER)
GR40C-18-141	Chicama	9068382	182464	18	<i>Windhauseniceras internispinosum</i> (KRANTZ), <i>Windhauseniceras</i> cf. <i>W. internispinosum</i>
GR40C-18-144	Chicama	9070482	175822	18	<i>Windhauseniceras internispinosum</i> (KRANTZ), <i>Aulacosphinctes</i> cf. <i>A. proximus</i> (STEUER)
GR40C-18-145	Chicama	9073233	176110	18	<i>Aulacosphinctes proximus</i> (STEUER)
GR40C-18-148	Chicama	9063538	210245	18	<i>Neuqueniceras</i> cf. <i>N. steinmanni</i> STEHN,
GR40C-18-153	Chicama	9066367	204589	18	<i>Perisphinctes bifurcatoides</i> ENAY, <i>Aulacosphinctes</i> <i>mangaensis</i> STEUER.
GR40C-18-68A	Chicama	9075230	191854	18	<i>Argentinceras</i> sp., <i>Andiceras acuticostum</i> KRANTZ, <i>Micracanthoceras microcanthum</i> OPPEL
GR40C-18-121	Chicama	9072143	193832	18	<i>Micracanthoceras</i> sp.
GR40C-18-127	Chicama	9070281	181167	18	<i>Windhauseniceras</i> cf. <i>internispinosum</i> (KRANTZ), <i>Blandfordiceras</i> sp.
GR40C-18-315	Chicama	9054056	215210	18	<i>Windhauseniceras internispinosum</i> (KRANTZ), <i>Subdichotomoceras</i> sp.
GR40C-18-316	Chicama	9053040	217208	18	<i>Parodontoceras callistoides</i> (BEHRENDSEN), <i>Perisphinctidae</i> ind.
GR40C-18-317	Chicama	9053451	217665	18	<i>Parodontoceras Callistoides</i> (BEHRENDSEN)
GR40C-18-319	Chicama	9055395	217772	18	<i>Parodontoceras</i> sp.
GR40C-18-322	Chicama	9058012	223701	18	<i>Windhauseniceras</i> sp.
GR40C-18-224	Chicama	9068400	182506	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)
GR40C-18-225	Chicama	9068406	182459	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)
GR40C-18-226	Chicama	9068396	182445	18	<i>Subdichotomoceras</i> sp.
GR40C-18-228	Chicama	9068400	182432	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)
GR40C-18-229	Chicama	9068418	182383	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)
GR40C-18-230	Chicama	9068405	182412	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)
GR40C-18-231	Chicama	9068479	182373	18	<i>Windhauseniceras interispinosum</i> (KRANTZ)