

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

**Facultad de ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica**



**“ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y TECTÓNICA DE LA
CUENCA CONDOROMA (MIOCENO), AREQUIPA - SUR DEL PERÚ”**

TESIS

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTADO POR:

DANIEL ENRIQUE TORRES GONZÁLEZ

LIMA - PERÚ

2011

AGRADECIMIENTOS

Doy mi más profundo y sincero agradecimiento al Ing. Luis Cerpa, geólogo investigador encargado de guiarme en este proyecto. Por asesorar la presente tesis, corregirla y comentarla, pero ante todo gracias por su amistad y consejos y por inculcarme ese interés en la investigación que me ayudaron a encaminarme en este trabajo.

Asimismo quiero agradecer al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), por haber proporcionado todos los medios necesarios para que esta tesis se haya completado.

Al Dr. Victor Carlotto, por los conocimientos impartidos, así como por su asesoramiento, comentarios y sugerencias, y por el impulso en el desarrollo de este proyecto y gran paso en mi carrera.

Al Dr. Victor Sanz y a la Ing. Nora Revollé por sus correcciones y sugerencias en la presente Tesis.

Muchas gracias a Aldo Alvan, Cristina Cereceda, Luis Miguel Muñoz, Max Paniagua y Greethel Rodríguez, que aportaron con su amistad, sugerencias y apoyo en las salidas de campo.

Al Ing. Pedro Navarro, por sus enseñanzas en campo y gabinete y por su inagotable paciencia al enseñar. A los ingenieros Rildo Rodríguez y Harmuth Acosta por contribuir durante este proceso.

A Juan Pablo Navarro, Eber Cueva, Enrique Russe, y Teresa Velarde por los comentarios, sugerencias y ayuda en general.

A Jonathan Torres por su apoyo con la bibliografía.

Finalmente agradezco a todos mis amigos y colegas de Geología Regional del INGEMMET que contribuyeron de una u otra manera para la finalización de este proyecto.

RESUMEN

El área de estudio se encuentra ubicada en la provincia de Cailloma, al noreste del departamento de Arequipa; particularmente en las localidades de Chichas y Huilacucho, en la represa Condoroma. Morfológicamente se localiza en el borde sur central de la Cordillera Occidental, donde se ha emplazado la cuenca Condoroma.

El substrato de la cuenca Condoroma presenta rocas que pertenecen al Grupo Tacaza (Oligoceno) y al dominio tectónico-paleogeográfico del Alto Estructural Condoroma-Cailloma (Carlotto et al, 2002; Velarde et al, 2004), representadas por las formaciones mesozoicas Hualhuani, Arcurquina y Murco, este dominio está caracterizado por la presencia de fallas de importancia regional. Estas fallas afloran principalmente en la zona NNO del área de estudio siendo la falla Tolapucyura y la falla Tolapata las más importantes con una dirección NNO-SSE.

La Formación Condoroma (Mioceno inferior-superior) representa el relleno sedimentario de la cuenca Condoroma, y se encuentra dividida en 3 miembros. El Miembro A, Miembro B y Miembro C.

El Miembro A (0 - 300 m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Condoroma que comienza alrededor de 22 Ma (Crisis tectónica Quechua 1) con la instalación de abanicos aluviales en el flanco oeste y suroeste controlados por la falla Irupampa, en tanto el borde noreste permanece estable. Los relieves creados en el borde oeste y suroeste dio origen a los sedimentos del Miembro A y se mantuvo activo hasta alrededor de los 18-19 Ma que es evidenciado por la progradación tanto lateral como frontal de los abanicos aluviales a depósitos lacustres. En la parte superior de la evolución del Miembro A se emplazan flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Nm-ja/2 con ~ 18 Ma), que sella los depósitos de este Miembro.

El Miembro B (180 – 400 m) se caracteriza porque la procedencia de los sedimentos es principalmente del sureste, debido probablemente a la escama que produce la falla Irupampa para esa época (~18 Ma) que sigue la evolución de la crisis tectónica Quechua 1, la cual predomina sobre una de sus escamas generando una mayor área en la cuenca y favoreciendo a la subsidencia con el incremento en la zona de aportes. La sedimentación y la tectónica para los periodos posteriores es continua, con la instalación de un sistema fluvial en una pendiente no muy elevada, que favorecía a la instalación de un lago en la zona noroeste y central de la cuenca. Se observan leves discordancias progresivas en los depósitos fluviales del Miembro B en el borde norte y oeste de la cuenca. La sedimentación del Miembro B parece haber durado hasta los 14-13 Ma.

El Miembro C (120 – 500 m) corresponde a la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca. Este miembro parece tener relación con la crisis tectónica Quechua 2 (~12 Ma). Este periodo se caracteriza por que la cuenca está controlada activamente por la falla Irupampa al oeste la cual comienza a perder sus escamas conservando mayormente su componente inversa debido el cambio en el ángulo de convergencia de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana la cual disminuye su componente sinextral. Hacia la parte central se genera la falla Barrano paralela a la falla Irupampa la cual contribuye con la creación de pliegues sinclinales y anticlinales. El ambiente de sedimentación en estas fallas es de abanicos aluviales (Falla Irupampa) y ríos proximales (falla Barrano), posteriormente, la sedimentación se hace lacustre. La sedimentación lacustre se acentúa progresivamente hasta colmatar la cuenca, y excederla a límites más amplios notablemente hacia el sur. La sedimentación del Miembro C parece durar hasta los 5 Ma, puesto que la sella en discordancia angular la ignimbrita Cailloma, que posee una datación Ar/Ar en biotita de 4.92 Ma (Fornari: en Carlotto et al., 2002).

El magmatismo está relacionado a los principales accidentes estructurales, que se encuentran asociados a diversos complejos y centros volcánicos (Condorsayana, Jalcarane y Cailloma) cuyos eventos eruptivos han quedado registrados en la cuenca Condoroma.

INDICE

CAPITULO I		1
ASPECTOS GENERALES		
1.1	INTRODUCCIÓN	2
1.2	UBICACIÓN Y EXTENSIÓN	2
1.3	ACCESIBILIDAD	2
1.4	OBJETIVOS	4
1.5	METODO DE TRABAJO	4
1.6	TRABAJOS ANTERIORES	5
CAPITULO II		6
GEOMORFOLOGÍA		
2.1	INTRODUCCIÓN	7
2.2	DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	7
2.1.1	Borde Sur Central de la Cordillera Occidental	7
2.1.1.1	Cadena de Cerros Huiscachayo-Huañatira	10
2.1.1.2	Depresión Condoroma	10
2.1.1.3	Cadena de Cerros Hatuniscallo-Sahuanane	11
2.1.1.4	Cadena de Cerros Chapiña-Antayoc	11
2.3	CLIMA	12
2.4	VEGETACIÓN	12
2.5	HIDROGRAFÍA	13
2.5.1	Cuenca del río Condoroma-Colca	13
2.5.1.1	Subcuenca Barrano	13
2.5.1.2	Subcuenca Suichiri	13
2.5.1.3	Subcuenca Paranca	15
CAPÍTULO III		16
ESTRATIGRAFIA		
3.1	INTRODUCCIÓN	17
3.2	MESOZOICO	17
3.2.1	Formación Hualhuani (Cretácico inferior)	17
3.2.2	Formación Murco (Aptiano)	21
3.2.3	Formación Arcurquina (Albiano-Coniaciano)	21
3.3	CENOZOICO	27
3.3.1	Oligoceno	27
3.3.1.1	Centro Volcánico Quinsachata	27
3.3.1.2	Centro Volcánico Hirupichu	29
3.3.1.3	Miembro Tisco	29
3.3.2	Mioceno	34
3.3.2.1	Centro Volcánico Jalcarane	34
3.3.2.2	Centro Volcánico Condorsayana	36
3.3.2.3	Centro Volcánico Huishillane	36
3.3.2.4	Formación Condoroma	38
3.3.3	Plioceno	38
3.3.3.1	Complejo Volcánico Cailloma	41

3.3.4	Depósitos Cuaternarios	41
3.3.4.1	Depósitos Morrénicos	41
3.3.4.2	Depósitos Fluvio-glaciares	43
3.3.4.3	Depósitos Aluviales	43
3.3.4.4	Depósitos Fluviales	43
CAPITULO IV		44
MEDIOS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES		
4.1	INTRODUCCIÓN	45
4.2	LITOFACIES	46
4.2.1	Litofacies de Conglomerados	46
4.2.2	Litofacies de Areniscas	46
4.2.3	Litofacies de Lutitas	48
4.2.4	Litofacies Calcáreas y Volcánicas	49
4.3	ELEMENTOS ARQUITECTURALES	49
4.3.1	Canales	49
4.3.2	Cuerpos y Barras de Conglomerados	49
4.3.3	Flujos de Sedimentos por Gravedad	49
4.3.4	Cuerpos Arenosos	51
4.3.5	Macroformas de Acreción hacia Abajo	51
4.3.6	Huecos de Erosión	51
4.3.7	Areniscas Laminadas en Hojas	51
4.3.8	Lutitas de Llanura de Inundación	51
4.3.9	Lutitas Fluvio-Lacustres	51
4.3.10	Lutitas Lacustres-Fluctuantes	51
4.4	ABANICOS ALUVIALES	53
4.5	DEPÓSITOS FLUVIALES	55
4.5.1	Generalidades	55
4.5.2	Estilos Fluviales	58
4.6	DEPÓSITOS LACUSTRES	58
4.6.1	Introducción	58
4.6.2	Modelos de Litofacies	60
4.6.3	Influencia Tectónica en las Asociaciones Lacustres	60
4.7	VULCANISMO	62
CAPITULO V		64
ANALISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LA CUENCA CONDOROMA		
5.1	INTRODUCCIÓN	65
5.2	ANTECEDENTES	65
5.3	ESPESOR	66
5.4	EDAD	66
5.5	DIVISIÓN DE LA FORMACIÓN CONDOROMA	68
5.5.1	Miembro A	68
5.5.1.1	Descripción	70
5.5.1.2	Espesor	76
5.5.1.3	Medio de Depósito	76
5.5.1.4	Actividad Volcánica Contemporánea	76
5.5.1.5	Actividad Tectónica Sinsedimentaria	76

5.5.1.6	Paleocorrientes	77
5.5.1.7	Paleogeografía	77
5.5.2	Miembro B	79
5.5.2.1	Descripción	79
5.5.2.2	Espesor	93
5.5.2.3	Medio de Depósito	93
5.5.2.4	Actividad Volcánica Contemporánea	93
5.5.2.5	Actividad Tectónica Sinsedimentaria	93
5.5.2.6	Paleocorrientes	94
5.5.2.7	Paleogeografía	94
5.5.3	Miembro C	96
5.5.3.1	Descripción	96
5.5.3.2	Espesor	107
5.5.3.3	Medio de Depósito	107
5.5.3.4	Actividad Tectónica Sinsedimentaria	107
5.5.3.5	Paleocorrientes	107
5.5.3.6	Paleogeografía	108
5.6	Conclusiones sobre la Evolución Sedimentaria de la Cuenca Condoroma	110

CAPITULO VI MAGMATISMO

6.1	INTRODUCCIÓN	112
6.2	VULCANISMO	112
6.2.1	Volcánicos Tacaza	112
6.2.1.1	Centro Volcánico Quinsachata	114
6.2.1.2	Centro Volcánico Hirupichu	114
6.2.2	Volcánicos Palca	114
6.2.2.1	Centro Volcánico Jalcarane	115
6.2.2.2	Centro Volcánico Condorsayana	115
6.2.2.3	Centro Volcánico Huishillane	116
6.2.3	Volcánicos Barroso	116
6.2.3.1	Complejo Volcánico Cailloma	117

CAPITULO VII TECTÓNICA

7.1	INTRODUCCIÓN	119
7.2	ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO Y DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS	120
7.2.1	Análisis de Población de Fallas	120
7.2.1.1	Método del Análisis	123
7.2.1.2	Descripción de los Resultados	124
7.2.2	El Substrato	126
7.2.2.1	La Falla Tolapucyura	126
7.2.3	La Cuenca Condoroma	130
7.2.3.1	La Falla Irupampa	130
7.2.3.2	La Falla Barrano	135
7.2.3.3	La Falla Irupata	135
7.2.4	Síntesis y Conclusiones	135
7.2.5	Pliegues	138

7.2.5.1	Mediciones y Tratamiento de los Datos	138
7.2.5.2	Resultados e Interpretación	138
7.3	DESCRIPCIÓN Y UBICACIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES	143
7.3.1	Sección Estructural A-A'	143
7.3.2	Sección Estructural B-B'	144
7.3.3	Sección Estructural C-C'	144
7.3.4	Sección Estructural D-D'	144
7.3.5	Sección Estructural E-E'	145
7.4	CONCLUSIONES	145

CAPITULO VIII
DINAMICA DE LA CUENCA CONDOROMA 149

8.1	INTRODUCCIÓN	150
8.2	EVOLUCIÓN DE LA CUENCA CONDOROMA	150
8.3	LA CUENCA DESCANSO-YAURI	153
8.4	LA CUENCA TINAJANI	155
8.5	LA CUENCA PICHACANI	155
8.6	LA CUENCA PUNACANCHA DE CUSCO	158
8.7	LA CUENCA PARURO DE CUSCO	158
8.8	EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS NEÓGENAS DE LA REGIÓN	161
	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	163
	BIBLIOGRAFÍA	166
	LISTA DE FIGURAS Y TABLAS	171

CAPITULO I

GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN

Esta zona está caracterizada por una importante actividad volcánica y sedimentaria, las formaciones cenozoicas preservadas en el área representan una alta variedad de depósitos (volcánicos, volcanoclásticos, aluviales, fluviales, lacustres, etc). Toda esta sucesión estratigráfica presente da un registro continuo acerca de la evolución tectono-magmática durante el Mioceno de este segmento de los Andes Sur Peruanos. Sin embargo esta sucesión estratigráfica no ha sido bien registrada debido a la poca información con la cual los autores previos contaban. El presente estudio pondrá a disposición interpretaciones realizadas en base a datos de campo y recopilación bibliográfica de trabajos previos realizados en esta área.

El presente trabajo se desarrolló tomando como base los estudios en el cuadrángulo de Condoroma que desarrolló el INGEMMET durante el 2008 y 2009, dentro del proyecto “Volcanismo Cenozoico del Sur del Perú y su relación con la Metalogenia” que tiene como objetivo el de reconstruir la anatomía y dinámica de los centro eruptivos de la región.

1.2. UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la provincia de Cailloma, al noreste del departamento de Arequipa (Fig 1.1); particularmente en las localidades de Chichas y Huilacucho, en la represa Condoroma.

Las coordenadas UTM que delimitan el área de estudio son las siguientes:

248000E – 8304000N; 270000E – 8304000N
248000E – 8276000N; 270000E – 8276000N

1.3. ACCESIBILIDAD

A la zona de estudio se llega por vía terrestre desde la ciudad de Arequipa mediante las carreteras afirmadas Arequipa-Chivay-Sibayo-Condoroma y desde Cusco mediante las carreteras afirmadas Cusco-Sicuani-Yauri-Condoroma. Los poblados están comunicados mediante trochas carrozables y numerosos caminos de herradura (Fig. 1.1).

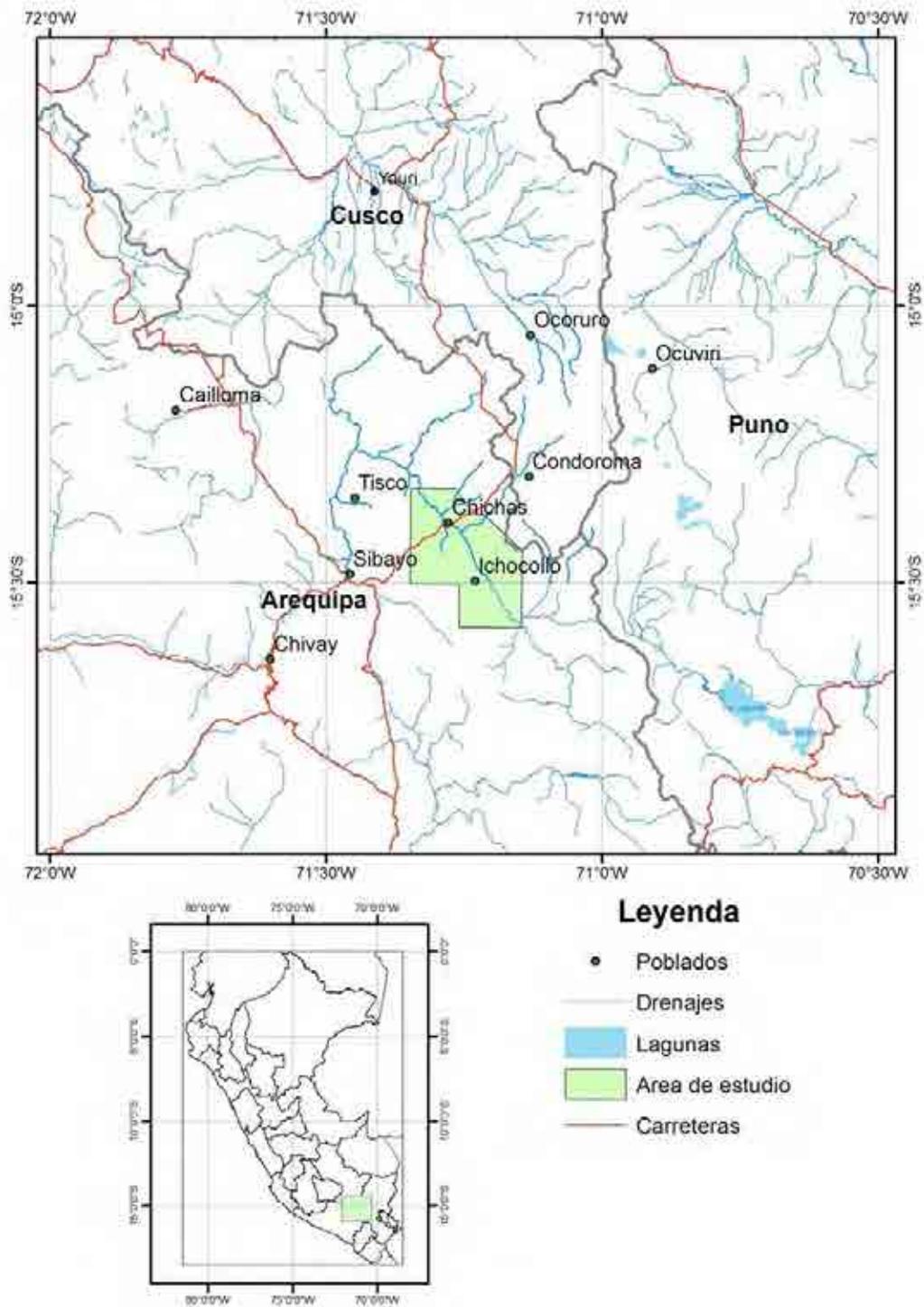


Fig. 1.1.- Mapa de ubicación y accesibilidad de la zona de estudio

1.4. OBJETIVOS

- **OBJETIVOS GENERALES**

1. Obtener el Título de Ingeniero Geólogo.
2. Conocer y determinar la evolución geodinámica de la cuenca Condoroma.

- **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

1. Conocer la evolución sedimentológica y paleogeográfica de esta cuenca.
2. Determinar las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio.
3. Conocer las estructuras tectónicas presentes en el área.
4. Determinar la interacción de las estructuras tectónicas con las unidades estratigráficas.

1.5. MÉTODO DE TRABAJO

La realización de la presente tesis implicó el desarrollo de etapas de campo y gabinete:

En las etapas de gabinete, se realizó, en una primera parte la recopilación y análisis de los datos bibliográficos existentes sobre la zona de estudio. Asimismo se procedió a una fotointerpretación del área. Luego de las salidas de campo, se analizaron las secciones estratigráficas, tomando en cuenta las asociaciones de litofacies propuestas por Miall (2006), con los cuales se hizo las interpretaciones sedimentológicas y paleogeográficas. Luego se procedió con el análisis estructural y microtectónico de la zona de estudio, el análisis de la cinemática de población de fallas se realizó a partir del método geométrico de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), mediante el uso del programa FAULTKIN (agradecimientos a Rick Allmendinger) para definir la dirección de los paleoesfuerzos, posteriormente se construyeron secciones estructurales semiequilibradas, usando técnicas de cortes estructurales balanceados. Finalmente, después de procesar toda esta información se interpretó la evolución de la cuenca y se confeccionó un plano a escala 1:50000 de la zona de estudio.

En las etapas de campo, se realizó el cartografiado geológico en mapas a escala 1:25000 de las unidades sedimentarias y estructuras tectónicas para determinar la evolución geodinámica de la Cuenca Condoroma, asimismo el cartografiado se utilizó para la reconstrucción de los centros eruptivos en la vecindad (estratovolcanes, calderas, domos) y así determinar la dinámica eruptiva de cada centro volcánico.

Se tomaron datos en estaciones de análisis microtectónico en la mayoría de unidades presentes para definir distintos eventos tectónicos. El levantamiento de columnas estratigráficas se hizo en los mejores afloramientos que se pudieron observar, tomando en cuenta los detalles de la sedimentología moderna, que permitieron establecer la evolución de la cuenca. Asimismo se recolectaron muestras de rocas para análisis geoquímicos y petrográficos, y de fósiles para determinar los ambientes sedimentarios de la cuenca.

1.6. TRABAJOS ANTERIORES

Existen pocos trabajos regionales que abarcan la zona de estudio destacando los de Klinck et al. (1986), Carlotto & Carlier (1998), Carlotto et al. (2002) y Velarde (2006).

Klinck et al. (1986), establecen las unidades estratigráficas y sus límites temporales. Las definiciones fueron asignadas tomando en cuenta la litología, morfología, algunas dataciones radiométricas y correlaciones estratigráficas a nivel regional. Sin embargo por tener el estudio un carácter tan regional, se obvian algunas unidades y se generalizan algunas otras, faltando así el trabajo en detalle.

Carlotto & Carlier (1998), en una escuela de campo en la represa Condoroma organizada por la UNSAAC y el IRD, toman muestras para geoquímica y dataciones radiométricas, además levantan una columna estratigráfica en la quebrada Lacra. Primera vez que se utiliza el nombre de Cuenca Condoroma para estos depósitos fluvio-lacustres que se encuentran en los alrededores de la represa.

Carlotto et al. (2002), redefinen la Cuenca Maure, basando la interpretación en el análisis de columnas estratigráficas y dataciones radiométricas; estableciendo así la evolución paleogeográfica y geodinámica de esta cuenca, adyacente a la Cuenca Chivay.

Velarde (2006), retoma el estudio de la Cuenca Condoroma en base a los trabajos de Carlotto & Carlier (1998); dando énfasis al magmatismo de la zona procesando e interpretando la geoquímica de elementos mayores.

CAPITULO II

GEOMORFOLOGÍA

2.1 INTRODUCCIÓN

Los Andes constituyen una cadena cordillerana típica, asociada a una zona de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana las cuales han dado forma a la topografía actual de los Andes Centrales (Jordan et al, 1983).

En el sur del Perú la topografía actual, desde la fosa Perú-Chile hasta el escudo Brasileiro definen tres regiones (Sebrier et al, 1988) paralelas que caracterizan a los Andes centrales: el Antearco Andino (*Andean Fore-Arc*), los altos Andes (*High Andes*) y la cuenca de antepaís (*Andean Foreland*). La región 1 puede ser subdividida en dos unidades morfoestructurales (Fig. 2.1): el Talud continental y la Cuenca de Antearco que están separadas por la Cordillera de la Costa constituida por rocas del basamento precambriano. La región 2 cuya elevación promedio llega a los 4000 metros; está subdividida en tres unidades morfoestructurales (Fig. 2.1): la Cordillera Occidental, el Altiplano, y la Cordillera Oriental. La región 3 esta compuesta por la Zona Subandina y la Llanura Amazónica (Fig. 2.1). Todas estas unidades morfoestructurales se han formado durante la evolución Meso-Cenozoica de los Andes Centrales.

El área de estudio se encuentra en el borde sur central de la Cordillera Occidental (Fig. 2.1). Localmente se han identificado varias unidades geomorfológicas, las que son descritas basándose en la morfología y litología.

2.2 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

2.2.1 BORDE SUR CENTRAL DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

El borde sur central de la Cordillera Occidental es una zona morfoestructural fuertemente individualizada en el área de estudio. Esta formada por cadenas de cerros que tienen altitudes entre 3600 y 5200 m.s.n.m. Las series sedimentarias y volcánicas están plegadas y recortadas por fallas. Cerca al límite con el Altiplano, la geomorfología se hace muy suave y las altitudes sobrepasan los 4000 m.s.n.m. Esta unidad ha sido dividida en: Cadena de cerros Huiscachayo-Huañatira, Depresión de Condoroma, Cadena de cerros Hatuniscallo-Sahuanane y Cadena de cerros Chapiña-Antayoc (Fig. 2.2).

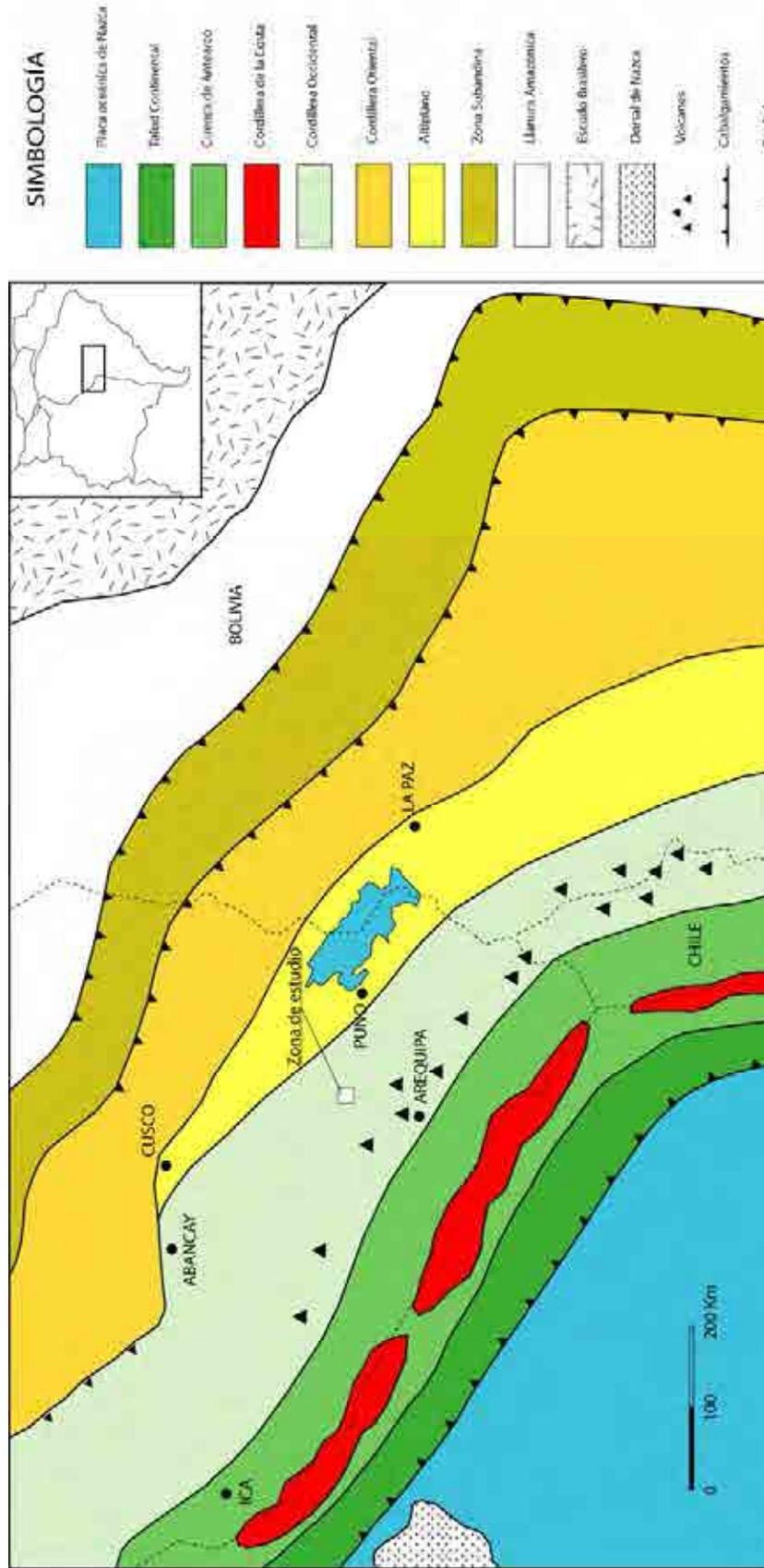
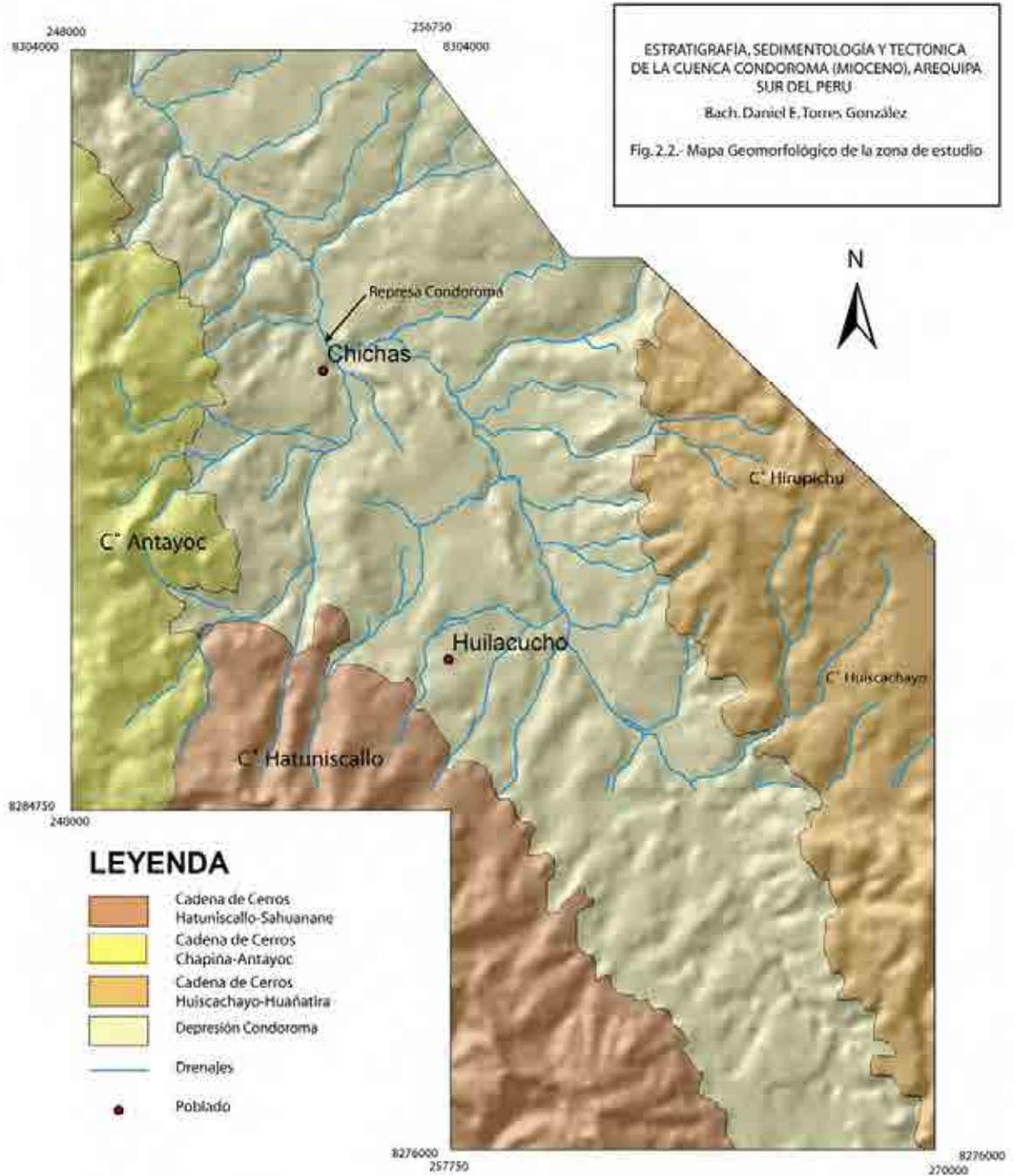


Fig. 2.1. Esquema Morfo-estructural de la parte sur de los Andes Centrales. (Modificado de Sebrier et al. 1988 y Cerpa & Meza, 2001)



2.2.1.1 Cadena de Cerros Huiscachayo-Huañatira

La Cadena de Cerros Huiscachayo-Huañatira se encuentra en el extremo noreste de la zona de estudio. Limita al oeste con la Depresión de Condoroma (Fig. 2.3), mientras que al noreste se mantiene hasta los límites de la zona de estudio. Esta unidad se extiende hacia el este haciéndose más abrupta.

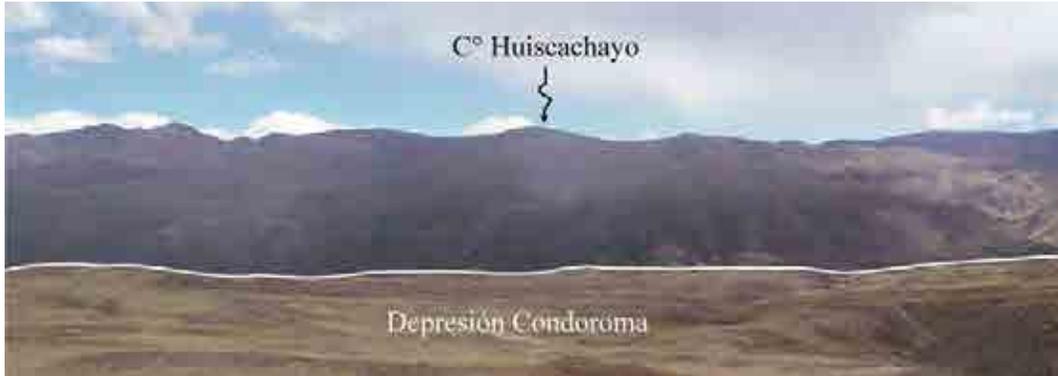


Fig. 2.3.- Al fondo los Cerros Huiscachayo-Huañatira, al límite con la depresión de Condoroma. Vista tomada hacia el este.

Morfológicamente se caracteriza por presentar terrenos elevados, con altitudes que varían entre 5000 y 4600 m.s.n.m. Litológicamente esta unidad presenta principalmente afloramientos de rocas volcánicas intercaladas ocasionalmente con rocas volcanoclásticas de composición fina, pertenecientes al Grupo Tacaza (Oligoceno).

2.2.1.2 Depresión de Condoroma

Denominada así por Velarde (2006). Esta unidad se encuentra al noreste y este de la zona de estudio; regionalmente tiene una orientación noroeste-sureste. Limita al oeste con la Cadena de Cerros Chapiña-Antayoc (Fig. 2.2). Las altitudes en esta zona varían desde los 4000 m.s.n.m. hasta los 4500 m.s.n.m.

La Depresión de Condoroma (Fig. 2.4) se caracteriza por presentar un relieve relativamente ondulado, y se ha desarrollado principalmente sobre los sedimentos propios de la cuenca Condoroma (Maure) que está constituida de areniscas intercaladas con delgados niveles de tobas y coladas volcánicas.



Fig. 2.4.- Depresión de Condoroma con los cerros Hatuniscallo-Sahuanane y Chapiña-Antayoc en el fondo. Vista tomada desde los Cerros Huiscachayo-Huañatira hacia el suroeste.

Esta unidad se encuentra atravesada por los ríos Colca, Condoroma y numerosos tributarios a estos, los cuales erosionan y presentan un drenaje dendrítico.

2.3 CLIMA

El clima de la zona de estudio muestra algunos contrastes (Tabla 2.1), caracterizado por la existencia de diferentes microclimas, condicionados por la ubicación altimétrica y topográfica. En general, el clima está caracterizado por una alternancia de una estación seca o estival (abril a agosto), otra con precipitaciones pluviales incipientes (setiembre a diciembre) y finalmente tres meses con mucha lluvia (enero a marzo).

ESTACIÓN		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
Chivay 1970	Max.	16.0	17.5	17.6	19.0	18.1	18.0	17.0	19.0	18.7	19.5	20.1	18.4
	Min.	4.8	4.2	3.9	2.0	-0.4	-1.1	-3.0	-1.4	-0.6	1.3	1.3	3.5
Pañe 1955-1970	Max.	12.4	11	12.5	13.1	11.7	12.2	11.4	12.8	12.4	14.0	13.7	13.4
	Min.	-2.7	-1.8	-3.3	-4.7	-8.1	-10.7	-10.7	-9.9	-8.5	-7.5	-7.8	-5.2

Tabla 2.1.- Variación promedio mensual de la temperatura °C. Datos de ONERN (1965; 1973) en Palacios et al. (1993).

La estación estival o de sequía está caracterizada por ser frígida y seca. La estación coincide con la mínima precipitación fluvial; en las noches predominan heladas por debajo de los 0 grados centígrados.

En la estación lluviosa, la temperatura del día puede sobrepasar los 12 °C en tanto que en la noche desciende por debajo de 0 °C. Esta época se caracteriza por ser un periodo lluvioso, fenómeno que se acentúa entre los meses de diciembre a marzo.

En general, la temperatura media anual es de 8.15 °C, mientras que la mínima anual es de -6.29 °C y la máxima anual es de 15.54 °C. La época de heladas se desarrolla entre los meses de mayo a agosto (Pulgar Vidal, 1987).

2.4 VEGETACIÓN

En la zona de estudio, las temperaturas bajas y la altura condiciona el desarrollo de la vegetación, diferenciándose claramente en dos biozonas marcadas.

Entre los 3500 y 4000 m.s.n.m. la vegetación está compuesta por especies como: el Lloqué (*Kagenckia lanceolata*), Chachacomo (*Scallonia resinosa*), Capuli (*Prunas capuli*), Keuña (*Polilepis incana*), Eucalipto (*Eucalyptus globulus*), Aliso (*Almas acuminata*), Chillca (*Baccharis polyantha*), Rócke (*Colletia spinosa*), Llaulli (*Barnadesia horrida*), M'utui (*Cassia hookeriana*), K'antu (*Kantua buxifolia*), Muña (*Minthostachys setosa*), Ayac sapatillan (*Calceolaria* sp.), Pacpa (*Agave americana*). Entre los cultivos agrícolas se tiene papa, maíz, habas, arverjas, tarwi, cebada, trigo.

Entre los 4000 y 4800 m.s.n.m., la vegetación está caracterizada por la Puya de Raimondi (*Puya herrerae*), el Ichu (*Muticia hirsuta*), Berro (*Nasturtium officinale*), Xerófitas, etc. Entre los cultivos agrícolas se tiene: Quinua, Kañiwa y Cebada. La vegetación natural es raleada, debido al intenso sobrepastoreo y a la intensa erosión secular que han provocado las ovejas sobre los débiles suelos altoandinos. La vegetación sembrada sufre continuamente el embate de las heladas y sequías (Cerpa & Meza, 2001).

2.5 HIDROGRAFÍA

Las aguas de escorrentía superficial que llegan a la zona de estudio están controladas por un colector principal: el río Colca. Este río pertenece al sistema hidrográfico de la cuenca del Pacífico.

El caudal de las aguas es mayor durante el período de las precipitaciones pluviales. En el período de estiaje las descargas son de menor caudal y solamente provienen de lagunas y aguas subterráneas.

2.5.1 CUENCA DEL RÍO CONDOROMA-COLCA

Esta cuenca presenta al río Condoroma como principal afluente del río Colca, este río se sitúa a lo largo de toda la zona de estudio. Constituye el principal colector de las aguas provenientes de las lagunas y ríos adyacentes. A lo largo de su recorrido por el área de estudio, el río Condoroma recibe caudales de diferentes afluentes, destacando los ríos Barrano, Suichiri y Paranca (Fig. 2.5 y Fig. 2.6).



Fig. 2.7.- Vista tomada al sur, mostrando al río Condoroma en los alrededores de la represa del mismo nombre.

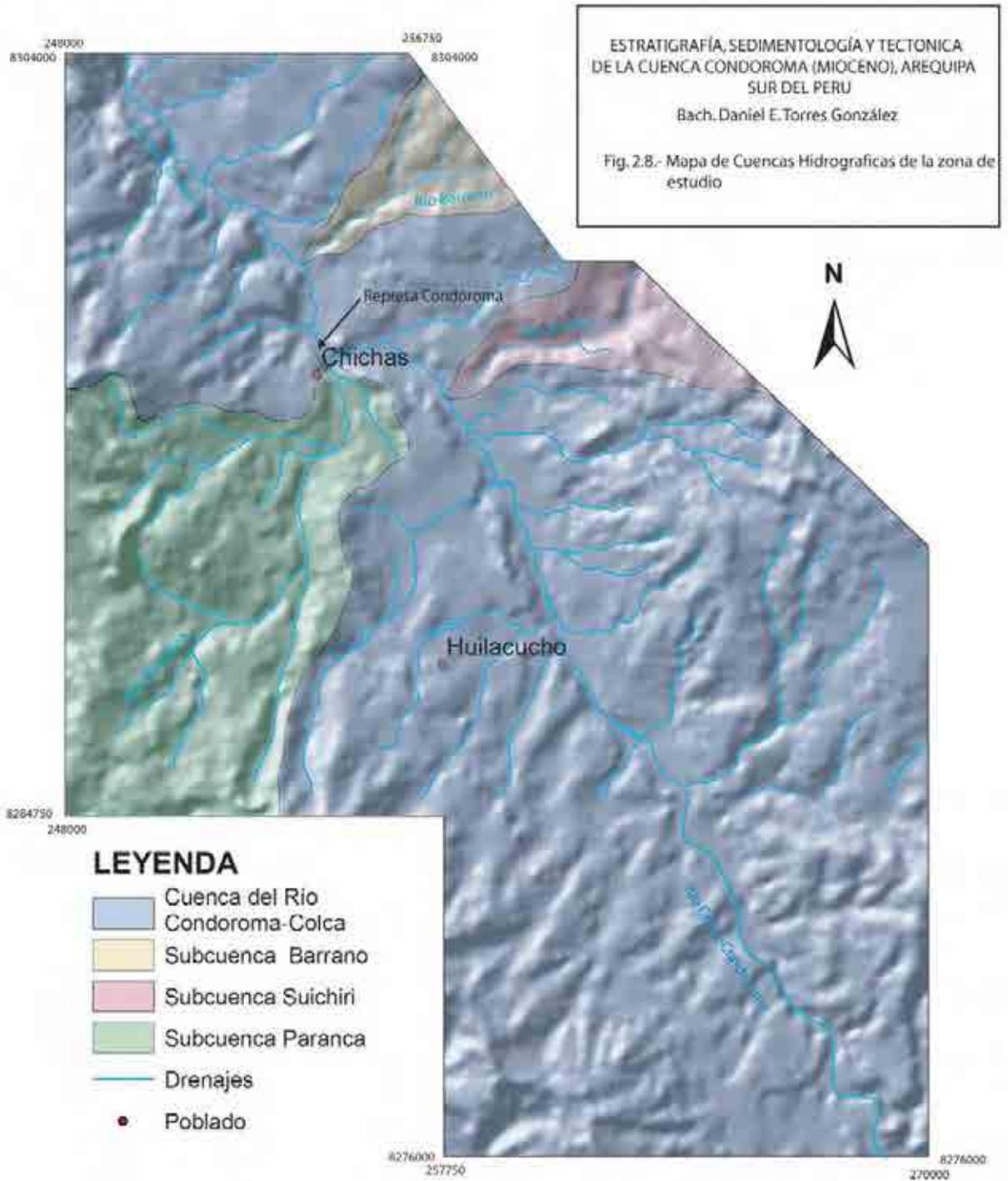
El caudal del río Condoroma es considerable (110 l/s en épocas de estiaje), discurriendo desde Cerro Tutacollo en la provincia de Callalli, y llega hasta el límite norte de la zona de estudio.

2.5.1.1 Subcuenca Barrano

La subcuenca Barrano (Fig. 2.6) tiene sus nacientes en los ríos Sallaco y Hulicana, en el cerro Quello Quello al noreste de la zona de estudio. Este río desemboca en el río Condoroma y discurren de noreste a suroeste.

2.5.1.2 Subcuenca Suichiri

Las aguas del río Suichiri (Fig. 2.6) tienen sus orígenes en el cerro Suichiri que se encuentra al este de la zona de estudio. Sus aguas discurren de noreste a suroeste, hasta su desembocadura en el río Condoroma.



2.5.1.3 Subcuenca Paranca

La cuenca del río Paranca (Fig. 2.6) ocupa la parte oeste de la zona de estudio. Este río tiene sus nacientes en los cerros Antayoc y Condorsayana, recibiendo aportes de numerosas quebradas durante su recorrido. El caudal de este río es moderado a débil, discurrendo con una dirección suroeste-noreste, para finalmente desembocar en el río Condoroma.

CAPITULO III

ESTRATIGRAFÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

En la zona de estudio afloran diversas unidades estratigráficas, que van desde el Mesozoico hasta el Cuaternario reciente y que han sido estudiadas a escala regional y local por Klinck et al. (1986), Carlotto & Carlier (1998), Carlotto et al. (2002) y Velarde (2006), (Fig. 3.1 y plano geológico).

3.2. MESOZOICO

Los afloramientos del Mesozoico corresponden a la Cuenca Occidental Sur Peruana (Cuenca Arequipa, Vicente et al., 1989) que evolucionó entre el Jurásico y Cretácico, y fue rellenada con sedimentos siliciclásticos. Hacia el este estuvo limitada por un rasgo positivo denominado el alto estructural Cusco-Puno (Carlotto et al., 2002).

3.2.1. FORMACIÓN HUALHUANI (CRETÁCICO INFERIOR)

La Formación Hualhuani (Vicente et al., 1979) aflora al Oeste de la Cuenca Condoroma (Fig. 3.2) en el cerro Antayoc (8291000, 251000) y a las faldas del Cerro Tacu Condori (8295000, 249000). Los afloramientos de esta formación son los más antiguos presentes en la zona de estudio e infrayacen condordantemente a la Formación Murco.

La Formación Hualhuani al Sur y al Este del cerro Antayoc infrayace en leve discordancia angular a los eventos Quinsachata-1 y Quinsachata-2 (Grupo Tacaza). Al Oeste del cerro Antayoc, se encuentra en contacto con las calizas de la Formación Arcurquina, pero sus relaciones no son claras debido al intenso plegamiento.

Litológicamente está compuesta por bancos gruesos de areniscas cuarzosas blancas de grano fino a medio (Fig. 3.4) que presenta niveles con laminaciones oblicuas curvas y laminaciones entrecruzadas, y algunas intercalaciones de areniscas feldespáticas marrón rojizo.

En el sector de Sibayo entre las areniscas cuarzosas se encuentra un paquete de calizas (Fig. 3.3) mudstone, de aspecto masivo y color negro. En el sector de Ichohuyjo (Cailloma) a 30 Km al Oeste de la cuenca, Cueva (en Navarro et al., 2008-A) reporta un afloramiento similar dentro de la Formación Hualhuani.

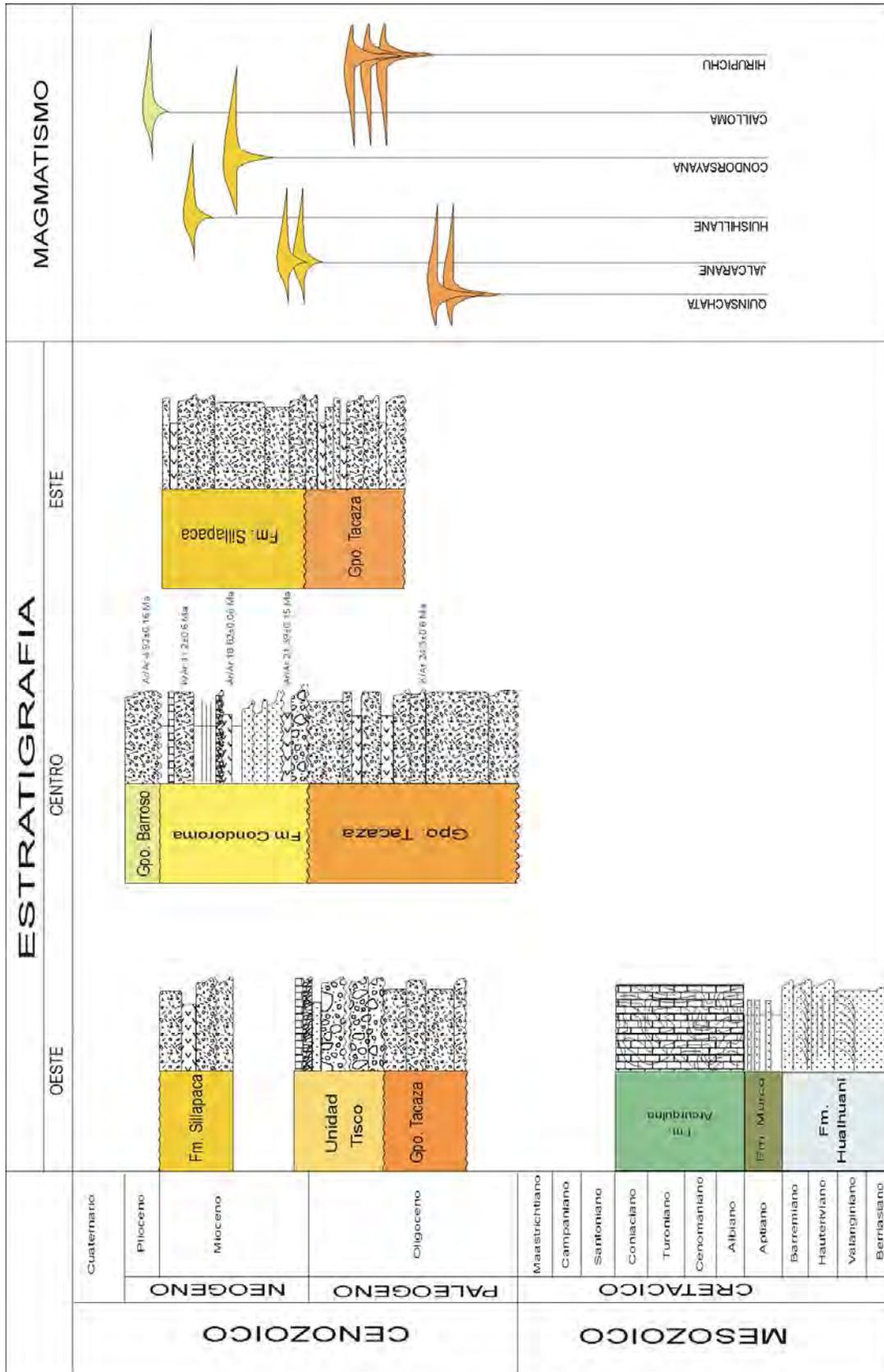


Fig. 3.1.- Columna estratigráfica general de la zona de estudio. Modificado de Klinek et., al (1986) y Velarde (2006).

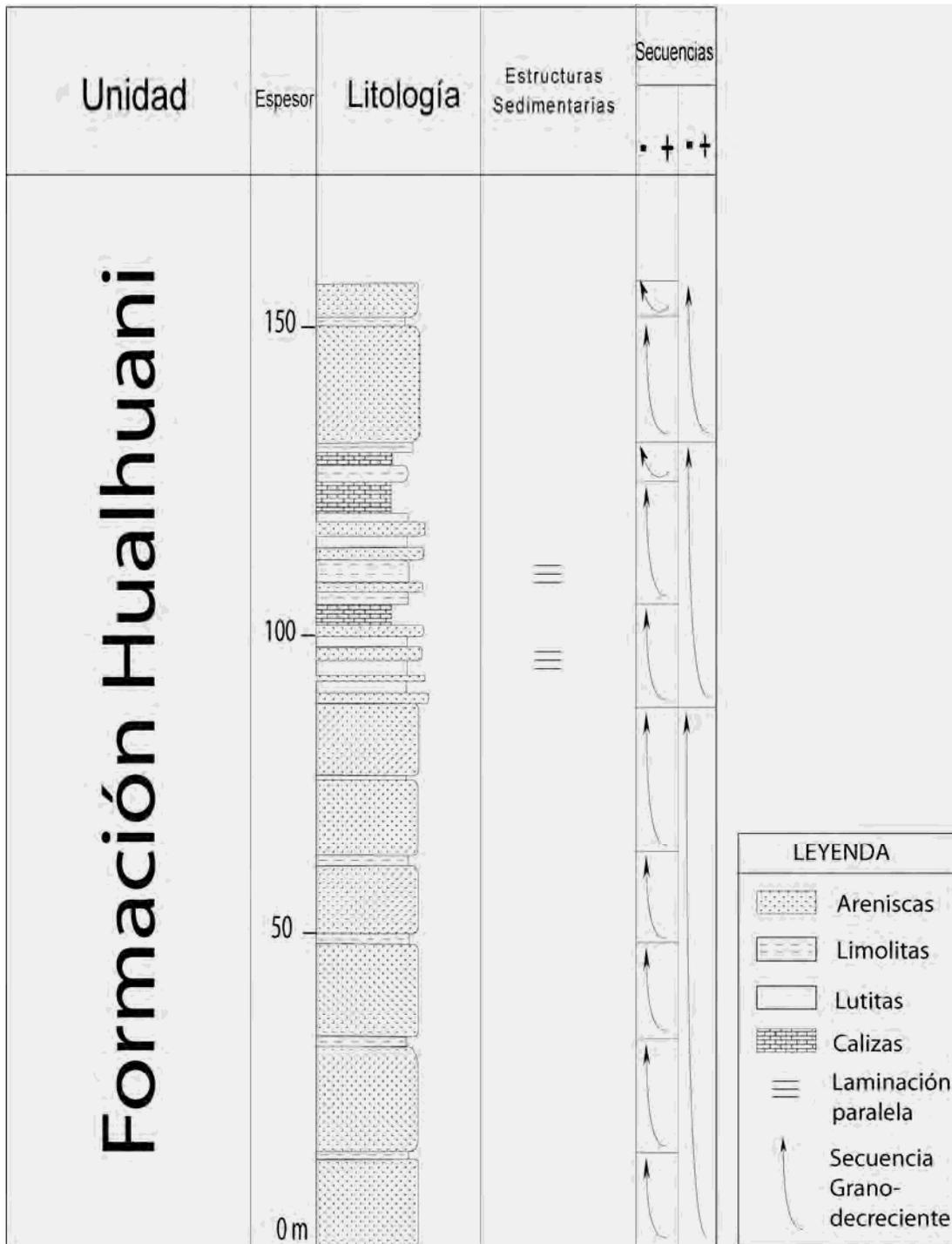


Fig. 3.3.- Columna Estratigráfica de la Formación Hualhuani levantada en la Quebrada Ichohuyjo (Cailloma). Modificado de Cueva y Torres, in Navarro et al (2008-A).



Fig. 3.4.- Afloramiento de areniscas cuarzosas (1) y calizas en el eje del anticlinal (2) de la Fm. Hualhuani en los alrededores de Sibayo.

Estas facies son interpretadas como medios fluviales de canales de gran dinámica, que probablemente corresponden a un sistema deltáico (Klinck et al, 1986).

El límite inferior de esta formación no aflora en la zona de estudio, el espesor aflorante aproximado es de 200 m.

En el sector de Huarajo cuadrángulo de Cailloma se reportan fósiles de Equisetites sp. (Dávila, 1988) los cuales tienen un rango de edad del Jurásico al Cretácico; sin embargo afloramientos similares son descritos por Vicente et al., (1979) que le asigna Neocomiano, edad que se asume para este estudio.

3.2.2. FORMACIÓN MURCO (APTIANO)

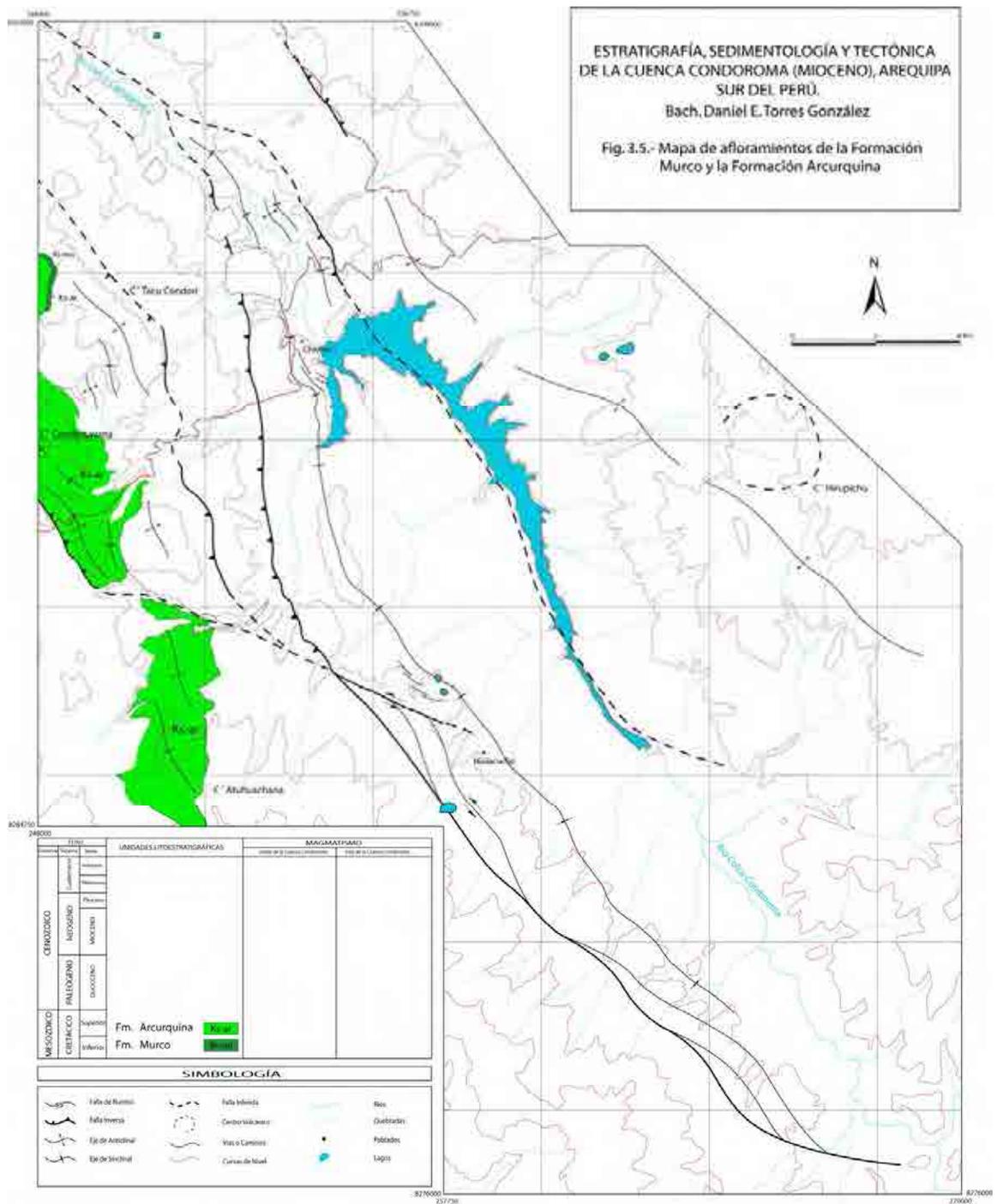
La Formación Murco (Jenks, 1948, Benavides, 1962), aflora en el cerro Tacu Condori (8295000, 249000) (Fig. 3.5), donde sobreyace concordantemente a la Formación Hualhuani e infrayace del mismo modo a las calizas de la Formación Arcurquina. Algunos afloramientos se encuentran integrados a las calizas de la Formación Arcurquina por lo cual se han cartografiado como parte de esta unidad.

Litológicamente, está constituida por una alternancia de lutitas y areniscas de color rojo, que se depositaron en una plataforma continental (Vicente, 1981). Tomando en cuenta sus relaciones estratigráficas con el techo del Grupo Yura (Formación Hualhuani del Cretácico inferior) y su paso transicional a la Formación Arcurquina (Albiano-Turoniano) se le atribuye una edad Aptiana conforme a lo descrito por Vicente et al., (1989).

Se le correlaciona con la Formación Paucarbamba del Cusco (Carlotto, 1998) y la Formación Mara de los cuadrángulos de Chalhuanca y Abancay en Apurímac (Jenks, 1951).

3.2.3. FORMACIÓN ARCURQUINA (ALBIANO-CONIACIANO)

La Formación Arcurquina (Jenks, 1948) aflora al Oeste de la Cuenca Condoroma (Fig. 3.5). Esta unidad sobreyace a la Formación Murco y del mismo modo a las areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani (Fig. 3.6). A su vez se encuentra infrayaciendo en discordancia angular al Grupo Tacaza.



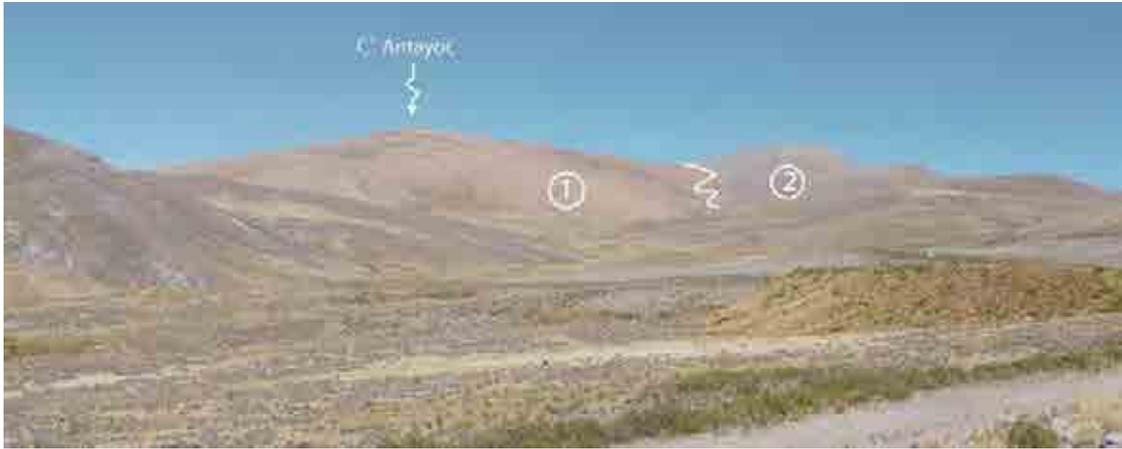


Fig. 3.6.- Contacto entre la Fm. Hualhuani (1) y la Fm. Arcurquina (2) en el Cerro Antayoc. Vista tomada al Oeste.

Al este del Cerro Atuhuachana (8288000, 250000), infrayace en discordancia angular al evento Quinsachata-1 (Grupo Tacaza). Al oeste del cerro Condorsayana se encuentra infrayaciendo a rocas volcánicas del evento Huishillane-2 del Mioceno, donde se encuentra formando pliegues con vergencia al oeste (Fig. 3.7).



Fig. 3.7.- Afloramiento de calizas de la Fm. Arcurquina con estructuras de tipo “Slump” (1), cubriendo y en discordancia los flujos piroclásticos del evento Quinsachata-1 (2).

Esta formación presenta estratos con laminación paralela, estratos nodulares y Slumps (Fig. 3.9 y Fig. 3.10). Litológicamente, está constituida por calizas de color gris oscuro a negro de grano fino a grueso, en estratos de 20 a 50 cm de espesor (Fig. 3.8). Las capas presentan también conglomerados intraformacionales, así como brechas con clastos de hasta 4 cm, en una matriz de grano fino, nódulos de chert y agregados de calcedonia-calcita. Estas calizas se encuentran fuertemente bioturbadas, observándose también vetillas de calcita (Fig. 3.10).

Para la interpretación de esta columna se ha optado por definir 3 tipos de asociación de litofacies:

F1: Corresponden a estratos con bases y techos generalmente planos, y con potencias que oscilan entre los 5 y los 25 cm, en los que no se observan estructuras sedimentarias primarias de ningún tipo y por tanto de aspecto masivo. Son producto de una sedimentación tranquila en ambiente submareal por debajo del nivel de base del oleaje, en zona fótica y salinidad normal.

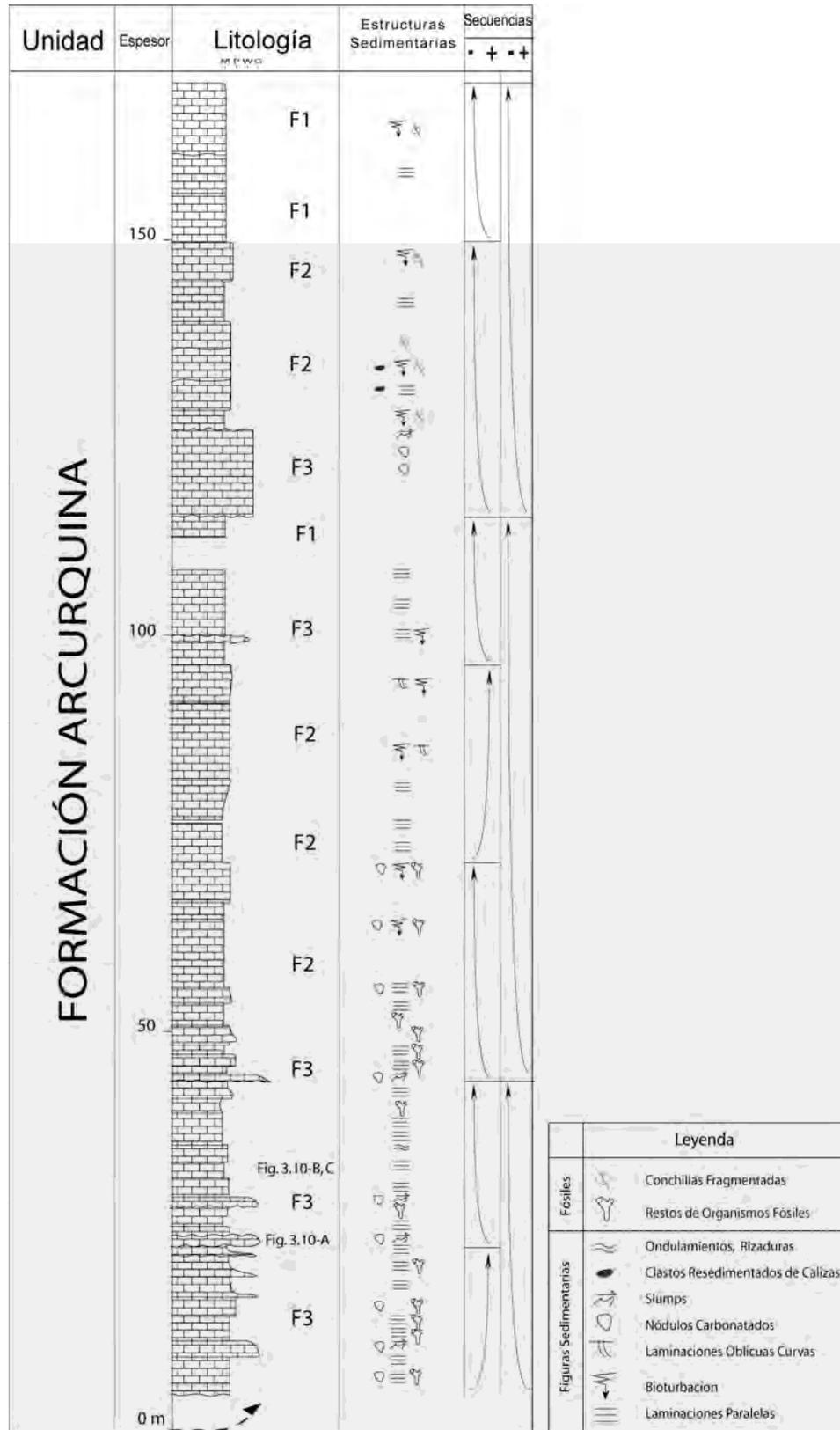


Fig. 3.8.- Columna estratigráfica de la Formación Arcurquina levantada en el Cerro Condorsayana (Cerna et al., s/p).

La presencia de bioturbación indicaría bajas tasas de sedimentación. Texturalmente se reconoce la caliza de tipo mudstone.

F2: Consisten en estratos de centímetros a decímetros, sin tendencia en la estratificación ni relaciones erosivas entre los contactos, con presencia de bioturbación, nódulos carbonatados y algunos restos de organismos fósiles. Texturalmente se reconoce la caliza de tipo packstone.

F3: Representan los estratos de grano grueso que denota la presencia de “Slumps”, generalmente presenta base erosiva y donde predomina las calizas de tipo grainstone.

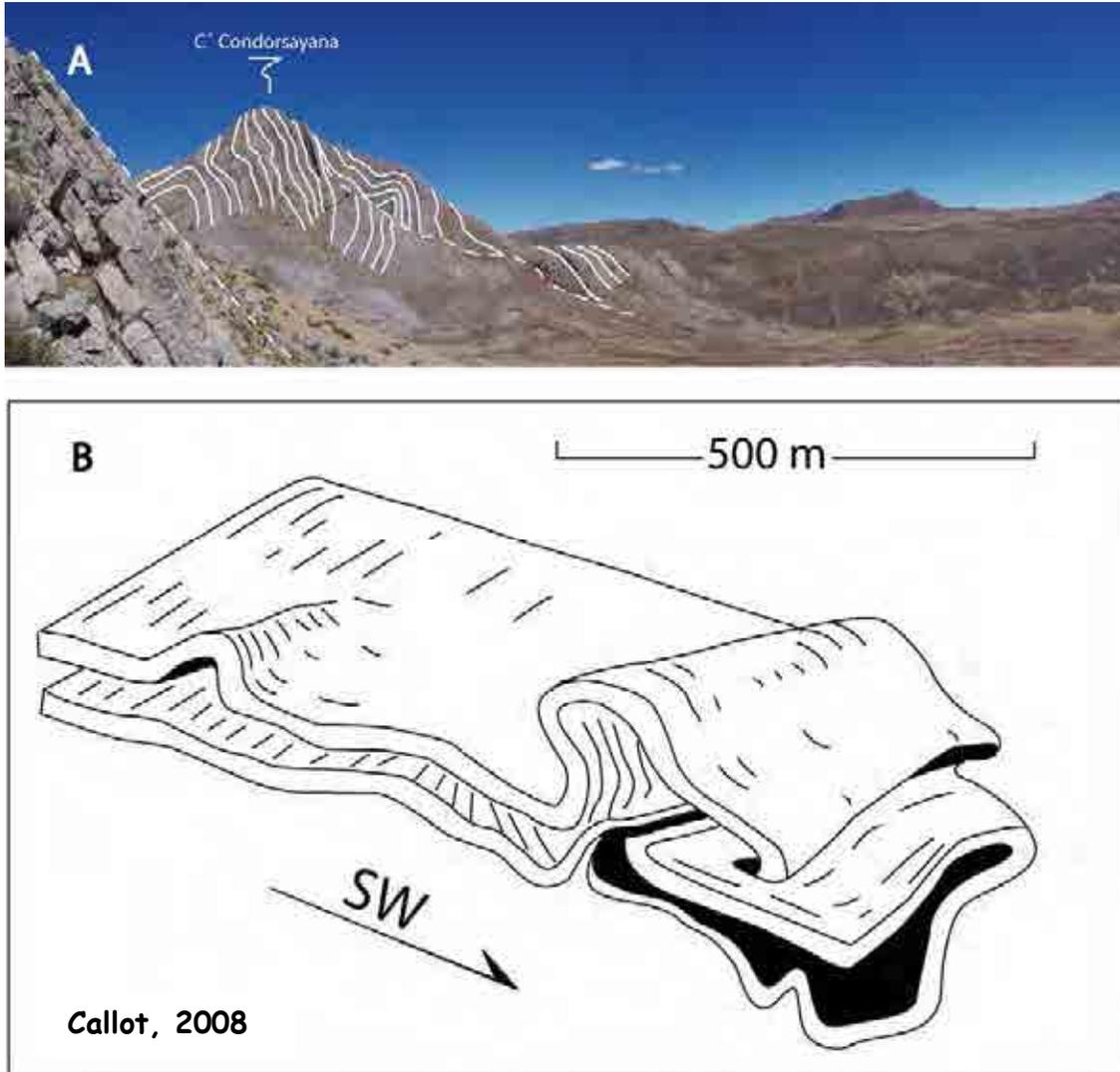


Fig. 3.9.- Descripción de los pliegues en la Formación Arcurquina. En la Fig. 3.9-A: se nota el carácter plástico de la deformación, mostrando estructuras de tipo “Slump” que evidencia los megadeslizamientos submarinos en el sur del Perú para esta formación (Audebaud, 1967; Sempere, 2000; Carlotto, 2002 y Callot, 2008). Vista tomada al Sur. En la Fig. 3.9-B: se tiene un gráfico modificado de Audebaud (1967), por Callot (2008), donde se representa la dirección del deslizamiento.

La evolución vertical de las facies refleja la predominancia de una plataforma interna representada por las facies F3 que luego pasan a una alternancia de periodos de sedimentación “normal” o de fondo, con otros momentos de sedimentación de eventos. Durante la sedimentación de fondo se tiene lugar el desarrollo de facies autóctonas (F1, F2), cuyas

variaciones vienen dadas por factores autocíclicos propios del ambiente deposicional (Fig. 3.8).

El espesor de la Formación Arcurquina para la zona de estudio es de aproximadamente 210 metros (Fig. 3.8).

La Formación Arcurquina es una unidad resedimentada que muestra una gran deformación (Fig. 3.9). Es el resultado de un colapso submarino (Audebaud, 1971) cerca del límite Turoniano-Coniaciano (~90 Ma) de la plataforma submarina que se desarrolló durante dos transgresiones, entre el Albiano reciente y tardío (~108.5 - ~102 Ma) y del Cenomaniano tardío al Turoniano tardío (~95 - ~90 Ma); (Callot, 2008).

Klinck et al., (1986) menciona en la carretera Arequipa-Tintaya, ejemplares de *Weyla sp.*, *Ptero sp.*, *Trigonia sp.*, *Venilcardia sp.* y *Exogira sp.*, así como algunos ostrácodos sin determinar y cerca de la mina Suyckutambo reporta *Parahopolites sp.*, *Oxytropidoceras Carbonarium* e *Inoceramus sp.*

Por lo tanto, se le considera de edad Albiana-Coniaciana.



Fig. 3.10.- Registro sedimentario y fosilífero de la Formación Arcurquina, que evidencia diversos procesos durante la sedimentación. En la Fig. 3.10-A: se observa evidencias de clastos resedimentados de calizas que van desde mudstone a grainstone que probablemente sean el producto de un “Slump” o movimiento en masa cuya superficie basal cizallante se encuentra marcada en líneas discontinuas. En la Fig. 3.10-B: se tienen niveles de calizas mudstone con laminación paralela. En la Fig. 3.10-C: se observa el detalle de las calizas con restos fósiles.

3.3 CENOZOICO

Las rocas del Cenozoico de la zona de estudio se componen de sedimentos fluvio-lacustres y rocas volcánicas de naturaleza dacíticas o andesíticas que van desde el Oligoceno hasta el Plioceno.

3.3.1 OLIGOCENO

El volcanismo del Oligoceno viene a ser representada por una sucesión de lavas, domos y flujos piroclásticos atribuidos al Grupo Tacaza (Jenks, 1948; Newell, 1949), en la zona de estudio se han determinado eventos eruptivos correspondientes a dos centros volcánicos: el centro volcánico Chila y el centro volcánico Quinsachata. Mientras que la sedimentación en el Oligoceno superior está representada por los depósitos volcano-sedimentarios de la cuenca Tisco.

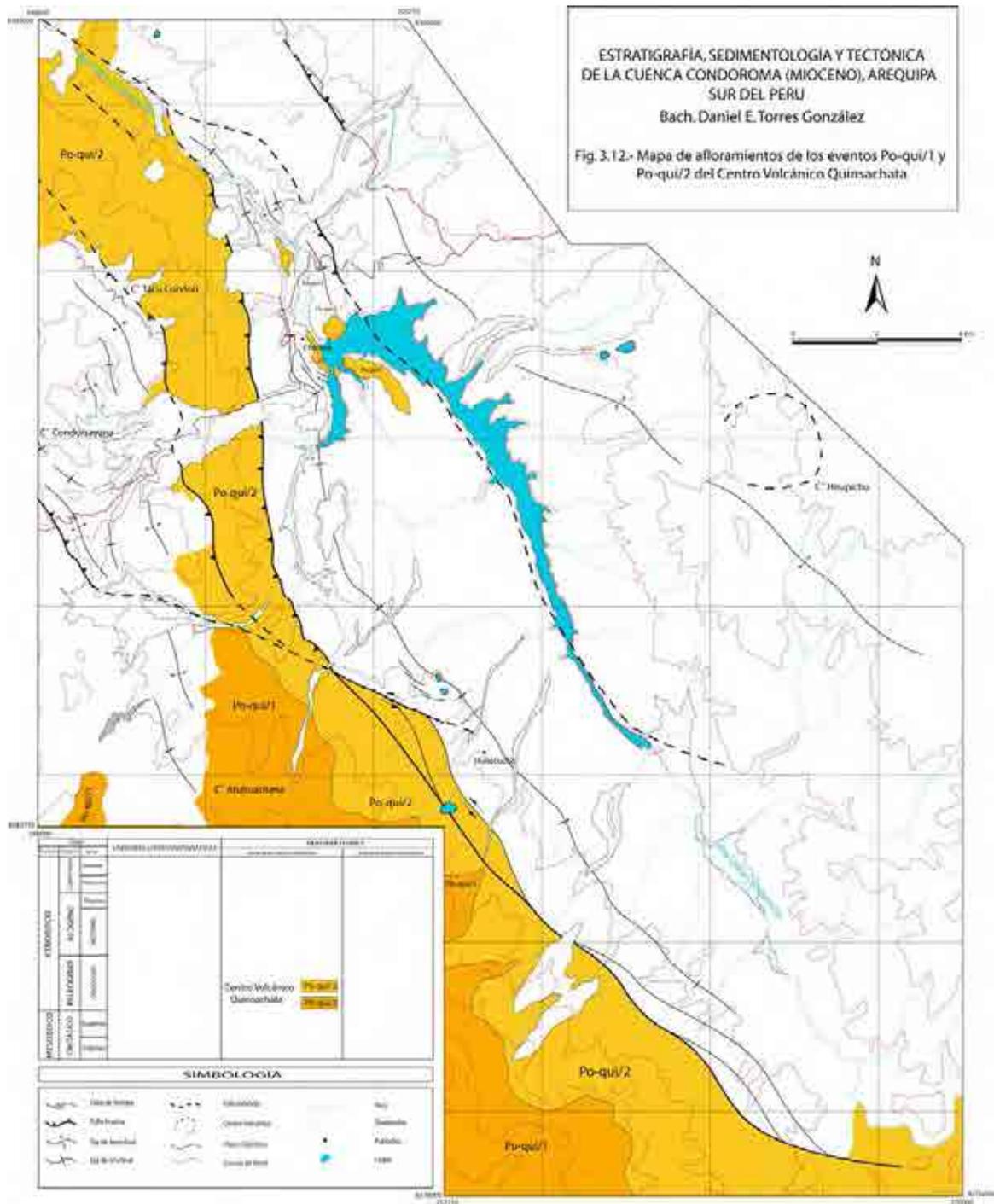
3.3.1.1 CENTRO VOLCÁNICO QUINSACHATA

Este centro volcánico ha originado numerosos depósitos lávicos y piroclásticos, los cuales han sido agrupados en dos eventos eruptivos cuyos afloramientos se localizan a lo largo de los cerros Sequinilla y Huassanallanoco (Fig. 3.11 y 3.12), en la parte central de la zona de estudio al oeste de la cuenca Condoroma. Estos depósitos se encuentran suprayaciendo en discordancia angular y erosiva a las areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani. Al noroeste-oeste infrayace concordantemente a las rocas sedimentarias del Oligoceno superior – Mioceno inferior, de la unidad Tisco, mientras que en la parte central infrayacen a los depósitos volcánicos-sedimentarios de la Cuenca Condoroma, con la cual se encuentra en contacto por intermedio de la Falla Irupampa. Al Norte infrayacen en discordancia angular a los productos volcánicos del centro eruptivo Jalcarane.

- A. El primer evento eruptivo (Po-qui/1) consiste en flujos piroclásticos de bloques y cenizas a la base seguido por intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, de color gris blanquecinos y gris verdosos, con volcanoclásticos blanquecinos en la parte intermedia. Su espesor es de 460 m.
- B. El segundo evento eruptivo (Po-qui/2) consiste en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, gris verdosos, intercalados con flujos piroclásticos de pómez y cenizas, de color gris violácea, y flujos de cenizas gris oscuros al tope. Conforman un espesor de 380 m. Presenta una edad K-Ar en roca total de 24.3 ± 0.6 Ma. (Klinck et al, 1986). Conforman un espesor aproximado de 500 m.



Fig. 3.11.- Contacto entre los eventos Po-qui/1 (1) y Po-qui/2 (2), vista tomada al Este desde Sibayo al Oeste de la zona de estudio.



En base a las dataciones radiométricas y posición estratigráfica se le considera de edad Oligoceno medio a Oligoceno superior.

3.3.1.2 CENTRO VOLCÁNICO HIRUPICHU

Se encuentra ubicado al Sureste de la zona de estudio, a 6 km al este de la Cuenca Condoroma. Se han reconocido 6 eventos eruptivos que constituyen el centro volcánico de los cuales solo 3 eventos afloran en el área de estudio, Po-hi/1, Po-hi/2 y Po-hi/6. Este centro volcánico (Fig. 3.13 y Fig. 3.14) se encuentra infrayaciendo a los productos del centro volcánico Jalcarane en leve discordancia angular, no se observa el contacto inferior en la zona de estudio.



Fig. 3. 13.- Centro volcánico Hirupichu, se observa un anticlinal en un depósito de flujos de lava (1) y al fondo flujos piroclásticos de color gris rojizo (2). Vista tomada al S-SE desde la carretera.

- A. El primer evento eruptivo (Po-hi/1) corresponde a depósitos de flujos piroclásticos de ceniza rico en cristales de plagioclasa y anfíboles, de color gris con intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas de color blanquecino, bien estratificado, con un espesor total de 250 m.
- B. El segundo evento eruptivo (Po-hi/2) corresponde a depósitos de flujos piroclásticos rico en cristales de plagioclasa, al techo depósitos piroclásticos de bloques y cenizas, de color gris, con un espesor aproximado de 230 m.
- C. El sexto evento eruptivo (Po-hi/6) corresponde a depósitos de flujos de lava color gris oscuro con un espesor promedio de 80 m.

En base a su posición estratigráfica se le considera de edad Oligoceno media a superior, ya que infrayace a los productos del centro volcánico Jalcarane.

3.3.1.3 MIEMBRO TISCO (OLIGOCENO SUP.-MIOCENO INF.)

La unidad Tisco (Cerpa et al., s/p) aflora en la parte suroeste de la zona de estudio (Fig. 3.15), donde infrayace a los flujos piroclásticos del evento eruptivo Nm-hu/2 del centro volcánico Huishillane (Mioceno inferior) (Fig. 3.17). Esta unidad es el relleno volcano-sedimentario de la cuenca Tisco que aflora al oeste del Alto de Condoroma-Cailloma (Carlotto et al, 2002; Velarde et al, 2004).

En Samaccota al límite oeste de la zona de estudio al sur de Tisco, Carlotto & Carlier (1998), se levantó una columna (Fig. 3.16) donde se dividió en tres miembros a la unidad Tisco:

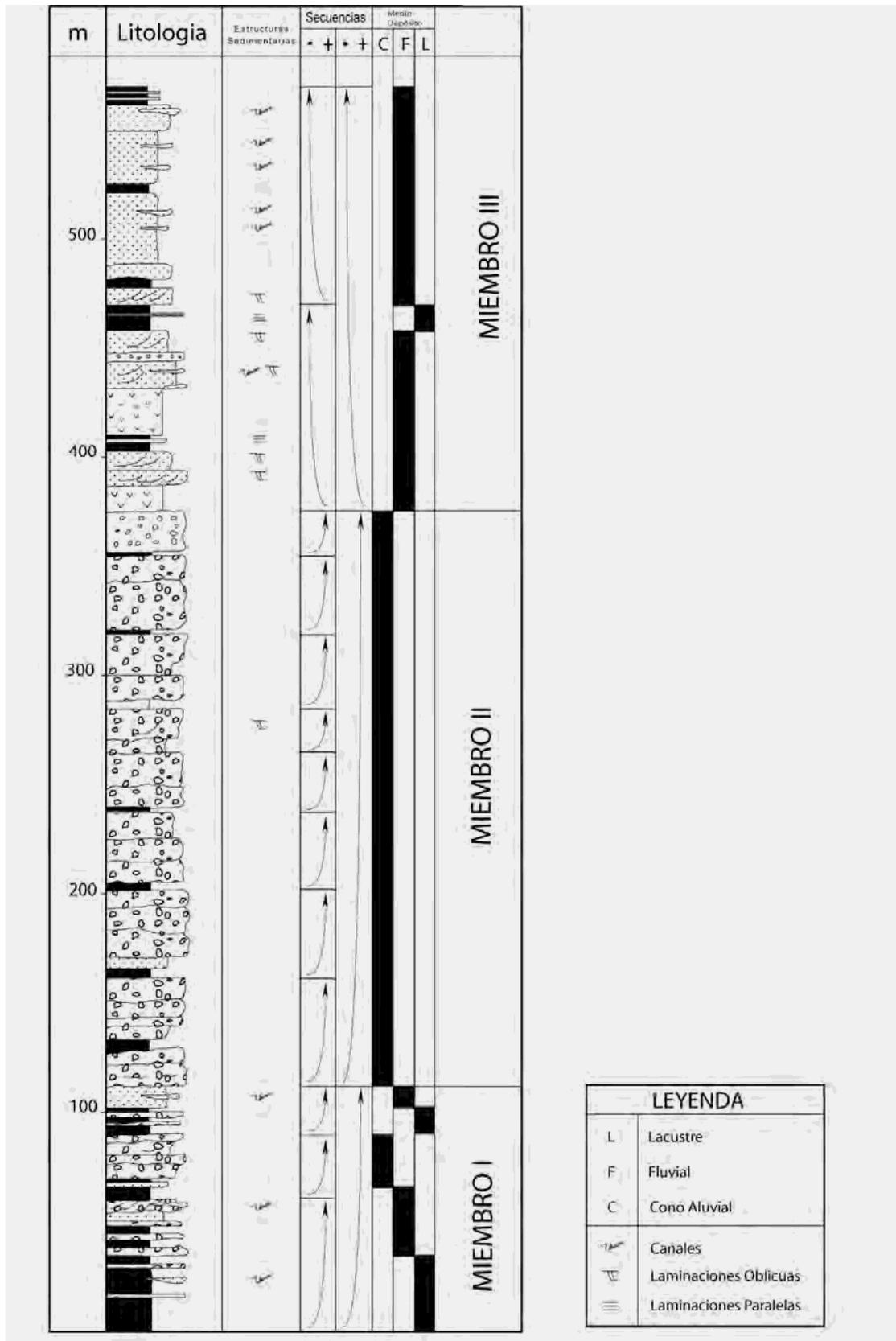


Fig. 3.16.- Columna estratigráfica de la unidad Tisco localizada en la laguna Samaccota. Modificada de Carlotto & Carlier (1998).

El Miembro I (120 m) está dividido en tres secuencias grano-estratocrecientes. La primera está compuesta por lutitas intercaladas con areniscas y calizas de medio lacustre. La segunda está conformada por secuencias elementales de base conglomerádica (clastos volcánicos y de cuarcitas) con canales; seguidas por areniscas y lutitas. Estas secuencias son interpretadas como de ambiente fluvial. La tercera secuencia compuesta principalmente por conglomerados (clastos de caliza, cuarcitas y volcánicos) corresponden a depósitos de conos aluviales o fluviales proximales.



Fig. 3.17.- Vista panorámica de la cuenca Tisco (1) tomada al Este desde el cerro Huishillane. Al fondo se observan las calizas del Arcurquina (2) en los cerros Condorsayana y Callacollo Pupta.

El Miembro II (255 m) se divide en siete secuencias. La primera compuesta por conglomerados de medios fluviales. Luego siguen cuatro secuencias granoestratocrecientes de lutitas areniscas y conglomerados con clastos que alcanzan hasta 0.25 m que indican la progradación de sistemas fluviales proximales o conos aluviales. Las últimas dos secuencias, son estratocrecientes y está conformada por secuencias menores de lutitas, areniscas y conglomerados (clastos mayores a los 20 cm) de conos aluviales o ríos proximales.

El Miembro III (140 m) es grano-estratodecreciente, que presenta dos secuencias menores igualmente decrecientes. La primera que comienza con un nivel volcánico y areniscas con laminaciones oblicuas de medio fluvial, que finaliza con lutitas y calizas lacustres y lutitas de llanura de inundación. La segunda es más arenosa, que inicia con arenas masivas con canales de conglomerados de clastos menores a 1 cm, todo de medio fluvial y se terminan con lutitas lacustres o de llanura de inundación.

El Miembro I está interpretado como el resultado de la progradación de un medio lacustre a medios proximales situados al norte y que alimentan una sedimentación hacia el Sur. Sin embargo, el Miembro II evidencia una progradación de conos aluviales, se puede asumir con relación al levantamiento de relieves creados por la tectónica (Capítulo VII, Fig. 7.15). Finalmente el Miembro III, es progradante, lo que indica un alejamiento de las zonas de aporte por un efecto de una disminución de la actividad tectónica (Capítulo VII, Fig. 7.15).

Carlotto & Carlier (1998) consideró a la unidad Tisco como parte del Grupo Maure, posteriormente Noble et al (2003), proporcionó una datación en biotita K-Ar de 20.7 ± 0.6 Ma en un flujo riolítico que se encuentra sobreyaciendo y en discordancia angular a esta unidad, estos flujos se encuentran expuestos en los castillos de Callalli, a su vez esta unidad suprayace concordantemente a rocas volcánicas del Grupo Tacaza (26 – 24 Ma en roca total; Klinck et al, 1986). Por lo tanto se asume una edad Oligoceno superior para la unidad Tisco.

3.3.2 MIOCENO

El volcanismo del Mioceno está representada por una sucesión de lavas, domos y flujos piroclásticos pertenecientes a la Formación Sillapaca (Jenks, 1948; Newell, 1949). En la zona de estudio se han determinado eventos eruptivos de tres centros volcánicos, el centro volcánico Jalcarane, el centro volcánico Condorsayana y el centro volcánico Huishillane.

La sedimentación del Mioceno viene a estar representada por los depósitos volcano-sedimentarios de la Cuenca Condoroma, que es sinorogénica formada durante el Mioceno.

3.3.2.1 CENTRO VOLCÁNICO JALCARANE

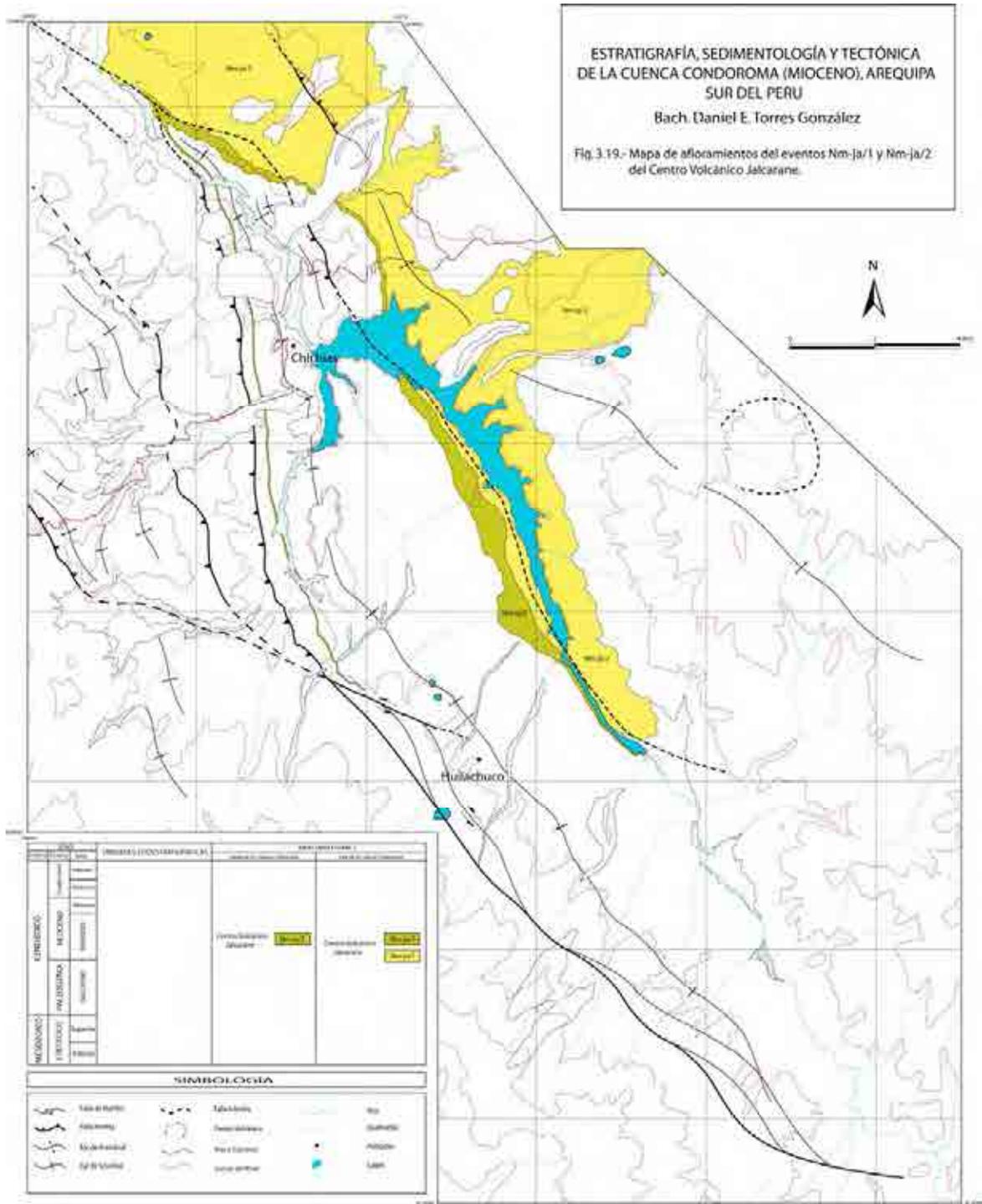
Este centro volcánico dio origen a una variedad de productos piroclásticos, que han sido agrupados en dos eventos eruptivos cuyos afloramientos se localizan a lo largo de la Pampa Loasalla (Fig. 3.18 y Fig. 3.19). Este centro volcánico se encuentra suprayaciendo por el este en leve discordancia angular a las rocas volcánicas del segundo evento eruptivo, del centro volcánico Hirupichu (Po-hi/2) e infrayace al Miembro B de la Formación Condoroma hacia el Oeste. Este centro eruptivo se le considera de la misma edad que el Miembro A de la Formación Condoroma, por su relación estratigráfica con evento Nm-ja/2 (Jalcarane 2) (Ver más abajo) que está datada en 18.82 ± 0.06 Ma (Carlotto et al, 2002).



Fig. 3.18.- Vista de los flujos piroclásticos del evento eruptivo Nm-ja (1). Al fondo, al borde del lago se observa al evento Nm-ja/2 (2), seguido por el Miembro B de la Cuenca Condoroma (3), al centro depósitos lacustres recientes (4). Vista tomada al Suroeste hacia la Represa Condoroma desde la carretera Sibayo-Condoroma.

- A. El primer evento (Nm-ja/1) está constituido por flujos piroclásticos de pómez y cenizas gris blanquecinas y flujos de cenizas grises con cristales de anfíboles en matriz afírica.
- B. El segundo evento (Nm-ja/2) está constituido por flujos piroclásticos de pómez y cenizas, de color rosado blanquecino con cristales de plagioclasa, anfíboles y pómez fibrosa blanquecina. Posee una datación Ar^{40}/Ar^{39} 18.82 ± 0.06 Ma (Carlotto et al, 2002).

A este centro eruptivo se le considera de la misma edad que el Miembro A de la Formación Condoroma (Mioceno inferior), por su relación estratigráfica con el evento Nm-ja/2 (18.82 ± 0.06 Ma, Carlotto et al, 2002). En base a las dataciones radiométricas y posición estratigráfica se le considera de una edad Mioceno Inferior. Pero no se descarta que el evento empiece en el Oligoceno Superior ya que su edad basal no tiene dataciones en la base.



3.3.2.2 CENTRO VOLCÁNICO CONDORSAYANA

Este centro volcánico (Fig. 3.20) ha originado numerosos depósitos lávicos y piroclásticos, que han sido agrupados en tres eventos eruptivos cuyos afloramientos se localizan a lo largo del Cerro Huayhuarínque (Fig. 3.22). En la zona de estudio solo aflora 1 evento eruptivo.



Fig. 3.20.- Centro Volcánico Condorsayana; que se encuentra a 10 Km al NE de la cuenca Condoroma fuera de la zona de estudio. Vista tomada al Norte desde la carretera Cotacota-Condoroma.

- A. El primer evento, Condorsayana 1, (Nm-con/1) está constituido por intercalaciones de depósitos de flujos de lavas, afaníticas, gris azulinas; flujos piroclásticos de cenizas y bloques y cenizas porfiríticas con coloraciones gris violeta y gris verdosa. Su espesor es de 200 m.

Esta unidad infrayace a los productos de la Caldera Cailloma (K/Ar de 4.0 ± 0.1 Ma, Noble et al, 2003), cerca a Cota Cota, y suprayace al evento Nm-ja/1 (Jalcarane 1, Mioceno inferior), por lo tanto se le considera de edad Mioceno Medio a Mioceno Superior.

3.3.2.3 CENTRO VOLCÁNICO HUISHILLANE

Este centro volcánico (Fig. 3.21) ha originado una variedad de productos piroclásticos, que han sido agrupados en dos eventos eruptivos cuyos afloramientos se localizan a lo largo del cerro Tolapucruya (Fig.3.22), de los cuales solo uno aflora en la zona de estudio.



Fig. 3.21.- Productos del Centro Volcánico Huishillane ubicado a 12 Km al NE de Sibayo, fuera de la zona de estudio. Vista tomada al norte desde la Carretera Sibayo-Tisco de los afloramientos de los eventos Nm-hu/2 (1) y Nm-hu/1 (2).

- A. El evento (Nm-hu/2) está constituido por depósitos de flujos de cenizas y cristales, de color gris verdoso, con flujos piroclásticos de bloques y cenizas porfiríticos, gris violáceos a la base. Conforman un espesor de 200 m.

Este centro eruptivo es considerado de edad Miocénica por correlación con la ignimbrita Chalhuanca (Castillos de Callalli) datada en K/Ar de 20.7 ± 0.6 Ma (Noble et al, 2003).

3.3.2.4 FORMACIÓN CONDOROMA (MIOCENO)

La Formación Condoroma, definida en la presente Tesis, antiguamente era considerada como Grupo Maure y por los estudios realizados por el autor, se ha denominado Formación Condoroma.

La Formación Condoroma se encuentra en la zona central de la zona de estudio (Fig. 3.24 y Mapa Geológico). Suprayace en contacto fallado al evento eruptivo Quinsachata 2 (Nm-qui/2) del Grupo Tacaza en el borde Oeste de la Cuenca Condoroma y al evento Jalcarane 1 (Nm-ja/1) en leve discordancia angular hacia el Norte y Este de la cuenca, estos depósitos a su vez infrayacen en discordancia angular a las ignimbritas del evento eruptivo Np-ca/4. Los sedimentos de esta formación fueron parcialmente erosionados y recubiertos por depósitos fluviales y aluviales cuaternarios hacia el centro de la cuenca.

Esta unidad se le ha dividido en tres miembros (Fig. 3.25) basándose en las discontinuidades y su evolución sedimentaria (véase el capítulo V).

La columna tipo (Fig. 3.25) de la Formación Condoroma se encuentra en la represa Condoroma (Fig. 3.23) donde a la base presenta conglomerados y areniscas aluviales y fluviales, lutitas y calizas lacustres al techo; e incluye, además depósitos piroclásticos. Su espesor varía entre 350 y 1200 m.

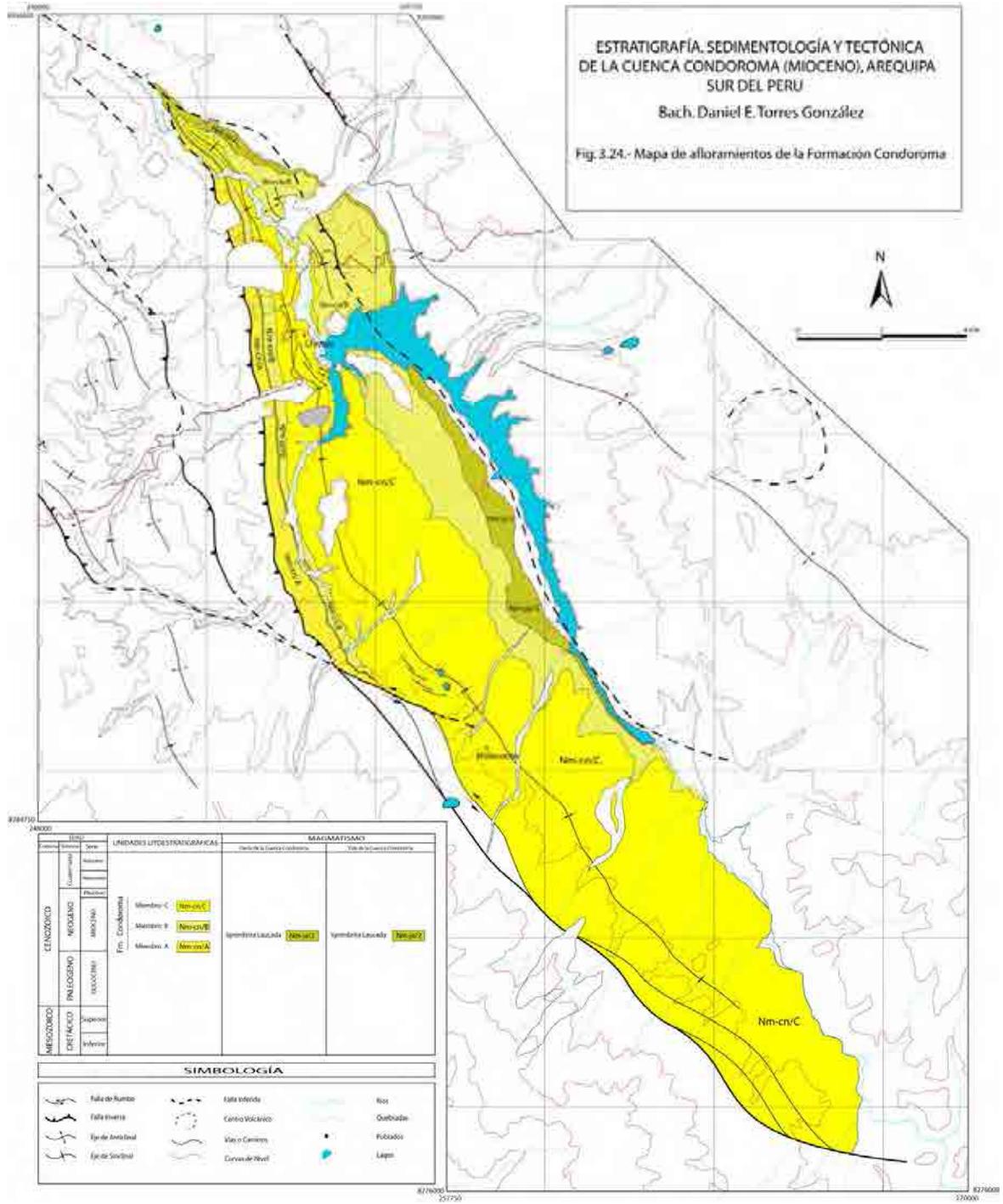


Fig. 3.23.- Vista tomada hacia el Este en la represa Condoroma de los flujos piroclásticos de color oscuro del evento Nm-qui/2 (Gpo. Tacaza) (1) seguido por los depósitos fluviales del Miembro B de la Formación Condoroma (2) y finalmente los afloramientos de los depósitos blanquecinos fluvio-lacustres del Miembro C de la Formación Condoroma (3).

Esta unidad infrayace al evento eruptivo Np-Ca/4 del Plioceno inferior (K/Ar en biotita de 4.92 ± 0.16 Ma, Carlotto et al, 2002) y suprayace al evento eruptivo Nm-qui/2 del Oligoceno superior (K-Ar en roca total de 24.3 ± 0.6 Ma, Klinck et al, 1986) por lo tanto se asume una edad Mioceno-Plioceno.

3.3.3 PLIOCENO

El volcanismo del Plioceno viene a ser representada por una sucesión de ignimbritas pertenecientes al Complejo Volcánico Cailloma (Navarro et al, 2008-B), perteneciente al Grupo Barroso (Wilson & Garcia, 1962), en la zona de estudio se ha determinado un evento eruptivo de dicho complejo volcánico.



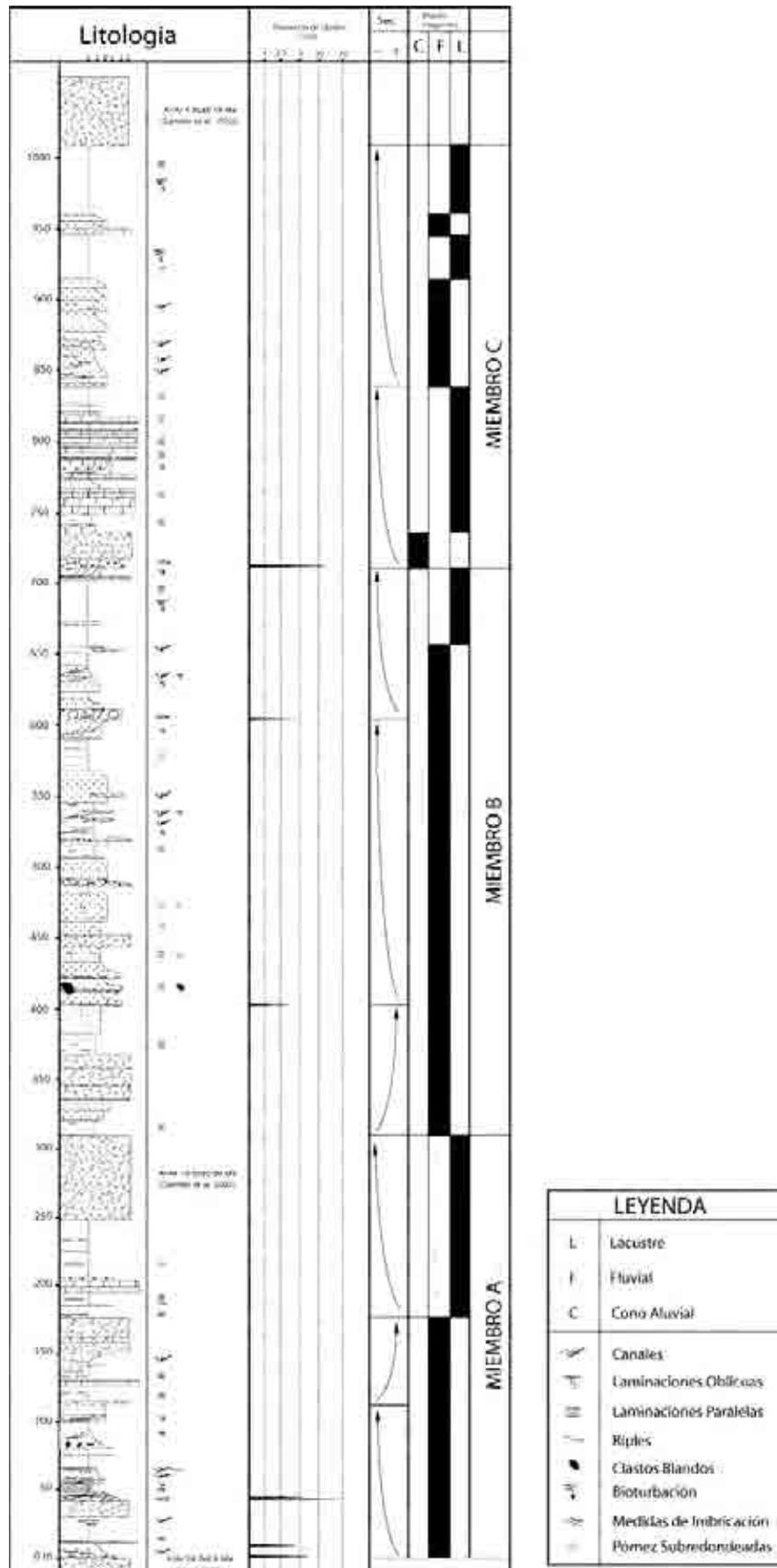


Fig. 3.25.- Columna estratigráfica generalizada de la Formación Condoroma.

3.3.3.1 COMPLEJO VOLCÁNICO CAILLOMA

Ubicado a 10 Km al sureste de Cailloma, cuadrángulo de Cailloma (31s), pero el emplazamiento de sus productos se extendió hasta pasar el río Colca-Condoroma, llegando hasta la zona de estudio (Navarro et al., 2008-B).

Este complejo volcánico está constituido por un centro eruptivo inicial de probable edad Miocena que fue edificado por diversos depósitos volcánicos, los cuales han constituido tres eventos eruptivos, posteriormente erosionados y cubiertos por los depósitos del Plioceno que son producto del colapso gravitacional del edificio volcánico inicial y que ha generado la Caldera Cailloma. En la zona de estudio se ha determinado un evento eruptivo perteneciente a este complejo (Fig. 3.26; 3.27).

- A. El evento eruptivo (Np-ca/4) está conformado por flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris blanquecinos, 25% de cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita; pómez fibrosa y fragmentos líticos afaníticos y oxidados. Conforman un espesor de 80 m.

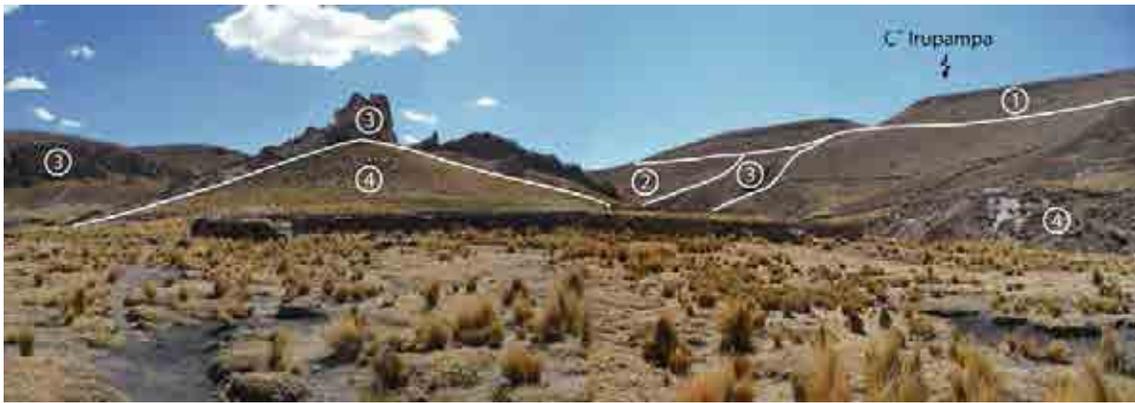


Fig. 3.26.- Vista tomada hacia el Oeste en la quebrada Lacra. Los depósitos subhorizontales que se encuentran al fondo pertenecen al evento Cailloma (1), en discordancia angular le infrayacen el Miembro A de la Formación Condoroma (2), el evento Nm-ja/2 (3) y el Miembro B de la Formación Condoroma (4). Las capas se encuentran verticales o levemente invertidas en este sector.

Este evento eruptivo presenta una edad K/Ar en biotita de 4.92 ± 0.16 Ma (Carlotto et al, 2002).

3.3.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

La Cuenca Condoroma se encuentra parcialmente cubierta y erosionada por depósitos morrénicos, fluvio-glaciares, aluviales y fluviales (Fig. 3.27).

3.3.4.1 DEPÓSITOS MORRÉNICOS

Los depósitos morrénicos tienen buena exposición a lo largo de las quebradas anchas, están formadas principalmente por clastos subangulosos y angulosos de rocas volcánicas, calizas y areniscas cuarzosas englobados en una matriz areno-limosas. Fotogeológicamente, estos depósitos, se ven como lenguas alargadas, a veces presentan crestas y de bordes lisos. Se les encuentra mayormente en las cimas de algunos cerros al Oeste de la Cuenca.

3.3.4.2 DEPÓSITOS FLUVIO-GLACIARES

Los depósitos fluvio-glaciares se ubican en el lecho de las quebradas altas y bordeando a las morrenas. Estos depósitos están compuestos por cantos subangulosos a subredondeados y a veces cubiertos por clastos angulares con mala clasificación que por lo común están recubiertos por materiales más finos formando suelos.

Fotogeológicamente, estos depósitos se ven como extensiones lisas y subhorizontales de los depósitos morrénicos que se extienden hasta las quebradas cercanas.

3.3.4.3 DEPÓSITOS ALUVIALES

Estos depósitos tienen buenas exposiciones a lo largo de los ríos. Consisten de conos aluviales y algunas terrazas. Estos aluviones están compuestos por guijarros subredondeados a subangulosos según la distancia del transporte.

Fotogeológicamente, estos depósitos se presentan en forma de lóbulos y su textura puede ser variada, dependiendo de la composición de estos. Están ligados a la desembocadura de quebradas.

3.3.4.4 DEPÓSITOS FLUVIALES

Los depósitos fluviales se ubican en el lecho y bordes de los ríos. Consisten de barras de gravas y arenas que afloran en los ríos o al borde de estos. Estos depósitos están compuestos por cantos subredondeados a redondeados, generalmente con clasificación regular a buena, interestratificados con bancos de arenas gruesas a medias.

CAPITULO IV

MEDIOS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES

4.1 INTRODUCCIÓN

Junto con los de transición, los medios continentales son los que mejor se conocen en la actualidad, debido a que son más accesibles al ser humano que los marinos. Sin embargo, en las series antiguas tienen menos importancia que aquellos; esto se debe, por una parte, a que no suelen acumularse en ellos grandes espesores de sedimentos, ya que algunos no se localizan en verdaderas cuencas de sedimentación. Por otra parte, y a excepción de los depósitos de medios fluviales o lacustres y palustres, la conservación de su registro es precaria, e incluso nula, debido a que son erosionados fácilmente.

La complejidad de los medios sedimentarios continentales engendra una diversidad de litofacies. Los medios sedimentarios no son idénticos y, además, sus límites no son netos, sino que pasan gradualmente de unos a otros, lo cual complica aún más las cosas. En las cuencas neógenas, esta complejidad está argumentada por las influencias fundamentales de la tectónica y el vulcanismo.

Las técnicas convencionales del análisis sedimentológico y de modelización de litofacies se basaban en el uso de la Ley de Walter y en las interpretaciones de las secciones verticales (Walker, 1992; Reading, 1981). Para un mejor entendimiento de los tipos de unidades o elementos sedimentarios, incluyendo la descripción de datos y litofacies, se deben incluir sus relaciones tridimensionales, lo que facilita el modelamiento de los medios sedimentarios.

Los depósitos consisten en asociaciones de litofacies y estructuras que se depositan en respuesta a los procesos que ocurren en una escala particular de tiempo. Estas mismas asociaciones están caracterizadas por su geometría, composición de litofacies y escala, y es producto de un proceso particular o varios procesos que ocurren dentro de un medio sedimentario.

El objetivo de este capítulo está en definir las referencias necesarias para el estudio de los paleomedios sedimentarios continentales.

4.2 LITOFACIES

Una litofacies, es una unidad de roca, definida basándose en sus características litológicas, composición clástica, tamaño de grano y estructura sedimentaria. Cada litofacies representa un evento sedimentario único y se usa para aludir exclusivamente a los aspectos litológicos de un conjunto de estratos y correlativamente para las condiciones físico-químicas que reinaron durante el depósito (Vera, 1994). Para la descripción de litofacies este trabajo se basa en la nomenclatura de Miall (1978) (Tabla 4.1).

4.2.1. LITOFACIES DE CONGLOMERADOS

Un total de 3 litofacies de conglomerados han sido reconocidos, diferenciándose principalmente en base a su textura y en segundo lugar en base a su estructura interna.

A. Litofacies de conglomerados masivos clasto-soportados (*Gm*)

Estas litofacies corresponden a conglomerados con clastos bien clasificados (subredondeados a redondeados) de volcánicos, areniscas, conglomerados, calizas y cuarcitas. Las capas son masivas con espesores variables (1 a 3m) y la granulometría también, pudiendo alcanzar un diámetro mayor de 20 cm. Las imbricaciones están normalmente ausentes.

B. Litofacies de conglomerados imbricados y con canales (*Gi*)

Esta litofacies corresponde a conglomerados con matriz de arena fina a gruesa y clastos subangulosos a subredondeados de volcánicos, areniscas, tobas y pómez. Esporádicamente presenta en las capas canales de areniscas de grano medio a grueso. Los clastos están comúnmente imbricados debido al transporte de alta energía.

C. Litofacies de conglomerados con laminaciones oblicuas curvas (*Gt, Gh*)

Esta litofacies está representada por conglomerados con presencia de laminaciones oblicuas curvas o paralelas (*Gt* o *Gh*). Los clastos tienen un diámetro promedio de 1 cm. Estas unidades se cortan entre sí, tanto lateral como verticalmente. Tienden a disminuir en tamaño de grano al tope volviéndose una litofacies *St*. La base erosiva puede estar rellena de depósitos de carga (*lag*) de grano más grueso en vez del relleno laminado normal.

4.2.2. LITOFACIES DE ARENISCAS

Estas litofacies resultan del transporte de arena, debido a las corrientes de tracción, ya sea por transporte de fondo (*bed load*) o en suspensión intermitente (saltación). Se clasifican en base a la estructura sedimentaria predominante, siendo así se determinaron 5 tipos de litofacies.

A. Litofacies de areniscas masivas (*Sm*)

Esta litofacies corresponde a depósitos de areniscas de grano fino a grueso que no presentan laminaciones ni otro tipo de estructura sedimentaria. En estas litofacies se pueden encontrar clastos dispersos. Los estratos de areniscas son masivos, sea por génesis debido a flujos por gravedad o por una modificación postdeposicional.

Código	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gm	Conglomerados masivos	Masiva	Flujos de detritos de alta energía
Gi	Conglomerados con soporte de matriz	Imbricaciones, canales	Flujo de detritos de baja energía
Gt	Conglomerados de clastos pequeños (< 3cm)	Laminaciones oblicuas curvas, imbricaciones	Depósitos de tipo "lag", relleno de canal
Sm	Areniscas finas a gruesas	Masiva	Depósitos de flujo de gravedad
Sc	Areniscas de grano muy fino a grueso a veces conglomerádica	Ripples, canales	Flujos de bajo régimen
Sh	Arenisca muy fina a gruesa	Laminación horizontal	Flujo planar (flujo crítico)
St	Arenisca fina a muy gruesa	Laminaciones oblicuas curvas	Relleno de canales
Sb	Arenisca finas a gruesas	Bioturbación, restos de plantas	Canales abandonados
Fm	Arcillas	Masiva o laminada, grietas de desecación, restos de plantas.	Depósitos de desbordamiento y de inundación, canales abandonados y depósitos lacustres
Fl	Areniscas y arcillas	Laminaciones finas, canales, bioturbación	Depósitos de desbordamiento y de inundación, canales abandonados.
Fv	Arcillas y depósitos piroclásticos	Laminaciones finas intercaladas	Actividad volcánica esporádica en un medio de baja energía.
L	Calizas	Masivas o laminadas	Depósitos lacustres
Vp	Flujos piroclásticos de cenizas y de pómez y cenizas	Masivos	Volcanismo explosivo
Vc	Flujos de lavas dacíticos o andesíticos	Laminado, en capas de 15 a 20cm	Volcanismo explosivo

Tabla 4.1.- Identificación de litofacies (Miall, 1978; modificado)

B. Litofacies de areniscas con presencia de canales (*Sc*)

Esta litofacies corresponde a depósitos de areniscas de grano fino a grueso que presenta canales de arenisca muy fina a conglomerados. Esporádicamente presenta *ripples*, con amplitud menor de 2 cm y que se encuentra normalmente al tope.

C. Litofacies de areniscas con laminaciones horizontales (*Sh*)

Esta litofacies presenta areniscas de grano fino a medio con laminaciones horizontales.

D. Litofacies de areniscas con laminaciones cruzadas oblicuas (*St*)

Esta litofacies está representada por areniscas de grano fino a grueso con presencia de laminaciones oblicuas curvas. Estos estratos generalmente poseen una base erosiva y son interpretados como depósito de relleno de canal originada por migración de barras de cresta sinuosa por el fondo del canal.

E. Litofacies de areniscas con presencia de bioturbación (*Sb*)

Esta litofacies corresponde a depósitos de areniscas de grano fino a grueso que presentan cierto tipo de bioturbación o actividad biológica, además de contener algún tipo de fósil.

4.2.3. LITOFACIES DE LUTITAS

Los sedimentos lutíticos son depositados por decantación de la carga en suspensión presente en los ríos. Estos se sedimentan en llanuras de inundación, canales abandonados y sistemas lacustres. Se identificaron 3 litofacies.

A. Litofacies de lutitas (*Fl*)

Esta litofacies corresponde a arcilitas laminadas (lutitas). Las capas de arcilitas pueden estar erosionadas por canales de areniscas finas a medias. Las lutitas pueden contener raíces, hojas de plantas y bioturbación.

B. Litofacies de arcilitas masivas (*Fm*)

Esta litofacies está representada por arcilitas de coloraciones rojizas, amarillas y blancas. Algunos niveles presentan restos de plantas o bioturbación. Generalmente, las lutitas de coloración rojiza son muy comunes en ríos trenzados arenosos y conglomerádicos, donde representan depósitos bien oxigenados de canales abandonados o llanuras de inundación. En cambio, las lutitas con coloraciones claras y con intercalaciones de margas y calizas corresponden a depósitos lacustres.

C. Litofacies de lutitas y depósitos piroclásticos (*Fv*)

Esta litofacies corresponde a una alternancia de lutitas y flujos piroclásticos de cenizas o pómez y cenizas, muy comunes en el Miembro B.

4.2.4. LITOFACIES CALCÁREAS Y VOLCÁNICAS

Bajo esta denominación se agrupa las litofacies de origen calcáreo y volcánico.

A. Litofacies calcáreas (*L*)

Esta litofacies está representada por calizas blancas y cremas. Algunos niveles presentan laminaciones algales (estromatolitos), huellas de raíces y fragmentos de troncos. Se intercalan con litofacies *Fm* de color blanco. Corresponden a depósitos lacustres de borde de la cuenca. Estas calizas son producto de una precipitación química.

B. Litofacies Piroclásticas (*Vp*)

Esta litofacies está representada por flujos piroclásticos de cenizas con líticos y flujos piroclásticos de pómez y cenizas, en bancos mayores a los 2 metros y menores a los 6 metros.

C. Litofacies de lavas (*Vc*)

Esta litofacies corresponde a flujos de lavas andesíticas o dacíticas, en capas de 15 a 20cm en bancos mayores a los 2 metros y menores a los 7 metros.

4.3 ELEMENTOS ARQUITECTURALES

La descripción de la roca involucra la definición de litofacies y el reconocimiento de las asociaciones de litofacies, que permite la subdivisión de una sucesión clástica en una unidad de tres dimensiones. Un elemento arquitectural se puede definir como el componente de un sistema depositacional equivalente en tamaño o más pequeño que un relleno de canal, y mayor a una sola unidad de litofacies, caracterizado por su geometría, composición de facies y escala, y es un producto depositacional debido de un proceso particular, o varios procesos que ocurren dentro de un sistema depositacional. Los elementos arquitecturales son dóciles para una clasificación descriptiva y genética, de acuerdo a como la compongan las litofacies. Para lo cual se ha basado en los ocho elementos básicos (Fig. 4.1) de los depósitos fluviales (Miall, 1985, 2006) (Tabla 4.2).

4.3.1. CANALES (CH)

La mayor parte de los depósitos de los sistemas fluviales son rellenos de canales. Los canales pueden tener bases erosivas, y su tope puede ser erosionado o pasar transicionalmente a otro canal. Las litofacies que componen este elemento arquitectural pueden tener muchas combinaciones, siendo una de las mas típicas: *Gm, Gi, Gt, St, Sh, Sc*.

4.3.2. CUERPOS Y BARRAS DE CONGLOMERADOS (GB)

La principal característica de este elemento es la presencia de las litofacies *Gm, Gh* y *Gt*. Estas litofacies pueden estar intercaladas entre sí, y corresponden a depósitos de tipo fluvial, pudiendo variar mucho lateralmente e intercalarse con los elementos SB.

4.3.3. FLUJOS DE SEDIMENTOS POR GRAVEDAD (SG)

Este elemento se encuentra en lóbulos alargados o láminas de flujo, y esta típica e íntimamente ligado con elementos GB o SB. Las litofacies *Gm* y *Gi* son predominantes.

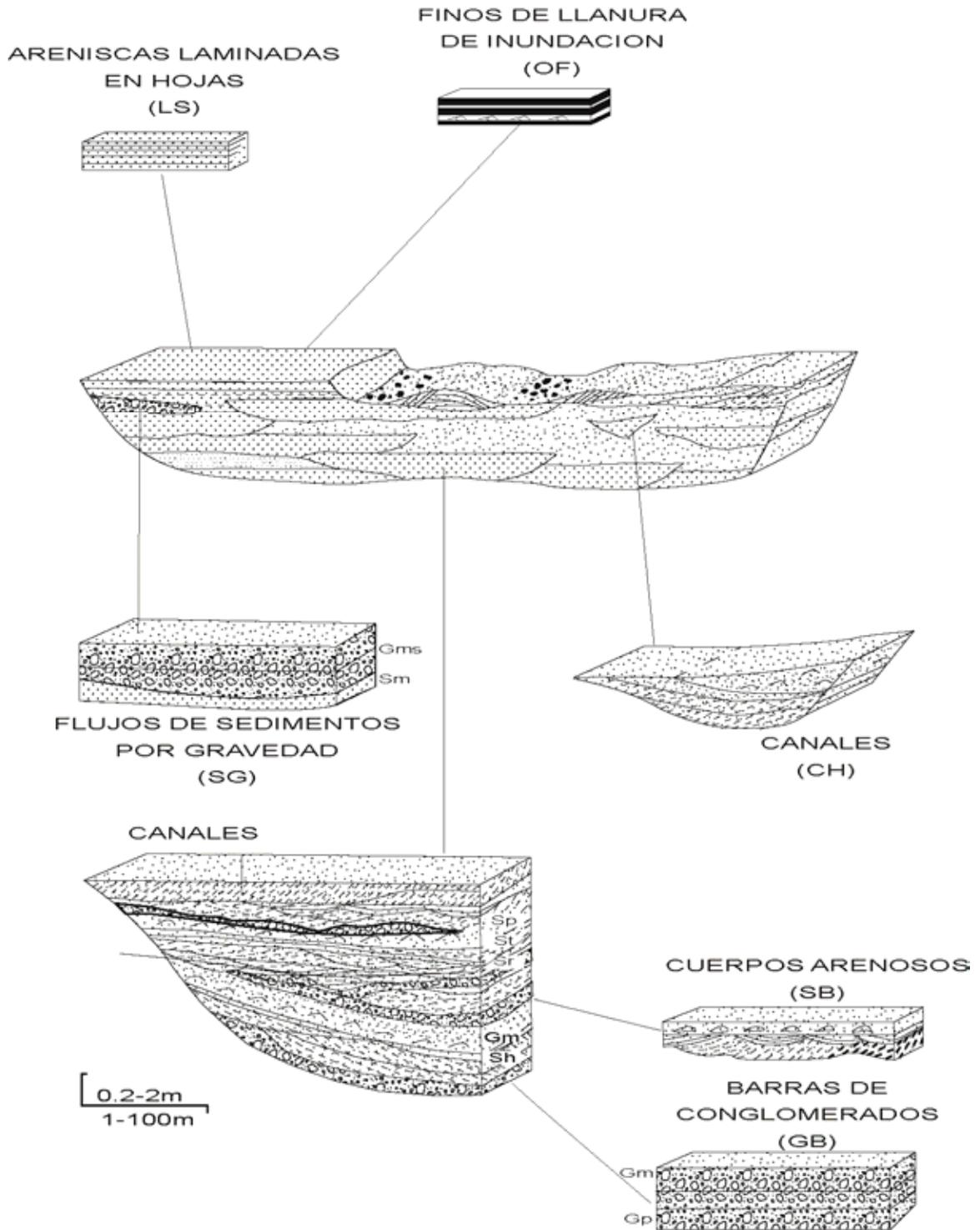


Fig. 4.1.- Elementos arquitecturales presentes en los depósitos fluviales (Miall, 1985).

Este elemento está formado por flujos de detrito y los mecanismos relacionados con estos. A veces los flujos de detrito se amalgaman unos con otros, lo cual se traduce en un espesor considerable de cada estrato. Estos elementos tienen forma irregular, con bases no erosivas o poco erosivas, la granocrecencia o granodecrecencia es muy común.

4.3.4. CUERPOS ARENOSOS (SB)

Las litofacies predominantes que se encuentran en estos depósitos son *St*, *Sh*, *Sm*, *Sb*, *Sc*, y pueden ocurrir en una diversidad de asociaciones debido a la variedad de las condiciones fluviales.

4.3.5. MACROFORMAS DE ACRECIÓN HACIA ABAJO (DA)

Los depósitos de acreción hacia abajo y acreción lateral son los principales productos de acreción dentro de un complejo de barras de canales arenosos. Son muy comunes en sistemas fluviales trenzados, y esta formado por la asociación de litofacies *St*, *Sh*, *Sl*, *Sc*.

4.3.6. HUECOS DE EROSIÓN (HO)

Representan pequeños canales y están presentes en depósitos de ríos trenzados conglomerádicos y arenosos. Generalmente, están rellenos con las litofacies *Sh* y *Sl*. La inclinación de las láminas indica cómo se llevo a cabo la depositación en la superficie inclinada. Estos huecos pueden tener acreción lateral o vertical, o pueden presentar una combinación de ambas, y pueden ser tanto simétricos como asimétricos.

4.3.7. ARENISCAS LAMINADAS EN HOJAS (LS)

Este elemento se presenta en hojas o capas de areniscas laminadas (litofacies *Sh*, *Sl* y en menor grado *Sp*, *St*, y *Sc*). Se interpreta como depósitos de desbordamiento rápido o depositados bajo condiciones de flujo de alto o bajo régimen superior, dependiendo de la granulometría que conlleven estos estratos.

4.3.8. LUTITAS DE LLANURA DE INUNDACIÓN (OF)

Este elemento consiste en capas delgadas o gruesas, pero lateralmente extensas, de litofacies *Fm* y *Fl*. Estas capas reflejan que la superficie depositacional era casi horizontal y muy susceptible a pequeños cambios en el sistema.

4.3.9. LUTITAS FLUVIO-LACUSTRES (FL)

Este elemento presenta estratos de *Fm*, *Fl* a veces *L*, las margas y lutitas con presencia de gasterópodos y ostracodos no son raros. Esta reflejan interacciones de sistemas fluviales muy cercanas a los sistemas lacustres.

4.3.10. LUTITAS LACUSTRES-FLUCTUANTES (FF)

Consiste de una mixtura de facies *L*, *Fm* y *Fl* a veces. Los niveles carbonáticos presentan laminaciones algáreas y se encuentran intercaladas con facies *Fm*.

Elemento	Símbolo	Asociación de litofacies	Geometría y relaciones
Canales	CH	Cualquier combinación	Dedos, lentes u hojas, base cóncava y erosional, escala y forma altamente variable, son comunes las superficies de erosión
Cuerpos y barras de conglomerados	GB	Gm, Gh, Gt	Lentes, capas, usualmente cuerpos tabulares; comúnmente interestratificadas con "SB"
Cuerpos arenosos	SB	St, Sh, Sl, Sc	Lentes, hojas, capas, mantos, se presentan como rellenos de canal, crevasse splays, barras menores.
Macroformas de acreción hacia abajo	DA	St, Sh; comunmente Gh y Gt	Lentes, base acanalada
Huecos de erosión	HO	Gh, Gt, St y Sh	Huecos en forma de surco con relleno asimétrico
Flujos de sedimentos por gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, hojas estratificadas con GB
Areniscas laminadas en hojas	LS	Sh, Sl, Sc	Hojas, capas
Finos de desbordamiento de canal	OF	Fm, Fl	Capas delgadas o gruesas; comúnmente interestratificados con SB; pueden rellenar canales abandonados
Finos fluviolacustres	FL	Fm, Fl a veces L	Capas delgadas y extensas, abundante fauna de agua fresca
Finos lacustres	FF	Fm, L a veces Fl	Capas delgadas y gruesas lateralmente extensas

Tabla 4.2.- Elementos arquitecturales (Miall, 1985; modificado)

4.4. ABANICOS ALUVIALES

Los abanicos aluviales son cuerpos sedimentarios de acumulación de materiales fluviales y subaéreos, cuyas dimensiones varían de algunos centenares a algunos kilómetros de extensión, que están caracterizados por su morfología en forma de lóbulo, semicírculo o arco de círculo. Pero las características que le dan a los abanicos aluviales su particularidad son:

- El hecho que se encuentren, casi siempre, en las partes proximales de los sistemas fluviales
- La relación estrecha que presentan con la tectónica sinsedimentaria.

Los abanicos aluviales se caracterizan por hallarse localizados en zonas donde existe una ruptura de pendiente importante y son fabricados principalmente en ambientes climáticos semi-áridos donde los flujos gravitatorios en masa son frecuentes. De perfil, un abanico aluvial presenta una parte proximal con una pendiente superior a la parte distal. El punto de inflexión se representa al límite entre una zona donde predomina la erosión (construcción de canal) y una zona donde predomina la sedimentación (esparcimiento).

En las series sedimentarias antiguas, solo han sido conservados los abanicos aluviales formados en cuencas subsidentes, es decir en cuencas que tienen un control tectónico importante. La existencia de abanicos aluviales en una serie fluvial es un fuerte indicio de tectónica sinsedimentaria.

La observación de los abanicos aluviales actuales muestra que estos presentan tres partes, los cuales pueden progradar unos sobre otros (Fig. 4.2).

- El abanico proximal o *inner fan*, está situado encima del punto de inflexión. En esta parte, el curso de agua se divide.
- El abanico medio o *mid fan*, donde los canales se anastomosan y presenta un cambio de pendiente. Aquí los sedimentos son menos gruesos.
- El abanico distal o *distal fan*, representado por numerosos canales, con una pendiente muy débil. Entre estos canales se pueden formar zonas pantanosas o pequeños lagos.

La proporción relativa de los diversos tipos de conglomerados varía para cada uno de estos ensambles (Fig. 4.3):

- Los depósitos *Debris Flow*, que son conglomerados con abundante matriz y sin ninguna clasificación de sus clastos, son más abundantes en la parte proximal del abanico y una parte media.
- Los *Sheet flood deposits*, que son conglomerados con base plana a veces presentan clastos imbricados y no tienen una granocrecencia o granodecrecencia. Se depositan solamente próximos al punto de inflexión, casi al límite entre la parte proximal y media.

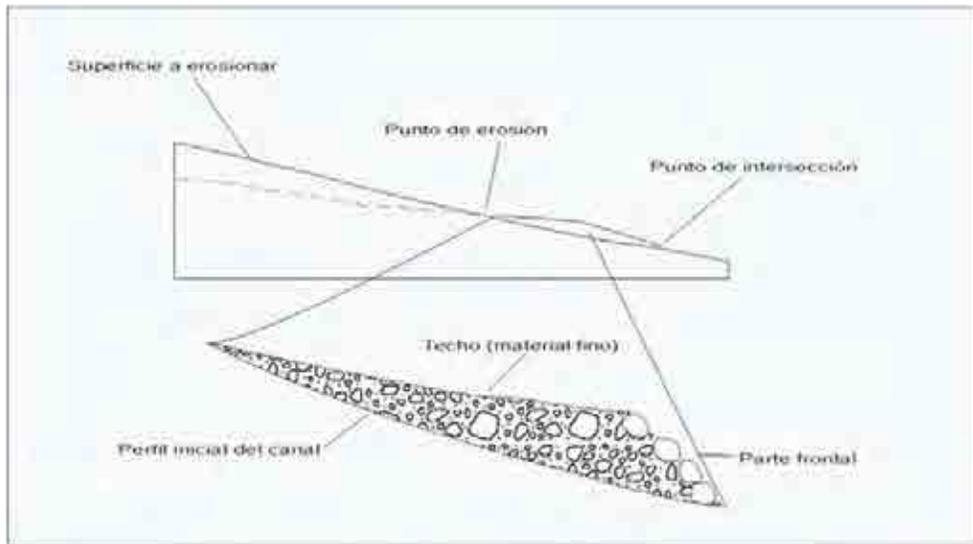


Fig. 4.2.- Diagrama en perfil de un abanico aluvial (Hooke, 1967; modificado).

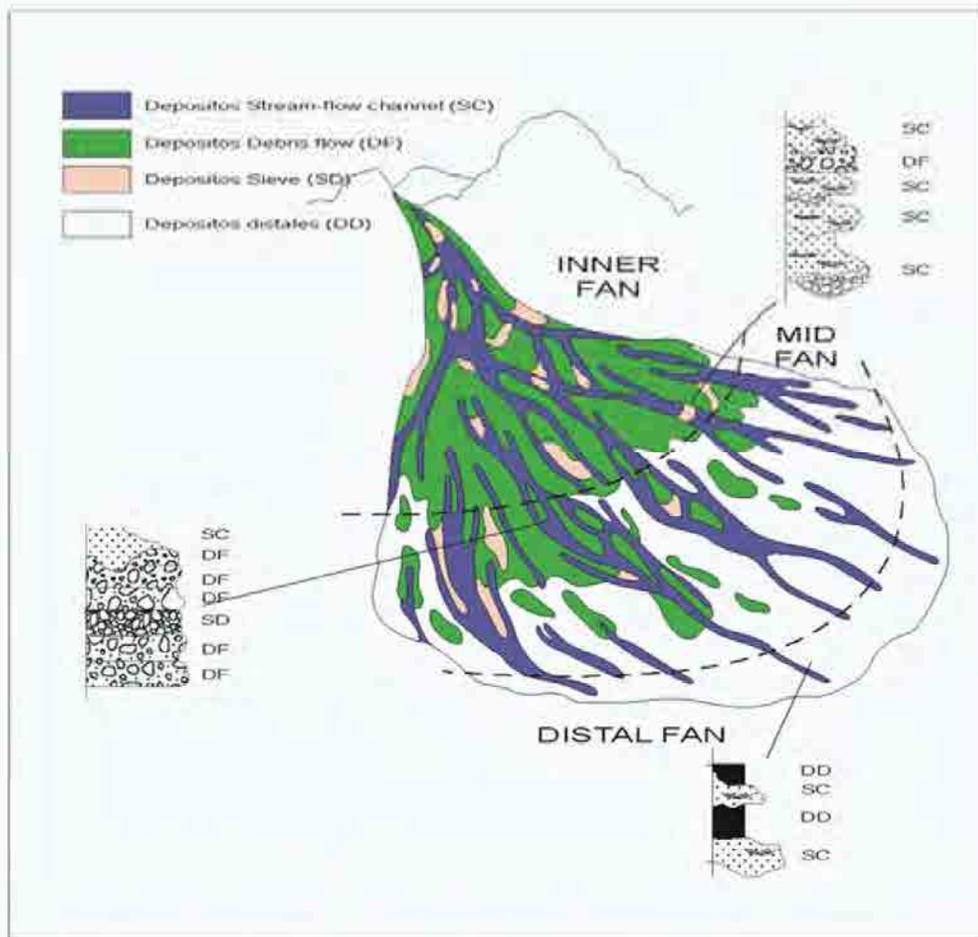


Fig. 4.3.- Morfología de un abanico aluvial y la distribución de sus depósitos (Spearing, 1974; Baudino, 1995)

- Los *Sieve deposits*, son conglomerados cuyo armazón está conformado por clastos grandes entre los cuales se acumula sedimento fino, a veces presenta una granodecrecencia, que indica el sentido del transporte. Se depositan justo después del punto de inflexión, y en la parte superior del abanico medio.

Estos tres tipos de conglomerados son los más frecuentes en los climas con fuertes contrastes de temporadas (áridos a semi-áridos) (Baudino, 1995).

Los depósitos de canal activo son los conglomerados donde los clastos son transportados por tracción dentro del curso del abanico aluvial. Esto se produce, generalmente, durante los períodos de “calma” climática. Estos se encuentran principalmente en la parte proximal de los abanicos y están caracterizados por los clastos de gran tamaño y subangulosos, en cambio, cuando están en la parte distal del abanico, se caracteriza por tener clastos pequeños y redondeados, y están asociados con depósitos finos.

4.5. DEPÓSITOS FLUVIALES

4.5.1. GENERALIDADES

Dentro de la literatura geológica se mencionan cuatro tipos básicos de estilos de canales fluviales (Miall, 1977) (Fig. 4.4):

1. Canales meandriiformes
2. Canales rectos
3. Canales entrenzados
4. Canales anastomozados

Según estos tipos se asocian secuencias características (Fig. 4.5).

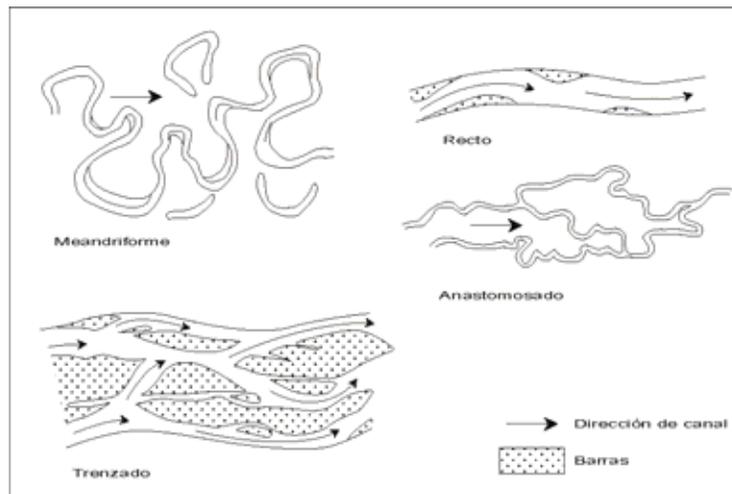


Fig. 4.4.- Los cuatro tipos básicos de estilos fluviales (Miall, 1977)

Esta clasificación general puede ser reemplazada por una clasificación un poco más sofisticada, que se basa en el entendimiento de los controles que determinan el estilo de los canales.

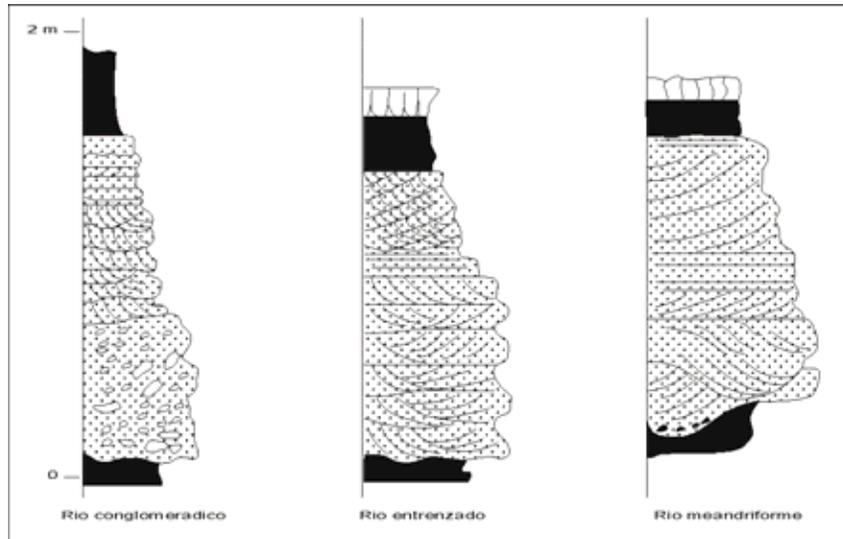


Fig. 4.5.- Secuencias fluviales elementales (Delfaud, 1984)

Las observaciones y las medidas en los ríos modernos muestran que las características de los canales dependen fundamentalmente de las descargas, carga de sedimento y la pendiente (Miall, 2006). Lane (1957) y Leopold & Wolman, (1957) demuestran que una transición natural entre un sistema entrenzado y un sistema meandriforme depende de la pendiente del canal de descarga.

Otro factor que influye en las características de las descargas, es el transporte de sedimentos y por consiguiente el estilo fluvial, es la cobertura vegetal. En áreas con cobertura vegetal presente, la erosión es menor, por consiguiente el transporte de sedimentos disminuye. Si la cobertura vegetal es destruida por fuego o desforestación las marcas se reflejan en los sedimentos, debido al aumento del transporte de estos y a una tendencia de aumentar los flujos de detritos.

Los cambios de pendiente a nivel regional provocan cambios notables en la forma de los canales (Schumm, 1993). En efecto, el incremento de la pendiente a escala regional, como resultado de una actividad tectónica, tiende a modificar la respuesta sedimentaria y generar cambios fundamentales en los estilos fluviales debido al incremento de la carga de sedimentos.

Schumm (1981, 1985) indica la relación entre la carga de sedimentos y la forma de los canales, dentro de una amplia y usada clasificación de canales (Fig. 4.6 y Tabla 4.3). Es decir si un río transporta abundante sedimento grueso probablemente tendrá una forma con baja sinuosidad.

Esta clasificación puede ser simplificada como muestra la Fig. 4.7, donde los canales rectos ocurren cuando la carga de sedimento es predominantemente de tipo *bed load* o, carga suspendida. Los canales entrenzados se originan por transporte del tipo carga de fondo (*bed load*) o carga mixta (Schumm, 1981).

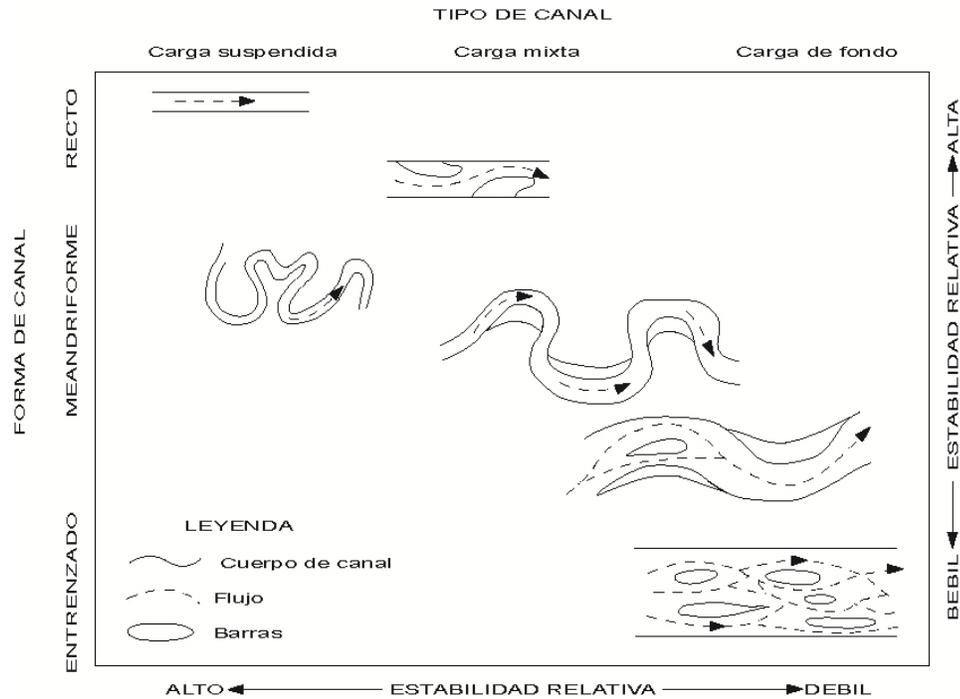


Fig. 4.6.- Clasificación de los canales basados en el transporte de sedimentos (Schumm, 1985)

Tipo de Canal	Transp. Fondo (%Carga total)	Sistema de un canal	Sistema de varios canales
Carga Suspendida	< 3	Canal de carga suspendida Relación W/D < 10, sinuosidad > 2.0, pendiente relativamente suave	Sistema anastomosado
Carga mixta	3 a 11	Canal de carga mixta Relación W/D 10-40, sinuosidad < 2, pendiente moderada, tal vez entrensado	Distributarios de un delta. Distributarios de un plano aluvial
Carga de fondo	> 11	Canal de carga de fondo Relación W/D > 40, sinuosidad < 1.3, gradiente relativamente empinado, puede ser entrensado	Distributarios de un abanico Aluvial

W/D: relación ancho/profundidad

Tabla 4.3.- Clasificación de los canales aluviales por la carga de sedimentos (Schumm, 1985).

Sintetizando trabajos anteriores y de las características intermedias entre uno y otro estilo fluvial Miall (1985, 2006) propone nuevos modelos, que se toman para el presente estudio.

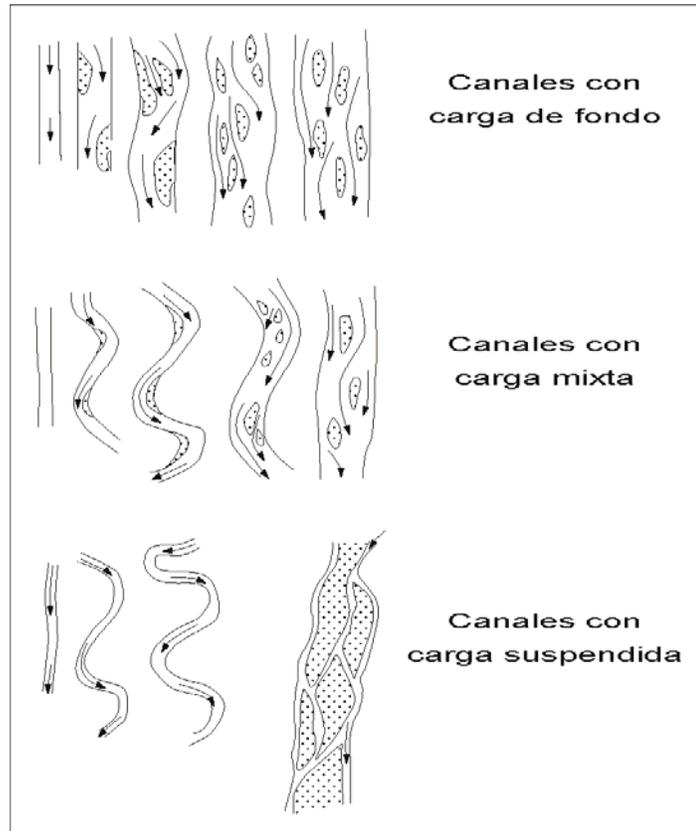


Fig. 4.7.- Morfología de los canales según su tipo de carga (Schumm, 1981)

4.5.2. ESTILOS FLUVIALES

Una vez realizada la clasificación de los elementos arquitecturales se recurre a los modelos de litofacies en medios fluviales, que se han tomado de los trabajos de Miall (1985, 2006), tal como se resumen en la Tabla 4.4.

4.6. DEPÓSITOS LACUSTRES

4.6.1. INTRODUCCIÓN

En los Andes actuales existe una gran variedad de depósitos lacustres cuyos extremos están representados por los lagos de agua dulce, permanentes y profundos (lago Titicaca) y los lagos salados, temporales y poco profundos. En los sedimentos antiguos, provee los medios indicadores sobre paleosalinidad.

De manera general, los lagos de las zonas tectónicamente activas tienen una duración de vida más corta que los de zonas cratónicas estables (Baudino, 1995).

La sedimentación en los lagos está controlada por procesos físicos, químicos y biológicos que intervienen en ellos. Estos procesos a su vez dependen de factores de control de la dinámica lacustre tales como su geometría, clima y las propiedades del agua. La importancia relativa de unos procesos con respecto a otros en un medio determinado se reflejará en el tipo de sedimentos que en él se originen y distribuyan (Kukal, 1971).

Nombre del modelo	Sinuosidad	Parámetro de trenzado	Tipo de sedimentos	Elem. Carac.
RÍOS DOMINADOS POR CONGLOMERADOS				
Conglomerádico trenzado con flujos de sedimentos de gravedad	Bajo	Alto	Conglomerados, a veces areniscas	SG (GB, SB)
Conglomerádico trenzado poco profundo	Bajo	Alto	Conglomerados, a veces areniscas	GB (SB)
Conglomerádico trenzado profundo	Bajo- intermedio	intermedio- alto	Conglomerados, a veces areniscas y lutitas	GB, SB, DA (FF)
Conglomerádico vagando	intermedio- alto	Intermedio	Conglomerados, a veces areniscas y lutitas	GB, DA, LA (SB, FF)
Conglomerádico meandriforme	Alto	Bajo- intermedio	Conglomerados, a veces areniscas y lutitas	GB, LA, FF (SB)
RÍOS DOMINADOS POR ARENISCAS DE BAJA SINUOSIDAD				
Trenzado- meandriforme de baja sinuosidad con barras alternadas	Bajo	Bajo	Areniscas	DA-LA, SB, FF
Trenzado poco profundo	Bajo- intermedio	Alto	Areniscas	SB (FF)
Trenzado profundo	Bajo- intermedio	Intermedio- alto	Areniscas, pocos finos	DA, LA, SB (FF)
Trenzado arenoso de alta energía	Bajo- intermedio	Intermedio- alto	Areniscas, pocos finos	DA, SB (FF)
Trenzado de flujos distales	Bajo	Alto	Areniscas, pocos finos	SB (FF)
Rápidos, flujos efímeros	Bajo	Alto	Areniscas, pocos finos	LS (FF)

Tabla 4.4.- Estilos fluviales (Miall 2006; modificado)

4.6.2. MODELOS DE LITOFACIES

Las sucesiones de sedimentos lacustres varían en función a algunos atributos tales como los mencionados anteriormente; pero algunas asociaciones de litologías, indicadores geoquímicas y biofacies son remarcablemente similares (Carroll & Bohacs, 1999).

Tipo de depósito	Característica de los estratos	Elementos característicos	Estructuras
De Borde	Secuencias progradantes, máximas entradas aluviales	OF, FL, FF, a veces SB	Huellas de raíces, laminaciones gruesas, canales fluviales, fauna de agua fresca
Central o fluctuante	Ciclos de somerización, progradación y agradación, entradas fluviales posibles	FF	Laminación fina, estromatolitos, fauna de agua fresca y salina

Tabla 4.5.- Elementos característicos de las asociaciones de facies lacustrinas (Carroll & Bohacs, 1999; modificado).

Los depósitos de borde contienen predominantemente fauna de agua fresca (Roehler, 1992) y la composición de sus elementos arquitecturales indica características mixtas, es decir tanto acuáticas como terrestres, de material que entra en lagos de agua fresca; las litofacies de llanura de inundación y cuerpos de arena son comunes. Estas características son típicas de depósitos de lagos hidrológicamente abiertos (Carroll & Bohacs, 1999).

Los depósitos centrales o fluctuantes consisten generalmente de asociaciones FF. Los depósitos de estromatolitos algales y estratos con oolitos son típicamente depositados después de las “transgresiones”, seguidas de una sedimentación laminada, rica en carbonatos y materia orgánica (Surdam & Stanley, 1979; Horsfield et al., 1994), conforme se ingresa al lago se tienen facies lutíticas laminadas y oscuras. Litofacies similares representan la depositación de lagos con fluctuaciones de profundidad y salinidad, que comúnmente cubren grandes áreas (Carroll & Bohacs, 1999).

4.6.3. INFLUENCIA TECTÓNICA EN LAS ASOCIACIONES LACUSTRES

Generalmente se acepta el significado geológico que registran los depósitos de los lagos tales como: subsidencia tectónica, crecimiento o drenaje de barreras y la forma que los sedimentos se preservan de la erosión. Las paleocorrientes y la procedencia de los sedimentos dan indicios de cambios estructurales en la configuración de la cuenca que coincidentemente también genera cambios en las asociaciones de facies dominantes.

Surdam & Stanley (1979) indican que cambios en asociaciones de agua fresca resultan no tan solo de un cambio climático sino también de un decrecimiento en la actividad tectónica regional. Los estudios paleobotánicos refuerzan esta interpretación, indicando, además, pequeños cambios en las condiciones climáticas (Chen, 1990); *in* Carroll & Bohacs 1999) o también pequeños cambios unidireccionales en las condiciones de drenaje (Roehler, 1992).

Carroll & Bohacs (1999), clasifican lagos de acuerdo a un balance relativo de su potencial de relleno (mayormente tectónico) con la relación agua más relleno de sedimento (mayormente climático) el balance controla la ocurrencia del lago, su distribución, carácter y su arquitectura estratigráfica. Esta clasificación genética subdivide a los depósitos lacustres en tres tipos: *overfilled*, *balanced fill* y *underfilled*.

En los lagos *overfilled* el aporte de sedimentos y agua es siempre igual al drenaje. Estos lagos son de agua dulce y están estrechamente ligados a sistemas fluviales y de llanura de inundación permanentes. Las variaciones climáticas afectan poco la variación del nivel de los lagos, debido a su relación aporte de sedimentos y agua. Los lagos pueden ser someros o profundos, dependiendo de a geometría de la cuenca. Las asociaciones de borde dominan el relleno sedimentario de la cuenca.

En los lagos *balanced fill* el agua y los aportes sedimentarios son suficientemente constantes para rellenar el lago hasta su nivel de borde e incluso crear superficies de desbordamiento lacustre. Las asociaciones centrales y fluctuantes dominan el relleno sedimentario y dejan testimonio en los bordes del lago. Estas características implican condiciones cerradas o endorreicas.

En los lagos *underfilled*, que esencialmente es evaporítico, los niveles del lago rara vez o nunca alcanzan el nivel de colmatación. Litofacies evaporíticas tipifican este modelo, estas litofacies pueden estar interestratificadas con depósitos eólicos y abanicos aluviales.

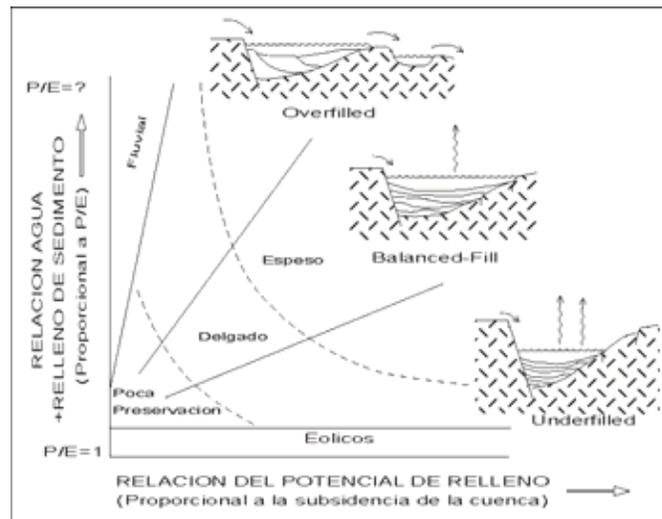


Fig.- 4.8.- Esquema de la clasificación de lagos (Carroll & Bohacs, 1999).

Muchos depósitos antiguos contienen una predecible evolución entre estos modelos (Neal et al., 1997), lo que puede ser interpretado debido a cambios en los controles del tipo de lago. A menudo las facies lacustres pasan de un tipo a otro con relativa facilidad y sin aparentes cambios en el registro sedimentario. Todo dependerá de cómo esté enmarcado dentro de la dinámica de la cuenca.

4.7 VULCANISMO

Una de las consecuencias de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sud-americana es la producción de magma y la aparición de centros volcánicos. El vulcanismo es un elemento esencial de la historia geológica de la Cordillera de los Andes.

En un medio continental, el vulcanismo es un factor esencial que puede controlar la sedimentación. La importancia de las cantidades emitidas por una erupción y la facilidad de la puesta en movimiento de los productos volcanoclásticos provocan modificaciones importantes de facies (Baudino, 1995).

La actividad volcánica favorece la predominancia de sistemas fluviales con poca sinuosidad y la profundización de los canales, aumentando la carga sedimentaria y modifican las pendientes (Baudino, 1995).

Los procesos eruptivos pueden cambiar la actividad biológica y modificar ostensiblemente la fauna y flora debido a la emisión de gases nocivos y otros productos que acompañan estas emisiones.

En la presente tesis se utiliza una nomenclatura basada en la clasificación McPhie et al., (1993) para facies y procesos volcánicos, que a continuación se detalla:

CENTRO ERUPTIVO

Término empleado para definir una estructura volcánica que ha emitido y generado diferentes depósitos volcánicos cada uno de los cuales tiene un particular tipo de dinámica o mecanismo eruptivo.

COMPLEJO VOLCÁNICO

Utilizado para reunir uno o varios centros eruptivos, dependiendo de la historia y dinámica eruptiva.

SECUENCIA VOLCÁNICA

Denominación empleada cuando no es posible determinar el centro de procedencia de un conjunto de depósitos volcánicos.

FACIES VOLCÁNICAS

Características distintivas de un depósito volcánico, incluye la geometría, estructuras, litología y paleoflujos.

DEPÓSITOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE CENIZAS

Constituidos predominantemente por ceniza volcánica y cristales fragmentados, de tamaño milimétrico. Con ocasionales fragmentos líticos submilimétricos. Muchas veces constituyen las facies distales de los depósitos piroclásticos de calderas, los depósitos de las facies intracaldera o aquellos correspondientes a las explosiones laterales.

DEPÓSITOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE PÓMEZ Y CENIZAS

Sus principales constituyentes son pómez, cristales y fragmentos líticos. A veces están soldados, dependiendo de la temperatura de enfriamiento, siendo la textura eutaxítica dominada por la presencia de *fiammes* un elemento diagnóstico.

DEPÓSITOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE BLOQUES Y CENIZAS

Se caracterizan por presentar abundantes fragmentos líticos, generalmente porfiríticos, y de la misma composición que la matriz que los sostiene (monomíticos).

DEPÓSITOS DE OLEADAS PIROCLÁSTICAS

Depósitos piroclásticos constituidos esencialmente por cristales muy finos, fracturados y rotos; su característica principal es su laminación ondulada, a modo de dunas y antidunas, que atestiguan su régimen de alta energía, en algunos casos representan las facies laterales de flujos piroclásticos.

DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS

Son secuencias volcanosedimentarias, conformadas por capas de clastos volcánicos y fragmentos de cristales subredondeados a redondeados, mostrando una estratificación laminar paralela en algunos casos, debido a que se depositaron en ambientes lagunares. Representan generalmente la ausencia de actividad volcánica.

La importancia de los materiales piroclásticos desde un punto de vista sedimentario radica en que estos horizontes volcanoclásticos constituyen niveles de correlación muy buenos. Esto debido a la gran extensión areal que alcanza y a sus características petrológicas y geoquímicas que pueden mostrar. También hay que considerar que el período eruptivo es un tiempo muy corto (generalmente horas o pocos días) lo que traducido a un nivel de escala geológica corresponde a un episodio instantáneo.

CAPITULO V

ANALISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CONDOROMA

5.1. INTRODUCCIÓN

Esta unidad ha sido descrita por Klinck et al. (1986), Carlotto et al. (2002) y Velarde et al. (2004); pero no fue estudiada en detalle. Estos autores asumen una edad Miocena, a partir de dataciones radiométricas y correlaciones regionales. La evolución de la cuenca Condoroma constituye el tema principal del presente trabajo.

La cuenca Condoroma es una franja sigmoidal alargada, con dirección NNO-SSE; aproximadamente de 28.8 Km de largo y 4 Km de ancho y cubre una superficie aproximada de 150 Km². Está ubicada a 40 Km al NE de la ciudad de Chivay (Departamento de Arequipa), entre las localidades de Chichas (Represa Condoroma), Chayuta, Huilacucho y Ccacahuasi.

Esta cuenca forma parte de las cuencas Neógenas de los Andes Centrales, que están limitadas por fallas principales y paralelas a las direcciones orográficas de la Cordillera de los Andes.

El substrato de la cuenca está conformado en todos sus límites por rocas volcánicas del Grupo Tacaza.

5.2. ANTECEDENTES

Anteriormente la cuenca Condoroma había sido mencionada por varios autores y el relleno sedimentario de la misma había sido considerado como parte del grupo Maure, por sus similitudes litológicas y por su posición estratigráfica vista en campo.

Klinck (1986) menciona en los alrededores de la represa Condoroma afloramientos de rocas volcánicas interestratificadas y sedimentos lacustres, denominándole como grupo Maure, asumiéndole una edad Miocena, por una datación K^{40}/Ar^{40} en roca total de 11.2 ± 0.6 Ma (Klinck et al, 1986).

Carlotto & Carlier (1998) menciona por primera vez a la cuenca Condoroma, levantando una columna en la quebrada de Lacra, cerca al poblado de Chichas, dividiéndola en 7 secuencias granocrecientes de areniscas tobáceas e intercalado en algunos niveles de calizas y margas de origen lacustre.

Carlotto et al (2002) describe a la cuenca Condoroma, como parte de un conjunto de cuencas intramontanas Neógenas, asumiéndole una edad Miocena, porque además de su posición estratigráfica, dos niveles volcánicos fueron datados. Así cerca de la base, una ignimbrita (Nm-ja/1) dio una edad Ar^{40}/Ar^{39} de 21.39 ± 0.15 Ma y en posición intermedia otra ignimbrita (Nm-ja/2) datada por Ar^{40}/Ar^{39} dio 18.82 ± 0.06 Ma.

Velarde et al (2004) interpreta en la región de Santa Lucía, Chivay y Condoroma dos cuencas Oligo-Miocenas, una occidental y otra oriental separadas por el Alto Estructural de Condoroma. La cuenca oriental es dividida en tres unidades, la unidad más antigua está conformada por una alternancia de conglomerados y areniscas gruesas fluviales (Fm. Totorani; Klinck et al, 1986) Le sigue una unidad de lavas de basálticas y andesíticas, atribuidas al Grupo Tacaza por Klinck et al. (1986). Depósitos fluviales (conglomerados, areniscas) y lacustres (escasas calizas y diatomitas) forman una tercera unidad que son correlacionados con el grupo Maure (Klinck et al., 1986; Carlotto et al., 2002).

En el presente estudio el relleno de la cuenca Condoroma, está dividido en 3 miembros (Fig. 5.1): Miembro A, Miembro B y Miembro C, conformando la formación Condoroma. Esta denominación se atribuye en base a la primera descripción realizada por Carlotto (1998).

5.3. ESPESOR

La potencia de la formación Condoroma es variable, presentando entre unos 300 m en el borde NE y unos 1200 m en el borde oeste y central de la cuenca, lo que confiere a la cuenca una forma tridimensional asimétrica.

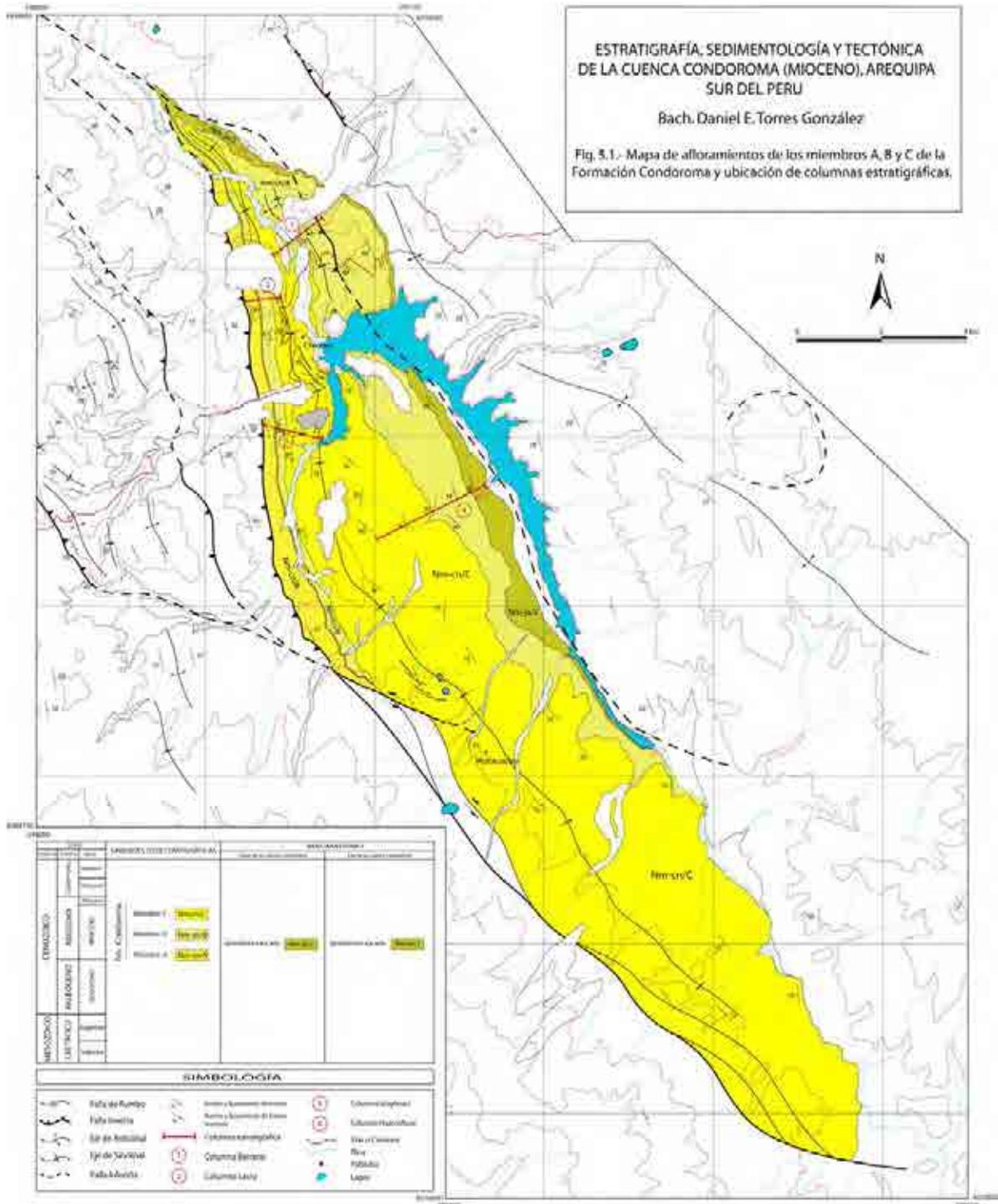
5.4. EDAD

La Formación Condoroma, presenta 3 niveles piroclásticos principales, que tienen dataciones radiométricas.

Cerca a la base del miembro A se encuentra un nivel volcánico de flujos piroclásticos de cenizas de 10 m. de espesor que ha dado una edad Ar/Ar en biotita de 21.39 ± 0.15 Ma (Fornari: en Carlotto et al, 2002) y otro flujo piroclástico de pómez y cenizas al techo de 60 m. de espesor que proporcionó una edad Ar/Ar en biotita de 18.82 ± 0.06 Ma (Fornari: en Carlotto et al, 2002) , este nivel incluso se puede seguir cartográficamente desde la quebrada Lacra (Chichias) hasta el poblado de Huilacucho. Localmente a este flujo piroclástico se le ha denominado como evento Nm-ja/2.

Cerca a la base del miembro C se encuentra un nivel de lavas andesíticas que está datada en roca total dando una edad de 11.2 ± 0.6 Ma (Klinck et al, 1986). Quizás con una menor confiabilidad debido al mayor rango de error que hay en comparación con las dataciones en el miembro A.

Esta formación infrayace en discordancia angular a los depósitos piroclásticos del evento Cailloma-4 datadas en 4.92 ± 0.16 Ma (Fornari: en Carlotto et al, 2002), y suprayace a los depósitos del evento volcánico Quinsachata-2 (Grupo Tacaza) datado en roca total dando una edad de 24.3 ± 0.6 Ma (Klinck et al, 1986) en una andesita.



En conclusión, basándonos en las dataciones radiométricas Ar/Ar, consideramos que la cuenca Condoroma estuvo activa durante el intervalo aproximado de 23 – 5 Ma, es decir entre la base del Aquitaniano (Mioceno inferior) y el techo del Messiniano (Mioceno superior).

5.5. DIVISIÓN DE LA FORMACIÓN CONDOROMA

Se han levantado 4 columnas estratigráficas en la cuenca Condoroma (Fig. 5.1), la columna Lacra, la columna Barrano, la columna Islayhuasi y la columna Huaccollune, que han sido estudiadas e interpretadas, y basándose en el análisis de facies y la evolución sedimentaria, se le ha dividido en tres miembros.

5.5.1. MIEMBRO A

El Miembro A aflora solo en el flanco oeste de la cuenca Condoroma (Fig. 5.2; Fig. 5.3). En el flanco NO y O de la cuenca suprayace al evento Quinsachata-2 de edad Oligocena (Grupo Tacaza). En el contacto de ambas formaciones se encuentra la falla Irupampa (Velarde, 2006). En la parte SO de la cuenca se encuentra parcialmente cubierto y/o interdigitado con unos depósitos del evento Quinsachata-3 de edad Miocena. El límite superior del Miembro A está definido por un flujo piroclástico de pómez y cenizas de color rosado (Nm-ja/2), que aflora también en el flanco este de la cuenca (Sinclinal de Condoroma), allí sobreyace directamente a flujos piroclásticos del centro volcánico Jalcarane cuyas edades varían entre los 18.9 y 22 Ma. Litológicamente está compuesto por conglomerados granodecrecientes de clastos pequeños, redondeados a subredondeados de composición volcánica, areniscas cuarzosas blanquecinas, finas a gruesas en algunas zonas tienden a ser más feldespáticas y adquirir coloraciones rojizas, se tienen también limolitas verdosas y lutitas marrones con intercalaciones de chert y calizas, con algunos fragmentos líticos aislados. Algunos niveles se componen exclusivamente de clastos de pómez y tobas retrabajadas.



Fig. 5.2.- El Miembro A en la quebrada de Lacra. Se puede apreciar claramente a la ignimbrita rosada perteneciente al evento Nm-ja/2 (1). Vista tomada al este.

5.5.1.1. Descripción

A. Columna Lacra

El Miembro A (Fig. 5.3) en la columna de Lacra (Fig. 5.5) ha sido dividido, en cinco secuencias de orden menor. La base se encuentra en contacto fallado sobre los depósitos volcánicos del Grupo Tacaza (Fig. 5.4).



Fig. 5.4.- Vista al sur en la quebrada de Lacra. Grupo Tacaza (1) en contacto con el miembro inferior (Miembro A) de la formación Condoroma (2). Toba datada en K/Ar 21.39 ± 0.15 Ma (3). Ignimbrita del evento Nm-ja/2, datada en K/Ar 18.82 ± 0.06 Ma. (4) como límite superior del Miembro A.

La secuencia A1 (70 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Gms*, *Gm* y *Sm*, que por asociación presenta los elementos SG + SB.

La secuencia A2 (50 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Fl* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos SB + OF (Fig. 5.6 y Fig. 5.7).

La secuencia A3 (27 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Fl*, *L*, y *Vp*, que por asociación presenta los elementos FF + FL.

La secuencia A4 (57 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sh* y *St*, que por asociación presenta el elemento SB + LS.

La secuencia A5 (83 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sc* y *Sm*, que por asociación presenta los elementos GB + CH y SB.

Las asociaciones de litofacies de la parte inferior del Miembro A, reflejan la actividad de flujos de gravedad viscosos y de alta fuerza, que migraban lateralmente. Progresivamente, estos abanicos aluviales pasaron a sistemas fluviales conglomerádicos poco profundos “Shallow gravel-bed braided”. Hacia la parte media se tienen depósitos fluvio-lacustres o lacustres-marginales, probablemente de pequeños lagos que se instalaban en épocas de desbordamiento o sequías. Posteriormente evoluciona a un sistema de ríos meandriformes arenosos “Sandy meandering”, finalmente al techo de la secuencia, se tiene nuevamente la acción de un sistema fluvial de canales trenzados de baja sinuosidad y poco profundos “Shallow gravel-bed braided” que luego progresivamente evoluciona a un “Gravel sand meandering” o sistema fluvial de gravas y arenas meandriforme.

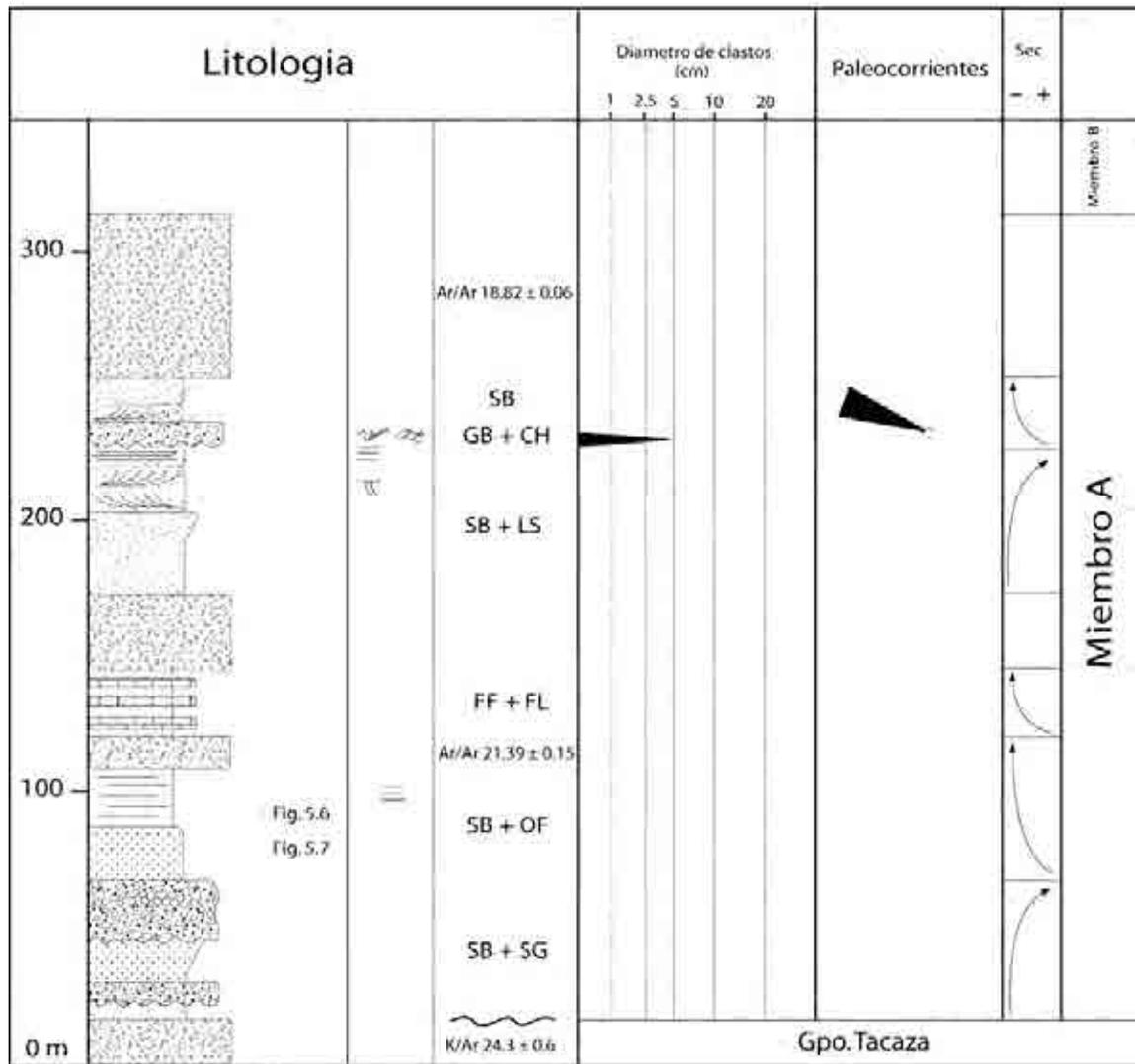


Fig. 5.5.- Columna estratigráfica del Miembro A de la Formación Condoroma levantada en la quebrada de Laca, modificada de Carlotto (1998).

B. Columna Islayhuasi

El Miembro A en la columna de Islayhuasi (Fig. 5.8) ha sido dividido, en nueve secuencias de orden menor. La base se encuentra parcialmente cubierta pero se infiere que se encuentra en contacto fallado sobre los depósitos volcánicos del Grupo Tacaza los cuales se encuentran fuertemente deformados.

La secuencia A1 (23 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Sm*, *Fm*, *Fl*, y *Vp*, que por asociación presenta los elementos GB + CH y OF (Fig. 5.9-A; Fig. 5.9-B y Fig. 5.9-C).

La secuencia A2 (12 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Sm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SG + SB y LS + OF.

La secuencia A3 (13 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sc*, *St*, *Sr* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + CH y LS + OF.

La secuencia A4 (13 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *Sh*, *St* y *Fl*, que por asociación presenta el elemento CH + LA.

La secuencia A5 (39 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sh*, *St*, *Fm*, *Fl*, *L* y *Vp*, que por asociación presenta el elemento SB + FF (Fig. 5.9-D).

La secuencia A6 (11 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sm* y *Sc*, que por asociación presenta los elementos SB + CH.

La secuencia A7 (4 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, que por asociación presenta el elemento SB.

La secuencia A8 (22 m) es granodecreciente y esta constituida por los elementos *Sm*, *Sr*, *Fl* y *L*, que por asociación presenta el elemento FF.

La secuencia A9 (50 m) es granodecreciente y está constituida por los elementos *Sm*, *Fm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos OF + FF.

Las asociaciones de litofacies observadas en la columna Islayhuasi reflejan la acción de un sistema fluvial trenzado del tipo “Gravel wandering” de sinuosidad intermedia con aportes de flujo de gravedad, posteriormente se tiene la instalación de un ambiente lacustre central que a recibido dos aportes piroclásticos durante su génesis, el último probablemente colmatando la cuenca. Este sistema prontamente evoluciona a un sistema fluvial arenoso y de alta sinuosidad, del tipo “Sandy meandering” con importantes llanuras de inundación. Hacia la parte media se tienen depósitos lacustres centrales, evidenciado por los depósitos calcáreos, las intercalaciones con chert indican un aporte magmático para esta época probablemente por parte de un evento eruptivo producido durante la formación del lago que también se encuentra registrado en la columna. Posteriormente secuencias arenosas granocrecientes evidencian nuevamente la actividad de un sistema fluvial trenzado de baja sinuosidad “Low sinuosity – braided river”, luego esta secuencia es cubierta completamente por un flujo piroclástico de pomez y cenizas (Nm-ja/2, Fig. 5.9-E) que probablemente sirvió de represamiento para la formación de un lago profundo hacia el tope de la secuencia.

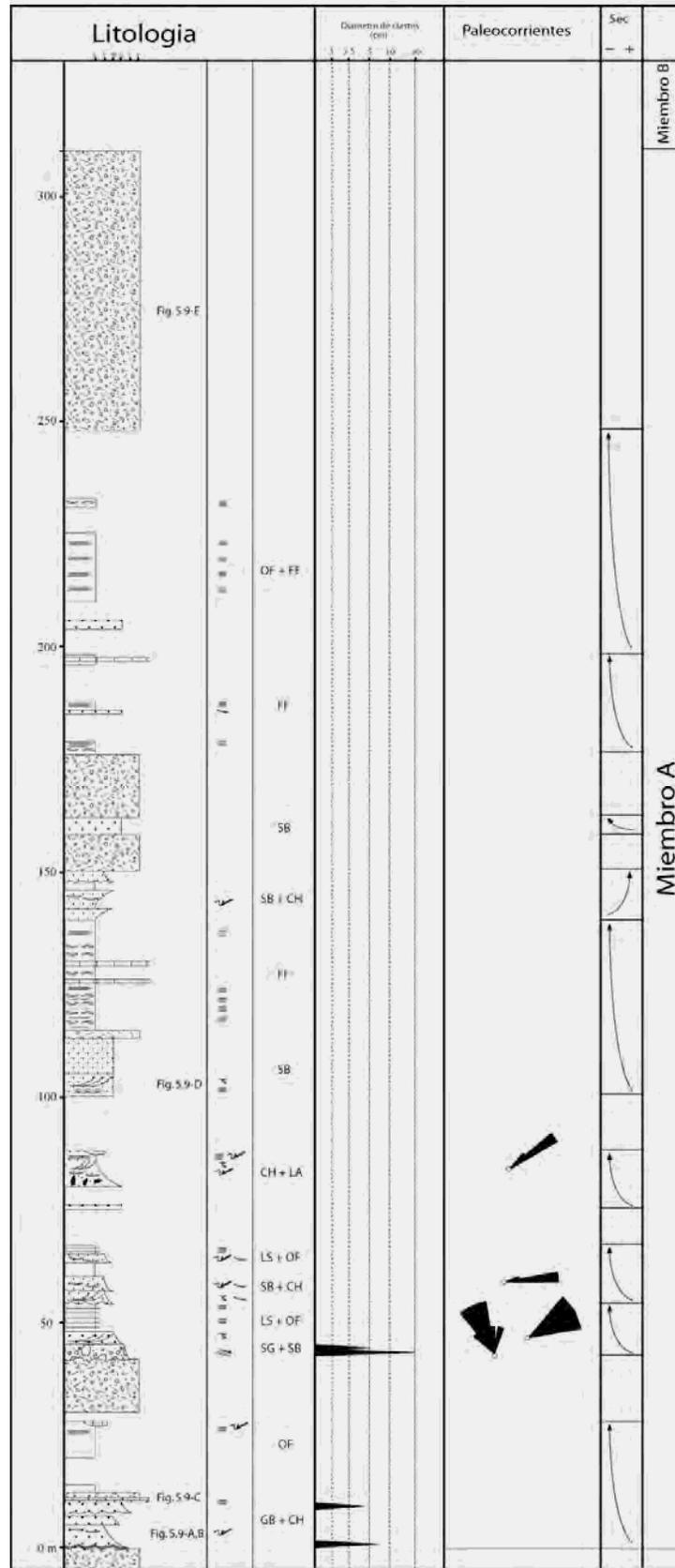


Fig. 5.8.- Miembro A de la Formación Condoroma en la Columna Islayhuasi.



Fig. 5.9.- Evolución sedimentaria del Miembro A en la columna Islayhuasi. En la Fig. 3.9-A: Se observan conglomerados con clastos 100% volcánicos en una matriz arenosa. En la Fig. 3.9-B: Detalle de la Figura anterior, donde se observa un clasto volcánico de aproximadamente 3 cm. En la Fig. 3.9-C: Se tienen niveles de lutitas y calizas con presencia de chert. En la Fig. 3.9-D: Se observan niveles granodecrecientes de areniscas medias a finas formando parte de la asociación de elementos SB, de la secuencia A5. El clasto aislado que se encuentra en medio de la foto probablemente haya sido arrastrado por la morrena. En la Fig. 3.9-E: Se tiene a la Ignimbrita del evento Nm-ja/2, flujos piroclásticos de pómez y cenizas que se consideran como límite superior del Miembro A.

5.5.1.2. Espesor

El espesor promedio del Miembro A está aproximadamente en entre 300 y 200 m, aunque es conveniente mencionar que debido a la sedimentación sinorogénica hayan unidades del Miembro A que no se han depositado, lo cual explicaría la disminución progresiva del Miembro A hacia el noreste de la cuenca.

5.5.1.3. Medio de depósito

En la parte inferior las asociaciones SB + SG son más abundantes, se interpretan como depósitos de abanicos aluviales, desarrollados en el borde noroeste y corresponden al inicio de la activación de la cuenca, mientras que al sur la asociación de litofacies GB + CH indican la predominancia de medios fluviales trenzados cuya composición es de gravas. La parte media está compuesta por asociaciones SB + OF, sin embargo al sur predominan las asociaciones LS + OF que pertenecen a sistemas fluviales meandriformes de arena fina y poco profundos que está progradando progresivamente a un ambiente lacustre. La parte superior de la zona norte presenta asociaciones GB + CH y SB, los cuales son interpretados como de sistemas fluviales trenzados conglomerádicos poco profundos que pasaron progresivamente a sistemas fluviales trenzados arenosos.

Mientras que en la parte central y sur son más abundantes las asociaciones SB, SB + FF y OF + FF, se interpreta como ríos meandriformes arenosos que han generado extensas llanuras de inundación, que iban progradando a un ambiente lacustre profundo. El evento Nm-ja/2 ha provocado un represamiento del paleoflujo del río Colca que generó un lago profundo de regular envergadura y se evidencian por el abundante elemento FF que se encuentra por encima del evento Nm-ja/2.

5.5.1.4. Actividad volcánica contemporánea

La actividad volcánica contemporánea del Miembro A está representada por tres niveles bien definidos, el primero es un nivel piroclástico de color blanquecino que aflora en el borde oeste de la cuenca, siendo esta la toba que está datada en 21.39 ± 0.15 Ma (Fornari: en Carlotto et al, 2002) que se le está asociando al evento Quinsachata/3 de probable edad Miocena inferior. El segundo es un flujo piroclástico blanquecino que aflora solo en el flanco oeste de la cuenca, perdiéndose conforme se avanza hacia el sur de la cuenca. Finalmente en el borde oeste aflora un flujo piroclástico de pómez y cenizas de color rosado que está datado en 18.82 ± 0.06 Ma (Fornari: en Carlotto et al, 2002), este flujo piroclástico de pomez y cenizas, ha sido correlacionado tanto cartográficamente como estratigráficamente con el evento Nm-ja/2, siendo el mismo evento que aflora en ambos flancos de la cuenca debido al sinclinal de Condoroma (Velarde, 2006). Estos afloramientos se pueden seguir cartográficamente debido a que resaltan en el relieve.

5.5.1.5. Actividad tectónica sinsedimentaria

Las características de la tectónica sinsedimentaria están determinadas por las observaciones de campo y el análisis sedimentológico. El sinclinal de Condoroma afecta a los tres miembros de la cuenca Condoroma, se sabe de discordancias progresivas por los afloramientos en la zona oeste de la cuenca donde las capas cambian progresiva y lentamente de buzamiento, además que existe una diferencia de espesor notable entre ambos lados de la cuenca para el Miembro A, mostrando menos sedimentación en el flanco este de la cuenca,

evidenciando así un mayor aporte por el flanco oeste debido al comienzo de la activación de la falla Irupampa (Velarde, 2006). Por lo tanto este miembro se caracteriza por que la procedencia de los sedimentos es principalmente del suroeste y oeste.

5.5.1.6. Paleocorrientes

En este miembro se tienen medidas de paleocorrientes en las secuencias superiores de la columna Lacra, y las secuencias inferiores de la columna Islayhuasi en la columna Huaccollune y la columna Barrano no aflora el Miembro A por lo cual no se tiene información sobre las paleocorrientes en esos lugares. En la secuencia A3 de la columna Lacra se tienen paleocorrientes tomadas en laminaciones oblicuas curvas que indican que el paleotransporte en la zona noroeste de la cuenca se dirigía al norte-noroeste, muy parecido al flujo actual de los ríos. En las secuencias A2, A3 y A4 de la columna Islayhuasi se tienen paleocorrientes tomadas en imbricaciones y en laminaciones oblicuas curvas, que indican que el paleotransporte en la zona centro-oeste de la cuenca era variable, en la base con dirección norte-noroeste y conforme se va subiendo en la columna con dirección norte-noreste. El borde oeste parece activarse durante esta época.

5.5.1.7. Paleogeografía

Para esta época la cuenca Condoroma se encuentra dividida en dos subcuencas, separadas por un paleorelieve en el centro de la cuenca de dirección NO-SE y compuesta por rocas volcánicas pertenecientes al Gpo. Tacaza que se le ha denominado localmente como alto Laucada. Este paleorelieve restringe los aportes sedimentarios solo a la subcuenca de su flanco oeste, mas no al este que es rellenada únicamente por depósitos de flujos piroclásticos, es decir por aportes netamente volcánicos, lo cual evidenciaría que para esta época el borde Oriental se encuentra estable (Fig. 5.10-A).

Para la subcuenca sedimentaria de la cuenca Condoroma los análisis de paleocorrientes, la evolución de las secuencias y las asociaciones de litofacies indican que se trata de depósitos de abanicos aluviales desarrollados en el borde noroeste y corresponden al inicio de la activación de la cuenca, en relación con la creación de relieves y procesos de subsidencia.

Luego esta subcuenca comienza a rellenarse con depósitos de sistemas fluviales de canales trenzados conglomerádicos provenientes del sur-suroeste como indican las direcciones de paleocorrientes, estos pasan progresivamente a sistemas fluviales meandriformes con llanuras de inundación importantes y la instalación de lagunas al centro de la cuenca.

Las paleocorrientes que provenían del noreste eran controladas por una pequeña cadena de cerros de dirección NO-SE (alto Laucada), la cual unía estos sistemas con ríos provenientes del sur, para luego dirigirse hacia la zona de Icupata muy similar a como lo hacen los ríos de la zona actualmente, evidenciando así que es en esta época donde el río Colca comienza a tomar su forma reciente. El borde este, es estable hasta finales de esta época. Finalmente la sedimentación culmina con un evento piroclástico que rellena la cuenca Condoroma en toda su extensión (Nm-ja/2, Fig. 5.10-B).

5.5.2. MIEMBRO B

Aflora en ambos flancos de la cuenca Condoroma debido al Sinclinal de Condoroma (Fig. 5.12). Este miembro sobreyace concordante al evento Nm-ja/2, e infrayace en discordancia erosiva al Miembro C (Fig. 5.11). En la parte noreste de la cuenca se encuentra sobreyaciendo en *onlap* al evento Nm-ja/2, lo cual implicaría que el Miembro A no se habría depositado o se habría erosionado en el flanco noreste-este de la cuenca.

Litológicamente está compuesto por areniscas de grano fino a medio y conglomerados pequeños, redondeados a subredondeados de composición volcánica, existen al medio y al tope niveles de limolitas, lutitas grises y rocas carbonatadas como margas y calizas.



Fig. 5.11.- El Miembro B (1) de la Fm. Condoroma y suprayaciendo a esta y en discordancia erosiva se encuentra el Miembro C (2). Vista tomada al oeste en la quebrada Huaccollune.

5.5.2.1. Descripción

A. Columna Barrano

El Miembro B en la columna Barrano (Fig. 5.13) ha sido dividido en doce secuencias de orden menor, encontrándose la base en discordancia erosional suprayaciendo al evento Nm-ja/2 (Fig. 5.15).

La secuencia B1 (17m) es granodecreciente, está constituida por litofacies *Gi* y *Vp*, que por asociación presenta el elemento GB.

La secuencia B2 (23m) es granodecreciente, está constituida por litofacies *Gi*, *Gt*, *Vc* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos GB + CH.

La secuencia B3 (6m) es granodecreciente, está constituida por litofacies *Gi*, *Fl* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos GB + CH y OF.

La secuencia B4 (20 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Gi*, *Sc*, *Sm*, *Fl*, *Fv* y *Vp* que por asociación presenta los elementos GB + SB, GB + CH y OF (Fig. 5.14).

La secuencia B5 (26m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Gm*, *Sh*, *Sc*, *Fl*, *Fb*, *Fv* y *Vp*, que presenta los elementos GB + OF, FL y SB + HO + CH

La secuencia B6 (28 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Gm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + OF y FL.

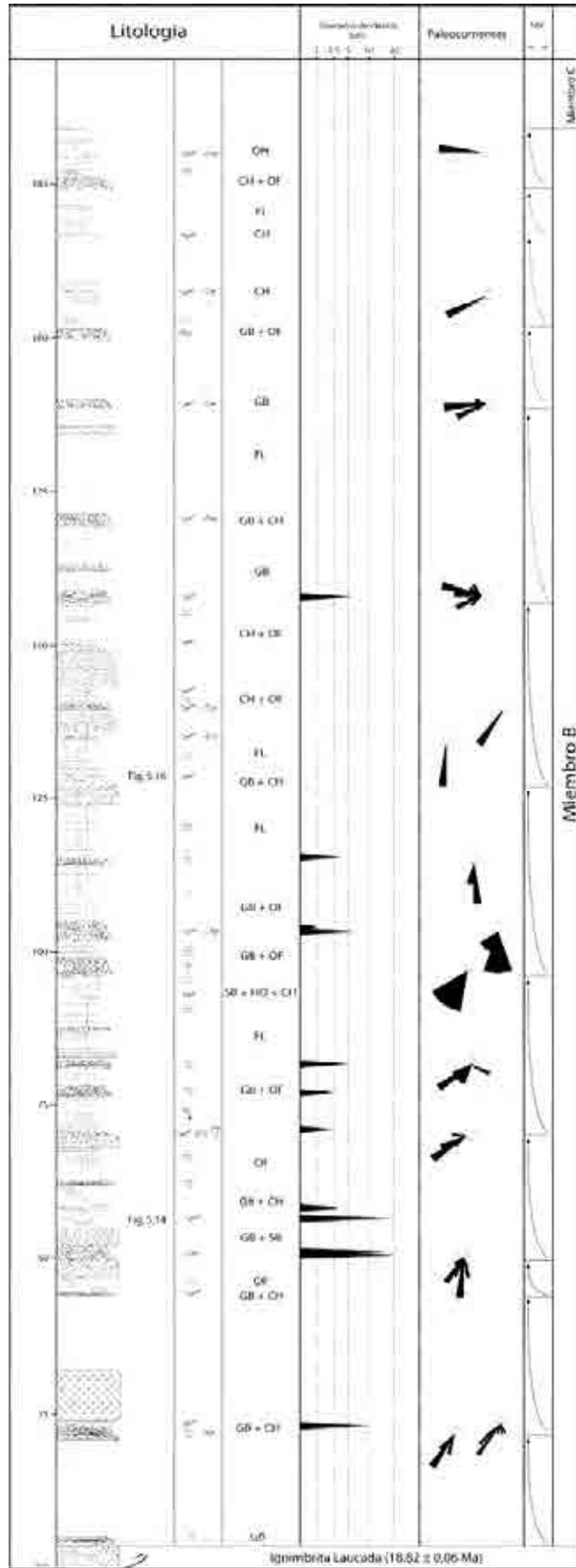


Fig. 5.13.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en el río Barranco.

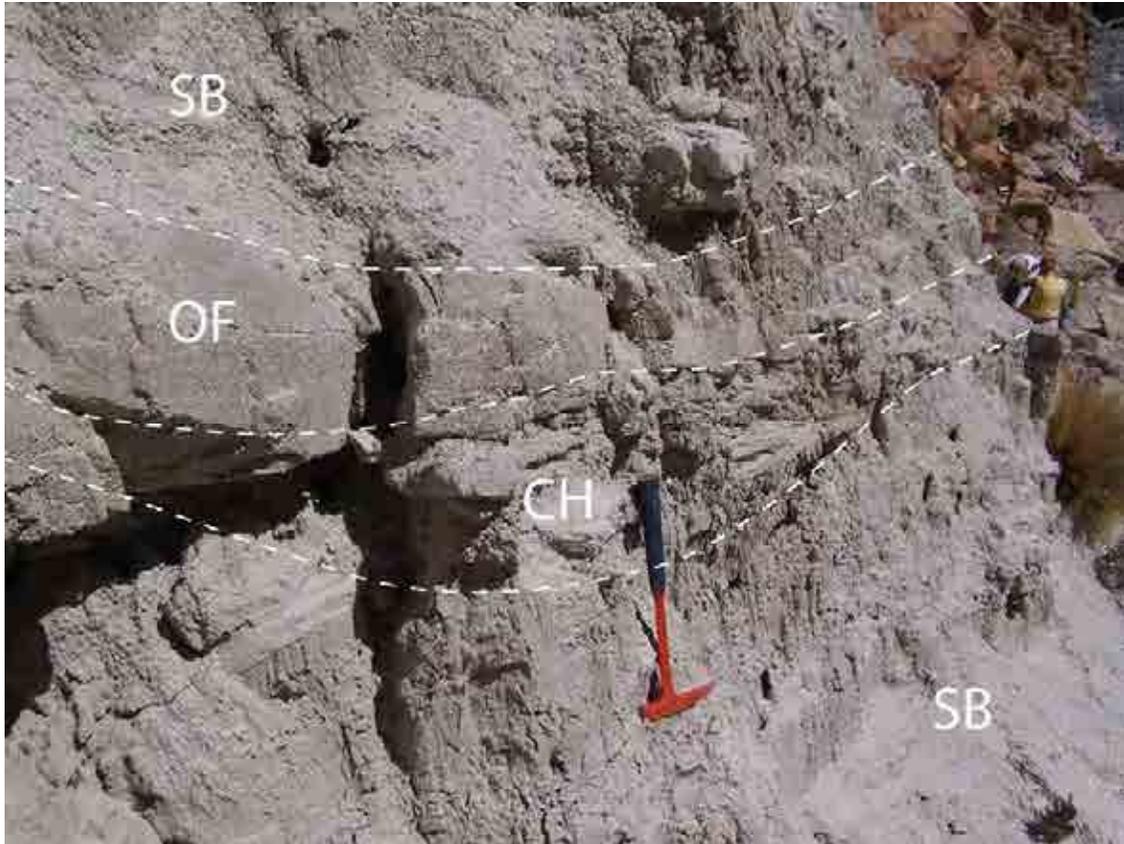


Fig. 5.14.- Asociación SB + CH + OF a la base del Miembro B en la columna Barrano (Detalle).

La secuencia B7 (30 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Sc*, *Fl*, *Fv* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos GB + CH, FL y CH + OF (Fig. 5.16).

La secuencia B8 (27 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Gm*, *Fm* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos GB + CH y FL.

La secuencia B9 (11 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, que por asociación presenta el elemento GB.

La secuencia B10 (17 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sc*, *Sm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + OF y CH.

La secuencia B11 (8 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sc*, *Fl* y *Fv*, que por asociación presenta los elementos CH y FL.

La secuencia B12 (10 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sc*, *Fl* y *Fv*, que por asociación presenta los elementos CH + OF y HO.

En la columna Barrano, las asociaciones de litofacies de la parte inferior del Miembro B reflejan la actividad de un sistema fluvial de canales entrelazados de baja sinuosidad, pues predomina el elemento GB, mientras que el elemento OF evidencia que la subsidencia ha sido rápida pues se ha podido conservar en este régimen fluvial tan inestable (Miall, 2006). La intercalación de niveles piroclásticos indican la actividad contemporánea de los centros volcánicos durante la sedimentación.



Fig. 5.16.- Asociación GB + CH de la secuencia B7 en la columna Barrano. Vista tomada al SE.

Las asociaciones de litofacies observadas en la columna Barrano reflejan la acción de un sistema fluvial trenzado de alta energía. Luego se tiene un sistema fluvial conglomerádico de mayor sinuosidad el cual pasa progresivamente a un sistema meandriforme de arena fina, con llanuras de inundación importantes. La parte media, se interpreta como la acción de un sistema fluvial trenzado proximal de canales profundos que evoluciona a un sistema fluvial meandriforme de grano fino. En la parte superior se tiene nuevamente un sistema fluvial trenzado pero poco profundo que progresa progresivamente a un ambiente lacustre de borde.

B. Columna Lacra

El Miembro B en la columna Lacra (Fig. 5.17) ha sido dividido en tres secuencias de orden menor, encontrándose la base en discordancia erosional suprayaciendo al Miembro A. Se ha tenido en cuenta que cada secuencia está limitada por flujos piroclásticos de espesor alto a moderado que tienden a cambiar la paleogeografía.

La secuencia B1 (35 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Fl*, y *Vp*, que por asociación presenta los elementos FF y FL (Fig. 5.18).

La secuencia B2 (73 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sc*, *Sm*, *Fl* y *Vp*, que por asociación presentan los elementos SB + CH, SB y LA + SB + OF (Fig. 5.19).

La secuencia B3 (40 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + FL.

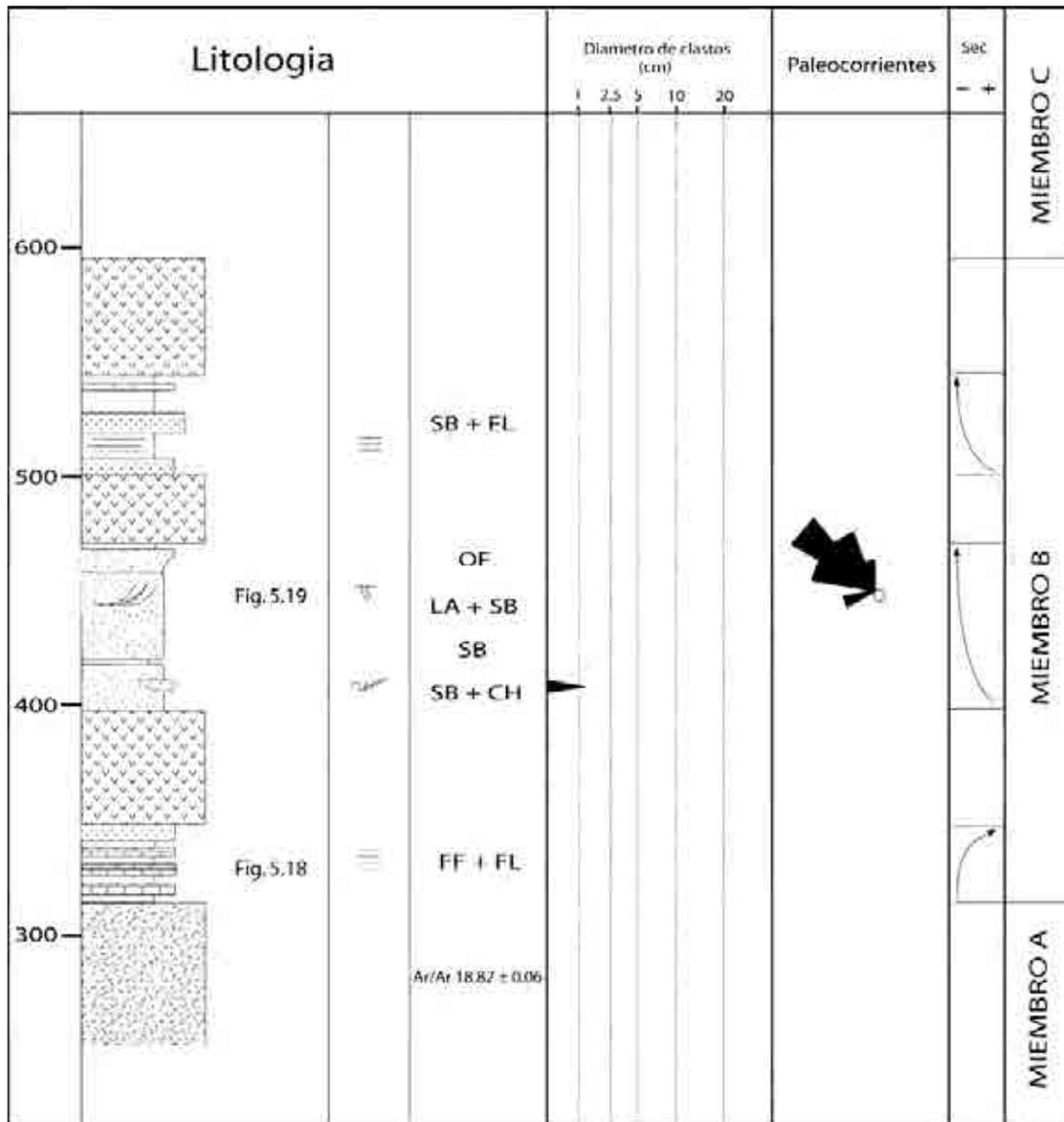


Fig. 5.17.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en la quebrada de Laca.



Fig. 5.18.- Asociación L en la secuencia B1, quebrada de Laca.

En la parte inferior del Miembro B en la columna Laca se observa un ambiente lacustre central, con esporádicas transgresiones fluviales, que progresivamente pasa a un sistema fluvio-lacustre de borde. Posteriormente un importante evento eruptivo cubre estos ambientes fluvio-lacustres. En la parte media se observa un sistema fluvial trenzado arenoso de sinuosidad moderada que progresivamente evoluciona a un sistema meandriforme de arena media a fina con ocasionales llanuras de inundación. Luego se tienen nuevamente depósitos fluvio-lacustres de borde.



Fig. 5.19.- La secuencia B2 en la quebrada Laca. Nótese el contacto de la secuencia de areniscas medias (1) con las ignimbritas superiores (2). Vista tomada al norte.

C. Columna Islayhuasi

El Miembro B en la columna Islayhuasi (Fig. 5.20) ha sido dividido en trece secuencias de orden menor. Este miembro se encuentra concordante suprayaciendo al evento Nm-ja/2, e infrayace en concordancia al Miembro C de la cuenca Condoroma.

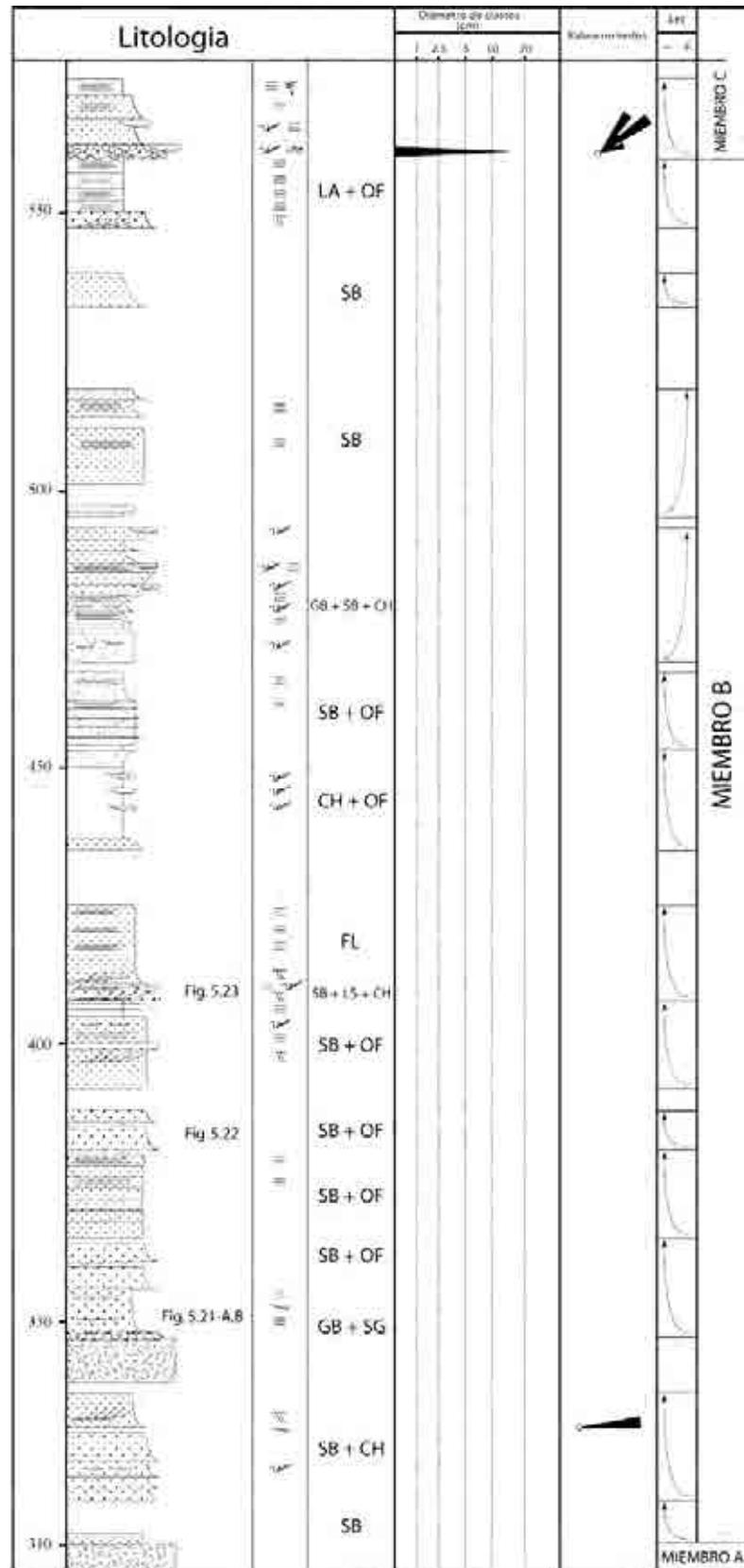


Fig. 5.20.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en la quebrada de Islayhuasi.

La secuencia B1 (8 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, que por asociación presenta el elemento SB.

La secuencia B2 (21 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *Sr* y *Fl*, que por asociación presenta el elemento SB + CH.

La secuencia B3 (18 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sm*, *Sh*, *Sr* y *Fm*, que por asociación presenta los elementos GB + SG + OF (Fig. 5.21).



Fig. 5.21.- Secuencia B3 en la columna Islayhuasi. En la Fig. 5.21-A: se observa la base del Miembro B3, donde se aprecia la asociación SG y V, los cuales se encuentran en contacto en base erosiva. En la Fig. 5.21-B: Detalle de la foto anterior.

La secuencia B4 (16 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sh* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + OF.

La secuencia B5 (8 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm* y *Fm*, que por asociación presenta los elementos SB + OF (Fig. 5.22).

La secuencia B6 (16 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *St* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + OF.

La secuencia B7 (17 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sh*, *Sc*, *St* y *Sh*, que por asociación presenta los elementos SB + LS + CH y FL (Fig. 5.23).

La secuencia B8 (18 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc* y *Fm*, que por asociación presenta los elementos CH + OF.

La secuencia B9 (14 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sh* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + OF.



Fig. 5.22.- Asociación OF y SB de la secuencia B5 en la columna Islayhuasi. Nótase laminación paralela en los afloramientos.



Fig. 5.23.- Asociación SB en la secuencia B7 en la columna Islayhuasi. Nótase las laminaciones oblicuas curvas a la base.

La secuencia B10 (24 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Sm*, *Sh*, *Sc* y *Fm*, que por asociación presenta los elementos GB + SB + CH.

La secuencia B11 (23 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sm* y *Sh*, que por asociación presenta el elemento SB.

La secuencia B12 (6 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, que por asociación presenta el elemento SB.

La secuencia B13 (13 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *St*, y *Fl*, que por asociación presenta los elementos LA + OF.

Las asociaciones de litofacies observadas en la columna de Islayhuasi reflejan en la base la acción de un sistema fluvial trenzado arenoso de baja sinuosidad “Low sinuosity-braided river”, quizás el sistema sea de sinuosidad intermedia pues se infieren la actividad de hasta 2 canales (Miall, 1985), luego esta secuencia es cubierta por un evento eruptivo constituido por flujos piroclásticos de pomez y cenizas, posteriormente se crea un sistema fluvial trenzado del tipo “Shallow gravel braided” o sistema trenzado somero por la ausencia de niveles profundos en la secuencia (Miall, 1985). Progresivamente pasa a un sistema “Low sinuosity braided-meandering” o sistema de baja sinuosidad trenzado-meandriforme, arenoso fino a grueso, cuyo transporte sigue siendo de carga (Bed load).

Posteriormente se tiene un sistema fluvial meandriforme arenoso con extensas llanuras de inundación “Sandy meandering”, que probablemente este pasando a un sistema lacustre de borde.

Finalmente se tiene un sistema trenzado arenoso de alta energía “High-energy, sand-bed braided”, finalmente la parte superior del Miembro B es netamente un ambiente fluvial del tipo “Sandy meandering” o meandriforme arenoso cuyas llanuras de inundación llegan a extenderse ampliamente en la cuenca Condoroma.

D. Columna Huacollune

El Miembro B en la columna Huacollune ha sido dividido en nueve secuencias (Fig. 5.26) de orden menor encontrándose la base suprayaciendo al evento Nm-ja/2. Infrayace en concordancia al Miembro C de la cuenca Condoroma.



Fig. 5.24.- Afloramientos del Miembro B2 en la columna Huacollune. Al fondo se observa al evento Nm-ja/2 (1). Vista tomada al noreste.

La secuencia B1 (55 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sh*, *Sm*, *Fl*, *Fm* y *Vp*, que por asociación presenta el elemento OF + SB.

La secuencia B2 (35 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sh*, *Sm*, *Fm* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos LS + OF (Fig. 5.24, Fig. 5.25).

La secuencia B3 (49 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Vp*, *Fm*, *Sm*, *Sh*, *Gm* y *Gi*, que por asociación presenta los elementos CH + GB y DA + OF.

La secuencia B4 (30 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Sh* y *Gm*, que por asociación presenta el elemento SB.



Fig. 5.25.- Detalle de la figura anterior. Limolitas marrones de la base de la secuencia B2 (parcialmente cubierto por depósitos del cuaternario) que conforman el elemento OF.

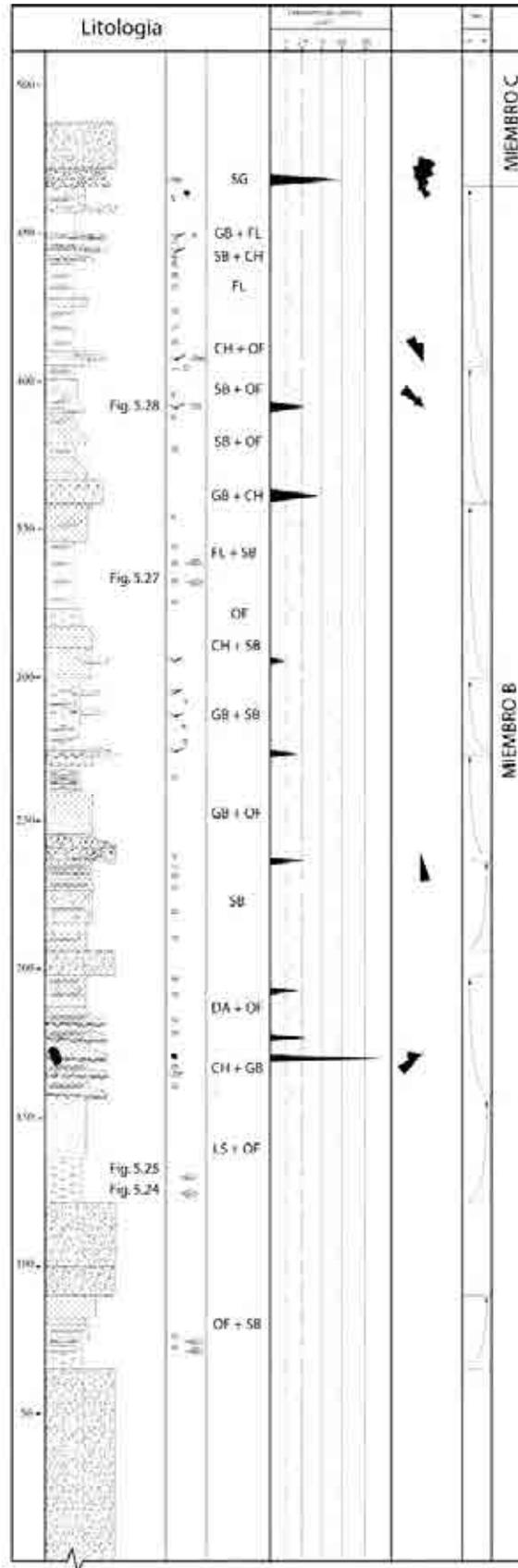


Fig. 5.26.- Miembro B de la Formación Condoroma en la Columna ubicada en la Qda. Huaccollune

La secuencia B5 (36 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sm* y *Fl* que por asociación presenta los elementos GB + OF.

La secuencia B6 (27 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sc* y *St*, que por asociación presenta los elementos GB + SB.

La secuencia B7 (60 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *St*, *Fl* y *Fm*, que por asociación presenta los elementos CH + SB + OF, FL y SB (Fig. 5.27).

La secuencia B8 (45 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Sh*, *St* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + CH, SB + OF y SB + OF (Fig. 5.28).

La secuencia B9 (60 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *Sh*, *St*, *Fl* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos CH + OF, GB y FL.



Fig. 5.27.- Elementos SB + OF de la secuencia B7 (1), infrayaciendo a los elementos GB + SB de la secuencia B8 (2). Miembro B en la columna Huacollune, vista tomada al NE.

En la columna Huacollune las asociaciones de litofacies de la base, refleja la actividad de un sistema fluvial meandriforme de grano fino, que están progradando progresivamente a un ambiente lacustre. La intercalación de flujos pirolásticos indica la actividad contemporánea de centros volcánicos durante la sedimentación.



Fig. 5.28.- Asociación de elementos GB + CH, a la base de la secuencia B8. Miembro B columna Huacollune, detalle.

Luego para las secuencias B3 y posteriores se tienen sistemas fluviales entrelazados de baja sinuosidad y alta energía puesto que predomina el elemento GB y SB, este sistema fluvial continúa hasta que se va volviendo un sistema fluvial trenzado arenoso de canales poco profundos. Luego estos ríos entrelazados vuelven a incrementar su energía como lo evidencian los elementos arquitecturales GB + SB, este sistema progresivamente va transformándose en un sistema meandriforme de arena media a arena muy fina de canales abiertos y con importantes llanuras de inundación que pudo haber contribuido con la instalación de pequeños lagos de borde en épocas de sequía. Finalmente se tiene al tope un sistema completo entrelazado arenoso-conglomerádico que va perdiendo energía conforme progresa a un medio lacustre de borde que pudo haber estado cubriendo gran parte de la zona de estudio, además se tiene que estas facies lacustres y fluvio-lacustres fue invadido esporádicamente por algunos eventos eruptivos, lo que evidencia la activación de centros eruptivos al borde del lago.

5.5.2.2. Espesor

El mayor espesor aflorante del Miembro B es de aproximadamente 400 m en la parte central de la cuenca, disminuyendo más hacia el norte donde llega a aflorar solo 184 m. de esta unidad.

5.5.2.3. Medio de depósito

La base del Miembro B está caracterizada por la acción de sistemas fluviales entrelazados de baja sinuosidad y alta energía (GB + SB). Posteriormente se tiene la acción de un sistema fluvial meandriforme arenoso y areno-conglomerádico (CH + SB + OF y DA + OF). Contemporáneos a estos sistemas, se instalan pequeños lagos del tipo *overfilled* al este de la cuenca (FF y FL). Posteriormente toda la zona es dominada por ríos meandriformes de grano fino a muy fino con extensas llanuras de inundación (CH + SB + OF y FL) que contribuyen a la instalación de un gran lago del tipo *overfilled* (FL) que predomina en la parte norte-central de la cuenca, mientras que para la zona oeste el ambiente está controlado netamente por aportes fluviales de alta energía (SB + CH y LA + OF).

La mayor parte de los restos fósiles encontrados en el Miembro B corresponden a hojas en mal estado de conservación.

5.5.2.4. Actividad volcánica contemporánea

La actividad volcánica durante la evolución del Miembro B está representada por tres flujos piroclásticos de composición intermedia de gran espesor (unos 60 m en promedio) que afloran en el flanco noroeste de la cuenca pero que en la zona Centro-Este se reportan de menor espesor, lo que evidenciaría que para esta época se tienen aportes de centros eruptivos provenientes del noroeste (Complejo Volcánico Cailloma).

5.5.2.5. Actividad tectónica sinsedimentaria

La sedimentación sintectónica sigue activa durante la evolución del Miembro B, pero con una menor tasa de elevación por parte de la falla Irupampa, ya que los espesores en ambos flancos de la cuenca son conservados salvo en la parte central de la cuenca donde probablemente la cuenca era más profunda.

5.5.2.6. Paleocorrientes

Las medidas de paleocorrientes que se tienen del Miembro B se han tomado en imbricaciones, canales y laminaciones oblicuas curvas. En las columnas Barrano y Huacollune localizadas al noreste y este de la cuenca respectivamente se tienen paleocorrientes que se dirigen al oeste y suroeste, mientras que en la columna de Lacra ubicada en la zona noroeste de la cuenca se tiene paleocorrientes con dirección al noroeste, lo que indicaría que se tienen grandes aportes de la zona este con dirección oeste-noroeste, mientras que en la columna Islayhuasi se tienen a la base paleocorrientes que se dirigen al este.

Estos datos indican que el aporte más importante proviene del este y que junto con los paleoflujos aportados desde la zona centro-oeste terminan por unirse en un solo paleovalle que se dirige al noroeste.

5.5.2.7. Paleogeografía

El análisis de paleocorrientes, la evolución de las secuencias y las asociaciones de litofacies indican que el Miembro B es el resultado de la instalación de un sistema fluvio-lacustre. El comienzo de este período es caracterizado por la acción de ríos trenzados con canales poco profundos con dirección SE-NO los cuales eran controlados por la zona sur de la falla Irupampa y por ríos tributarios a este que provenían del noreste. Para los depósitos finales de este Miembro se evidencia una reactivación en la falla Irupampa de movimientos sinistral-inversa, por los aportes conglomerádicos provenientes del suroeste. En la parte norte de la cuenca se formó un lago de mediana envergadura producto de la progradación de estos ríos entrelazados, cabe resaltar que para esta época el alto Laucada se había fraccionado producto de la erosión y afloraba en forma de islas.

En la parte sur, este sistema fluvial no tenía una pendiente muy elevada, por lo cual pasaba progresivamente a un sistema meandriforme areno-conglomerádico donde formaban continuamente extensas llanuras de inundación y en algunos casos pequeños lagos a lo largo de la cuenca. Todo esto mientras la cuenca recibía aportes piroclásticos provenientes del noroeste (Fig. 5.29).

5.5.3. MIEMBRO C

5.5.3.1. Descripción

Aflora principalmente en la parte central de la cuenca Condoroma (Fig. 5.31) en el núcleo del sinclinal del mismo nombre, sobreyace concordantemente o en ligera discordancia progresiva al Miembro B. En la parte central de la cuenca, aflora directamente sobre el Grupo Tacaza el cual aflora como pequeñas “islas” en la parte central norte de la cuenca Condoroma (Fig. 5.30).

Litológicamente está compuesto por conglomerados, areniscas de grano grueso a fino, lutitas, calizas y niveles piroclásticos. Los conglomerados presentan clastos de rocas volcánicas porfiríticas y afíricas, y algunos niveles se componen exclusivamente de clastos de pómez y tobas re trabajadas.



Fig. 5.30.- Vista tomada hacia el este desde la represa Condoroma de los depósitos blanquecinos del Miembro C. Los depósitos más oscuros que se encuentran a la base pertenecen al Grupo Tacaza.

A. Columna Barrano

Se encuentra en el flanco NE del sinclinal de Condoroma y se halla en discordancia erosional sobre el Miembro B. Esta columna (Fig. 5.32) está dividida en cuatro secuencias de orden menor.

La secuencia C1 (11 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi* y *Vp*, que presenta el elemento SG.

La secuencia C2 (15 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Gi*, *Sm*, *Sh*, *Sc* y *Vp*, que presenta los elementos GB + SB y CH + SB (5.33-A,B).

La secuencia C3 (9 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *St*, *Sb*, *Fb* y *Vp*, que presenta los elementos GB + SB + OF.

La secuencia C4 (47 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc* y *St*, que presenta los elementos SB + CH, SB + OF y SB + LA (5.33-C,D).

En la columna Barrano, las asociaciones de litofacies de la base reflejan la actividad de abanicos producidos por flujos de gravedad, luego se tiene un sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico de canales poco profundos, progresivamente este sistema entrelazado va adquiriendo una mayor sinuosidad lo que le conlleva a tener un amplio dominio sobre la cuenca, generando llanuras de inundación y acreciones laterales de regular tamaño.

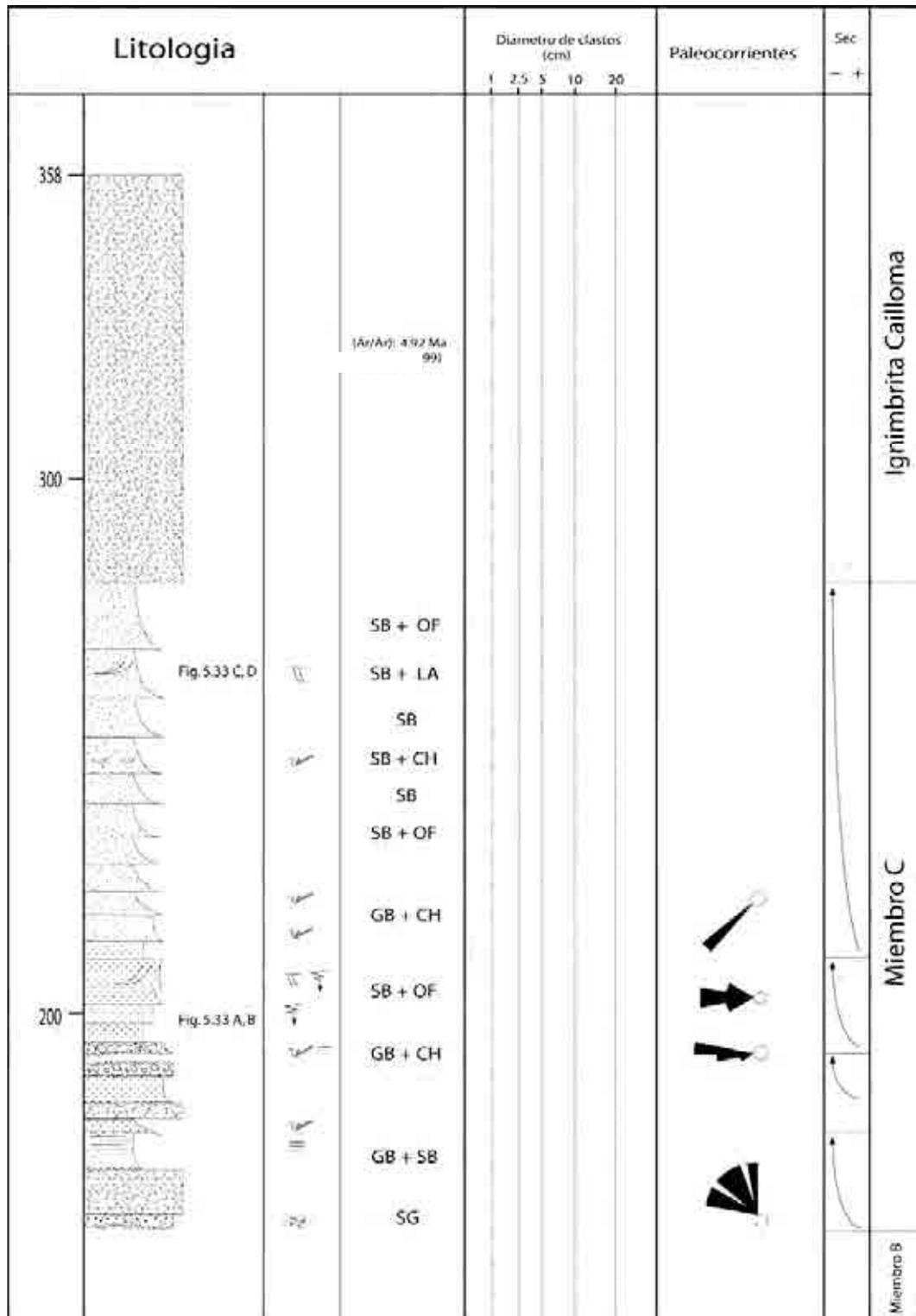


Fig. 5.32.- Miembro C de la Formación Condoroma levantada en el río Barrano.



Fig. 5.33.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Barrano. En la Fig. 5.33-A: Se observan intercalaciones de areniscas medias a gruesas, con ocasionales socavamientos de canales conglomerádicos. En la Fig. 5.33-B: Detalle de la Figura anterior, donde se observa una pómez fibrosa de aproximadamente 3 cm. En la Fig. 5.33-C: Se tienen niveles de areniscas finas y medias que presentan laminación paralela. En la Fig. 5.33.-D: Se observan niveles granodecrecientes de areniscas medias a finas formando parte de la asociación de elementos SB, de la secuencia C4, en la figura se observan claramente las laminaciones oblicuas curvas.

B. Columna Lacra

Se encuentra en flanco NO del sinclinal de Condoroma (Fig. 5.34) y se halla en discordancia erosional sobre el Miembro B. Esta columna (Fig. 5.35) está dividida en cinco secuencias de orden menor.



Fig. 5.34.- Miembro C en la columna de Lacra, en el eje del sinclinal de Condoroma, vista tomada hacia el norte.

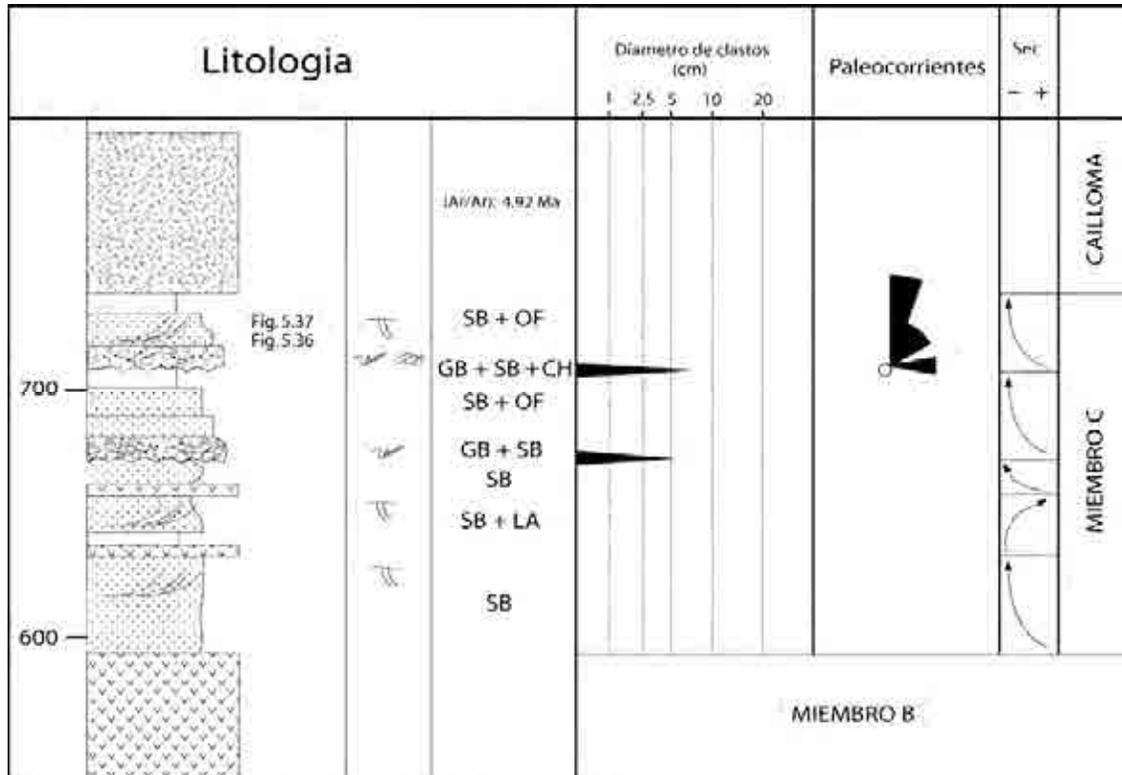


Fig. 5.35.- Miembro C de la Formación Condoroma levantada en la quebrada de Lacre.

La secuencia C1 (40 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *St*, y *Sm*, que presenta el elemento SB.

La secuencia C2 (23 m) es granocreciente y está constituida por litofacies *St*, *Sm*, *Sh* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos SB + LA.

La secuencia C3 (17 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *St*, que por asociación presenta el elemento SB.

La secuencia C4 (33 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Sm* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + SB y SB + OF.

La secuencia C5 (37 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *St* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + SB, CH (Fig. 5.36 y Fig. 5.37) y SB + OF.

Las asociaciones de litofacies observadas en la columna Lacre reflejan la acción de un sistema de ríos entrelazados arenosos de grano grueso a medio poco profundos y con leve sinuosidad este sistema evoluciona luego a un sistema entrelazado areno-conglomerádico (SG + SB, CH) profundo, el cual pasa progresivamente a un sistema meandriforme de grano medio a fino, que deja importantes llanuras de inundación (SB + OF).

Al tope de la columna de Lacre se encuentra en fuerte discordancia angular las ignimbritas del cerro Irupampa, las cuales poseen una edad Ar/Ar de 4.92 ± 0.16 Ma (Carlotto et al., 2002).

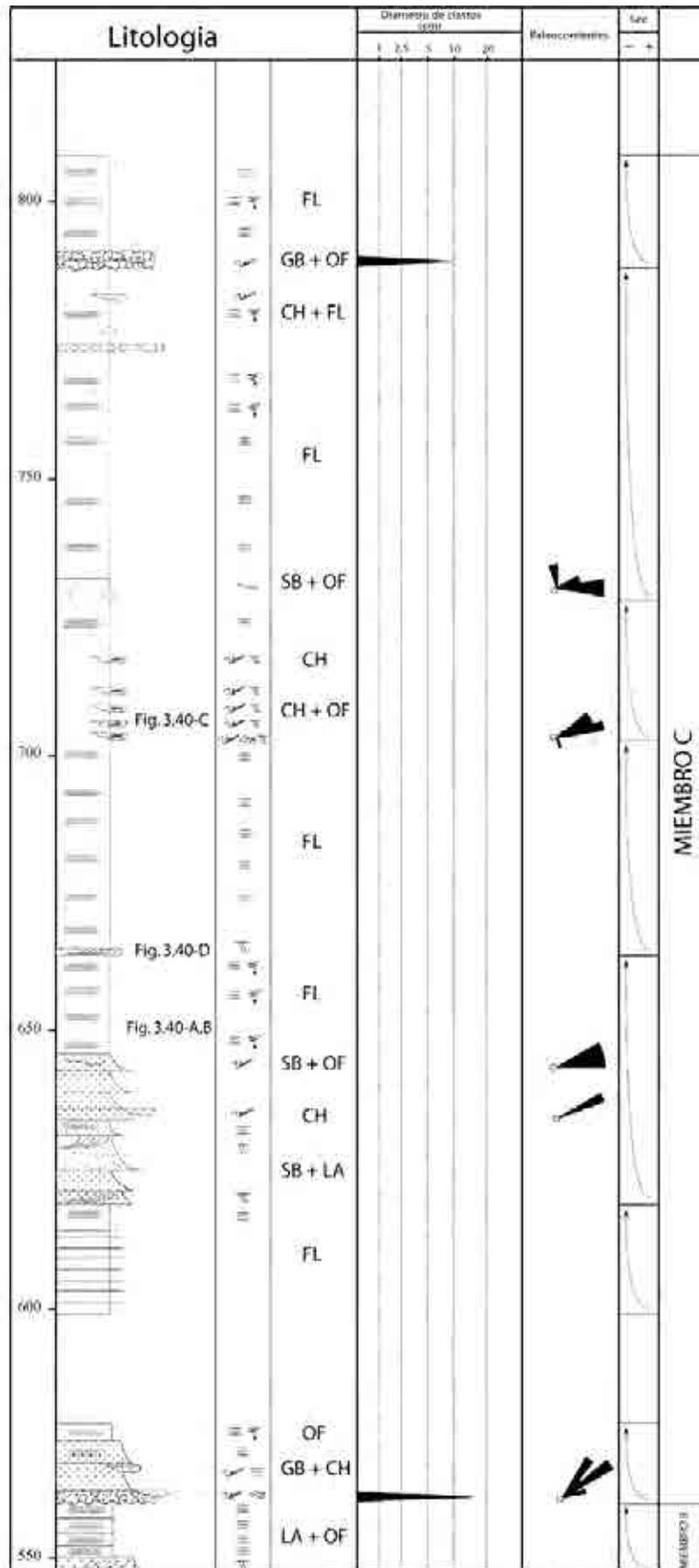


Fig. 5.39.- Miembro C de la Formación Condoroma levantada en la columna de Islayhuasi.

La secuencia C3 (39 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *St*, *Sh*, *Sc*, *Sb* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + LA + CH, SB + OF y FL (Fig. 5.40-A,B).

La secuencia C4 (39 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm* y *Fl*, que por asociación presenta el elemento FL (Fig. 5.40-D).

La secuencia C5 (25 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Fm*, y *Fl*, que por asociación presenta los elementos CH + OF y CH (Fig. 5.40-C).



Fig. 5.40.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Islayhuasi. En la Fig. 5.40-A: Se observan intercalaciones de areniscas medias a finas con lutitas de color gris a beige que pertenecen a la secuencia C3 de la columna Islayhuasi y que por asociación evidencia los elementos SB + OF y FL. En la Fig. 5.40-B: Detalle de la Figura anterior, donde se observan lutitas bien laminadas. En la Fig. 5.40-C: Se observan laminaciones oblicuas curvas en un canal formando parte de la asociación de elementos CH, de la secuencia C5 de la columna Islayhuasi. En la Fig. 5.40-D: En la figura se observan claramente las laminaciones oblicuas curvas en la base de la secuencia C4 de la columna Islayhuasi.

La secuencia C6 (58 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sr*, *Sc*, *Fm*, *Fb*, *Fl*, *L* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos SB + OF, FL y CH + FL.

La secuencia C7 (20 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gi*, *Fb* y *Fl*, que por asociación presenta los elementos GB + OF y FL.

Las asociaciones de litofacies observadas en la columna de Islayhuasi reflejan en la base la acción de un sistema fluvial trenzado conglomerádico somero “Gravel wandering” de sinuosidad intermedia, red inestable de ríos proximales de baja sinuosidad donde se depositan distintos tipos de barras conglomerádicas (Miall, 1985), posteriormente le sigue una secuencia fluviolacustre o lacustre de borde con intensa bioturbación y ocasionales restos de raíces.

Luego se tiene en la parte media un sistema fluvial del tipo “low sinuosity braided-meandering” o sistema de baja sinuosidad trenzado-meandriforme, arenoso fino a grueso, con importantes llanuras de inundación que progradan a un ambiente lacustre de borde por el notable incremento de espesor en materiales pelíticos y la bioturbación así como los restos fósiles de algunos gasterópodos, posteriormente se tiene un sistema fluvial trenzado conglomerádico somero o de canales poco profundos, “Shallow gravel-bed braided river” como a la base el cual erosiona sus “overbank fines” o llanuras de inundación con gruesos canales, luego de este cambio brusco se tiene nuevamente la progradación de este medio fluvial a un medio lacustre de borde que finalmente pasa nuevamente a un sistema fluvial trenzado conglomerádico somero, de estas últimas interpretaciones se cree que durante la colmatación final de la cuenca Condoroma estos medios fluviolacustres se hayan estado intercalando.

D. Columna Huaccollune

Se encuentra en la zona central de la cuenca a 4 km al este de Chichas en el C° Huiluyo (Fig. 5.41), este miembro se encuentra en discordancia erosional sobre el Miembro B. Esta columna (Fig. 5.42) está dividida en cinco secuencias de orden menor.



Fig. 5.41.- Parte superior del Miembro C en la columna Huaccollune, vista tomada hacia el norte.

La secuencia C1 (50 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Gm*, *Gi*, *Si*, *Sh*, *Fl*, *L* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos SG, SB + FL y FF.

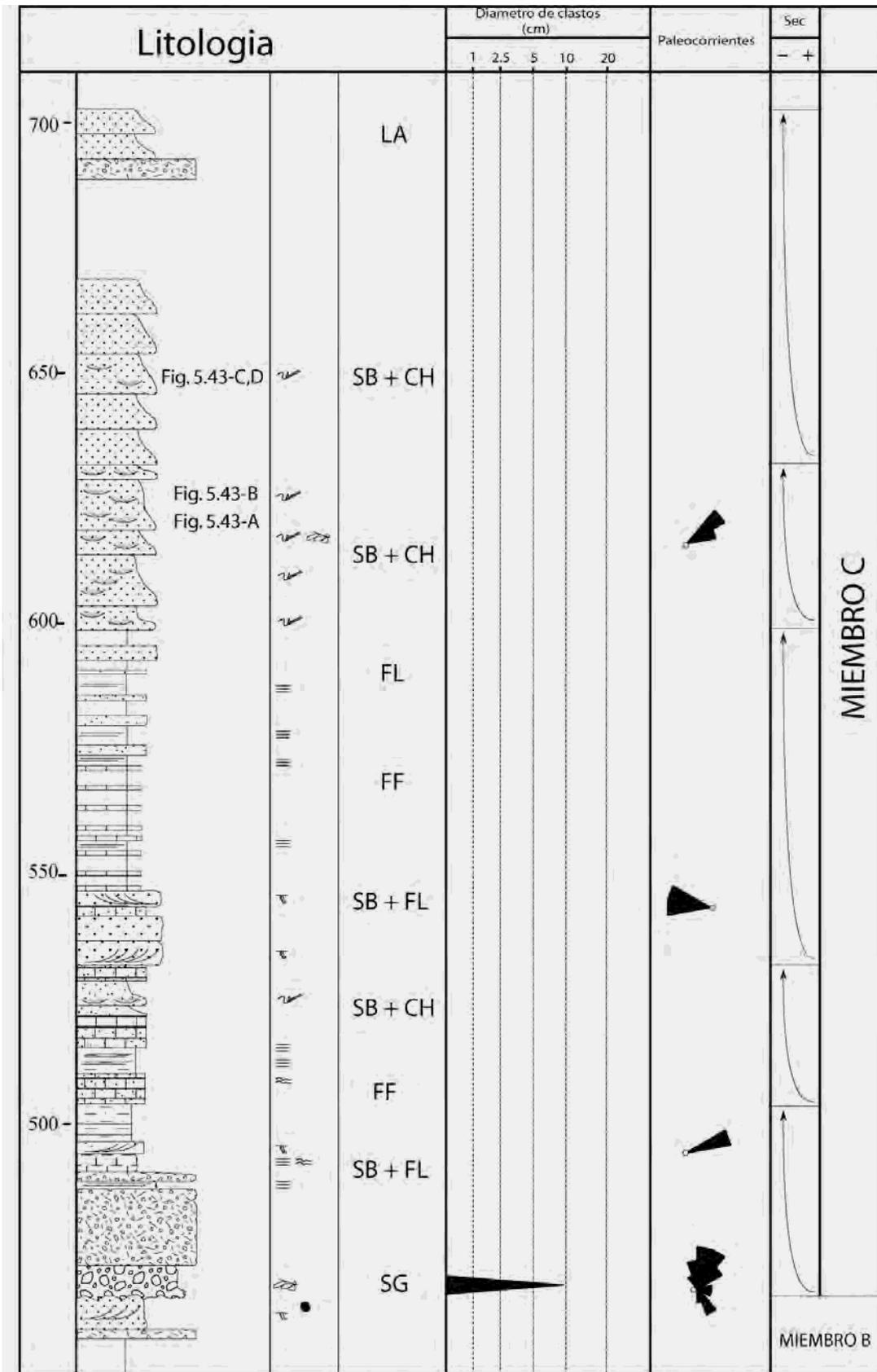


Fig. 5.42.- Miembro C de la Formación Condoroma en la columna Huacollune.

La secuencia C2 (18 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *Fl* y *L*, que por asociación presenta los elementos SB + CH y FF.

La secuencia C3 (67 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *St*, *Sh*, *Sc*, *Fl* y *L*, que por asociación presenta los elementos SB + FL, FF y FL.

La secuencia C4 (30 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *St* y *Sc*, que por asociación presenta los elementos SB + CH (Fig. 5.43 A,B).

La secuencia C5 (74 m) es granodecreciente y está constituida por litofacies *Sm*, *Sc*, *Sb*, *St* y *Vp*, que por asociación presenta los elementos SB + CH + LA (Fig. 5.43 C,D).



Fig. 5.43.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Huacollune. 5.43-A: Se observan areniscas medias a finas de color blanco a beige que pertenecen a la secuencia C4 de la columna Huacollune y que por asociación evidencia los elemento SB. En la Fig. 5.43-B: Las mismas areniscas que llegan a tener laminaciones oblicuas curvas de bajo ángulo probablemente pertenecientes a ríos meandriformes. En la Fig. 5.43-C: Se observan canales conglomerádicos a arenosos gruesos que evidencian el elemento CH, en la secuencia C5 de la columna Huacollune. En la Fig. 5.43-D: En la figura se observa en detalle a los canales conglomerádicos de la foto anterior.

En la parte inferior de la Miembro C de la columna Huacollune (parte media de la cuenca) la asociación de litofacies reflejan la actividad de flujos de gravedad viscosos y de alta fuerza (SG), que engendraron un sistema de abanicos aluviales. Progresivamente estos abanicos aluviales pasaron a sistemas fluvio-lacustres de borde. Posteriormente se tiene la instalación de un ambiente lacustre central o fluctuante, como lo refleja el elemento FF.

Al tope se tiene un sistema fluvial entrelazado areno-conglomerádico que colmata la cuenca evidenciando una abrupta reactivación de la zona de aportes. Finalmente estos sistemas entrelazados progresivamente pasan a sistemas meandriformes arenosos de sinuosidad moderada con ocasionales llanuras de inundación poco conservadas.

5.5.3.2. Espesor

El espesor máximo que alcanza el Miembro C es de 540 m, en la parte central de la cuenca, mientras que en la parte noroeste alcanza los 239 m. Al sur de la cuenca se cuenta con un aproximado de 100 m.

5.5.3.3. Medio de depósito

La sedimentación del Miembro C, comienza con la instalación de un sistema de abanicos aluviales, sin embargo al noroeste predominan las asociaciones SB + GB que pertenecen a sistemas fluviales entrelazados areno-conglomerádico de canales poco profundos. Posteriormente en la parte norte se tiene la acción de sistemas fluviales entrelazados arenosos que presenta una sinuosidad moderada, mientras que en la parte central de la cuenca se tiene la instalación de un lago del tipo *overfilled*, sin embargo este sistema lacustre estaba sujeto a variaciones debido a que alternaba del tipo *overfilled* a *ballanced filled*. Finalmente la cuenca se va colmatando y pasa a un sistema fluvial entrelazado arenoso que pasa progresivamente a un sistema meandriforme de arena media a fina con una sinuosidad moderada, mientras que en la parte norte se conserva el sistema entrelazado arenoso.

5.5.3.4. Actividad tectónica sinsedimentaria

El Miembro C se encuentra muy deformado en la zona de Chichias al oeste de la cuenca, particularmente en el sinclinal de Condoroma, lo que se interpreta como el resultado de una tectónica sinsedimentaria, lo cual se confirma con la presencia de abanicos aluviales en la zona central-norte de la cuenca, lo que nos permite interpretar la existencia de una reactivación de este borde, asimismo es en este período donde se activa la falla Barrano (borde NE) que afecta a los Miembros anteriores, generando una zona de aportes de el flanco NE de la cuenca.

5.5.3.5. Paleocorrientes

En el Miembro C se han tomado medidas de paleocorrientes en imbricaciones, canales y laminaciones oblicuas curvas. En la base de la columna Barrano se tienen paleocorrientes que indican que el paleotransporte en la zona noreste de la cuenca se dirigía al nor-noroeste, mientras en la parte centro-oeste y noroeste, donde se encuentra la columna Islayhuasi y Lacra respectivamente el paleotransporte indica una dirección este-noreste. Para la zona de la columna Huaccollune se tienen paleocorrientes las cuales indican que el paleotransporte en la zona central de la cuenca se dirigía al noroeste, las paleocorrientes en la columna Lacra, Islayhuasi y Huaccollune (zona noroeste y central de la cuenca) indican que el paleotransporte se dirigía al norte-noreste-este (muy probable que la reactivación de la falla Irupampa se de en este período). Mientras que en el borde este se tienen paleocorrientes que van al sur-suroeste-oeste. El borde este parece activarse durante esta época (Falla Barrano).

5.5.3.6. Paleogeografía

De los análisis de paleocorrientes y las asociaciones de litofacies se tiene que la sedimentación del Miembro C empiezan con la reactivación de la zona de aportes del suroeste y el comienzo de la actividad de la zona noreste de la cuenca, la cual provoca la instalación de abanicos aluviales, los cuales progresivamente pasaban a sistemas fluviales arenoconglomerádicos progradante hacia el oeste. Mientras que en la parte central la sedimentación lacustre se acentúa progresivamente hasta colmatar la cuenca, donde en las partes periféricas, hacia el borde oeste-central, donde predomina la sedimentación carbonatada. El alto Laucada aflora en la forma de pequeñas islas y se encuentra casi desaparecido, debido a la colmatación de los depósitos fluvio-lacustres.

Finalmente los sistemas entrelazados arenosos comienzan a dominar debido a la colmatación de la cuenca. Se deduce que existen para esta época dos zonas de aportes muy bien marcadas, que son la franja del Jalcarane-Hirupichu al este y el alto estructural de Condoroma al oeste (Fig. 5.44).

5.6. CONCLUSIONES SOBRE LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LA CUENCA CONDOROMA

La evolución sedimentaria de la Formación Codoroma puede ser dividida en tres etapas correspondientes a la evolución de los 3 miembros. El Miembro A, el Miembro B y el Miembro C.

El Miembro A (0 - 300 m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Condoroma que comienza alrededor de 22 Ma (actividad tectónica Quechua 1) con la instalación de abanicos aluviales en el flanco oeste y suroeste controlados por la falla Irupampa, en tanto el borde noreste permanece estable. Hacia la parte central se tiene el alto Laucada que divide la cuenca Condoroma en dos subcuencas. En la subcuenca oeste se desarrollan depósitos lacustres mientras que en la subcuenca este se restringía mayoritariamente los depósitos de origen volcánico. Los relieves creados en el borde oeste y suroeste dio origen a los sedimentos del Miembro A y se mantuvo activo hasta alrededor de los 18-19 Ma que es evidenciado por la progradación tanto lateral como frontal de los abanicos aluviales a depósitos lacustres. En la parte superior de la evolución del Miembro A se emplazan flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Nm-ja/2 con ~ 18 Ma), que sella los depósitos de este Miembro.

El Miembro B (180 – 400 m) se caracteriza porque la procedencia de los sedimentos es principalmente del sureste, debido probablemente a la escama que produce la falla Irupampa para esa época (~18 Ma) que sigue la evolución de la crisis tectónica Quechua 1, la cual predomina sobre una de sus escamas (Fig. 5.29) generando una mayor área en la cuenca y favoreciendo a la subsidencia con el incremento en la zona de aportes. La sedimentación y la tectónica para los períodos posteriores es continua, con la instalación de un sistema fluvial en una pendiente no muy elevada, que favorecía a la instalación de un lago en la zona noroeste y central de la cuenca. Se observan leves discordancias progresivas en los depósitos fluviales del Miembro B en el borde norte y oeste de la cuenca. La sedimentación del Miembro B parece haber durado hasta los 14-13 Ma.

El Miembro C (120 – 500 m) corresponde a la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca. Este miembro parece tener relación con la crisis tectónica Quechua 2 (~12 Ma). Este periodo se caracteriza por que la cuenca está controlada activamente por la falla Irupampa al oeste la cual comienza a perder sus escamas conservando mayormente su componente inversa debido el cambio en el ángulo de convergencia de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana la cual disminuye su componente sinistral. Hacia la parte central se genera la falla Barrano paralela a la falla Irupampa la cual contribuye con la creación de pliegues sinclinales y anticlinales, los cuales rigen las paleocorrientes de los ríos con dirección N160, muy similares al curso de los ríos actuales. El ambiente de sedimentación a lo largo de estas fallas es de abanicos aluviales (Falla Irupampa) y ríos proximales (falla Barrano), posteriormente, la sedimentación se hace lacustre de tipo *overfilled a balanced filled*. La sedimentación lacustre se acentúa progresivamente hasta colmatar la cuenca, y excederla a límites más amplios notablemente hacia el sur. La sedimentación del Miembro C parece durar hasta los 5 Ma, puesto que la sella en discordancia angular la ignimbrita Cailloma, que posee una datación Ar/Ar en biotita de 4.92 Ma (Fornari: en Carlotto et al., 2002).

CAPITULO VI

MAGMATISMO

6.1. INTRODUCCIÓN

En la zona de estudio, la actividad magmática destaca por la presencia de varios tipos de rocas volcánicas que fueron estudiadas anteriormente por Klinck et al. (1986), Fornari et al. (2002) y Velarde (2006).

Las rocas volcánicas aparecen como coladas, brechas volcánicas y depósitos piroclásticos intercalados en series sedimentarias.

Cabe mencionar también que la descripción y análisis de las rocas magmáticas del área de estudio se realiza, en parte sobre la bibliografía existente (Klinck et al. 1986, Fornari et al. 2002, Velarde 2006).

6.2. VULCANISMO

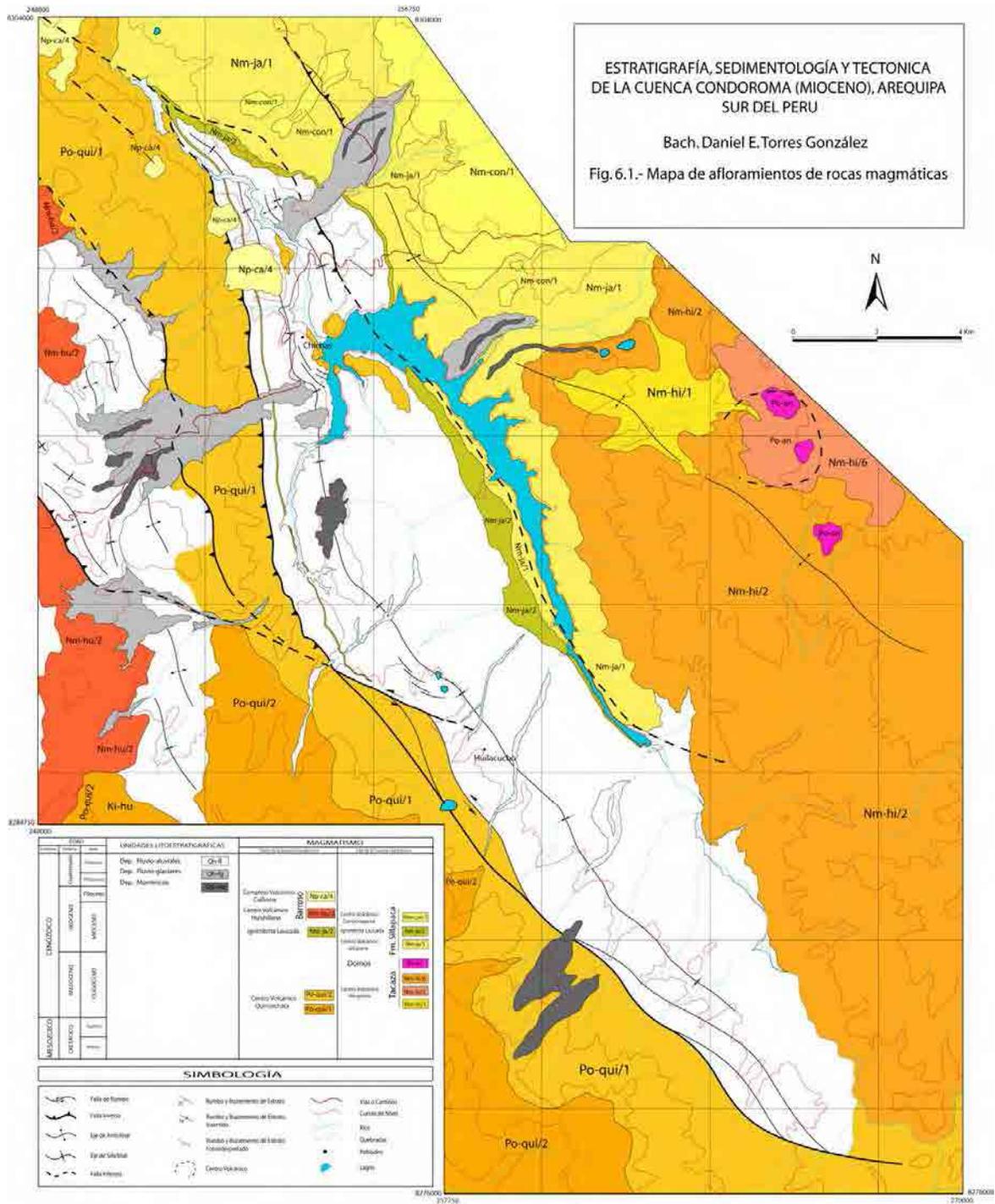
Las rocas volcánicas aparecen como domos, coladas y depósitos piroclásticos.

6.2.1. VOLCÁNICOS TACAZA

Afloran en la parte Oeste y Este de la zona de estudio (Fig. 6.2), donde suprayacen a formaciones mesozoicas y son suprayacidos por la Formación Condoroma y los eventos volcánicos Palca y Barroso. Los volcánicos Tacaza están representados en la zona de estudio por los depósitos del centro volcánico Quinsachata (Fig. 6.1) y el centro volcánico Hirupichu.



Fig. 6.1.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Tacaza (Quinsachata). Vista tomada desde los alrededores de Sibayo hacia el C° Pumpu grande.



6.2.1.1 CENTRO VOLCÁNICO QUINSACHATA

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el flanco Oeste de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Sur a Norte.

PETROGRAFÍA

Macroscópicamente estas rocas son depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, de tonalidades gris verdosas a gris blanquecinas, afaníticas; seguido por flujos piroclásticos de bloques y cenizas, gris verdosos, intercalados con flujos de pómez y cenizas, gris violácea, y flujos de cenizas gris oscuros al tope.

Microscópicamente una muestra es descrita como andesita basáltica porfirítica que tienen hornblenda euhedral, plagioclasa, clinopiroxeno y fenocristales de biotita en una matriz de plagioclasa euhedral, clinopiroxenos en microlitos y vidrio intersticial; los fenocristales de plagioclasa tienen una textura de tipo tamiz y presentan ocurrencias de calcita secundaria (Klinck et al., 1991). Otra muestra de traquiandesita porfirítica, contienen olivino, clinopiroxeno, fenocristales de plagioclasa, en una matriz microlítica de plagioclasa euhedral, clinopiroxeno y apatito acicular, algunos olivinos y vidrio se encuentran esmectitizados (Dávila, 1988).

EDAD

Las rocas pertenecientes al centro volcánico Quinsachata presenta una datación de 24.3 ± 0.6 Ma (Fornari en Carlotto et al., 2002). Siendo así se le asigna una edad de Oligoceno superior, para esta unidad.

6.2.1.2 CENTRO VOLCÁNICO HIRUPICHU

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el flanco Sureste de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Sur a Norte.

PETROGRAFÍA

Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza rico en cristales de plagioclasa y anfíboles, de color gris con intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza de color blanquecino. No se obtuvo muestra de mano para esta unidad.

EDAD

Por su posición estratigráfica se le correlaciona con los productos del centro volcánico Quinsachata, por lo tanto se le asume de edad de Oligoceno superior.

6.2.2. VOLCÁNICOS PALCA

Afloran en la parte Norte-Noreste de la zona de estudio (Fig. 6.2), donde suprayacen en discordancia angular a los volcánicos Tacaza, hacia la cuenca se encuentra interdigitado con los niveles inferiores de la Formación Condoroma y en el sector Norte es suprayacido por el evento Barroso. Los volcánicos Palca están representados en la zona de estudio por los

depósitos del centro volcánico Jalcarane, el centro volcánico Condorsayana y el centro volcánico Huishillane.



Fig. 6.3.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Palca (Condorsayana). Vista tomada al Norte desde la carretera Cotacota-Condoroma.

6.2.2.1 CENTRO VOLCÁNICO JALCARANE

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el flanco Este de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Norte a Sur.

PETROGRAFÍA

Macroscópicamente estas rocas son intercalaciones de depósitos de flujos de lavas negras a gris oscuras afaníticas con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, de tonalidades gris a gris verdosas; seguido por flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris blanquecina, y flujos de cenizas gris oscuros al tope.

Microscópicamente una muestra es descrita como andesita porfírica que tiene fenocristales de plagioclasa (73%), hornblenda (8%), clinopiroxeno y fenocristales de clorita (14%) y olivino (5%) en una matriz de plagioclasa euhedral; los fenocristales de plagioclasa tienen una textura fluidal y se observa que los anfíboles se encuentran reemplazadas casi en su totalidad por cloritas.

EDAD

Las rocas pertenecientes al centro volcánico Jalcarane presenta dos dataciones, en dos flujos piroclásticos que se encuentran interdigitados dentro de la Cuenca Condoroma, una de 18.82 ± 0.06 Ma (Ar/Ar, Fornari en Carlotto et al., 2002) y otra de 21.39 ± 0.15 (Ar/Ar, Fornari en Carlotto et al., 2002) ambas datadas en biotita. Por lo tanto se le asigna una edad de Mioceno inferior, para esta unidad.

6.2.2.2 CENTRO VOLCÁNICO CONDORSAYANA

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el flanco Noreste de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Norte a Sur (Fig. 6.3).

PETROGRAFÍA

Macroscópicamente estas compuesta por una sucesión de lavas afaníticas gris oscuras y flujos piroclásticos de cenizas de color gris a gris blanquecino con tonalidades amarillentas y anaranjadas, con textura porfirítica.

Microscópicamente una muestra es descrita como andesita afírica hipidiomórfica, que tiene contenido de plagioclasa (75%), hornblenda (10%), biotita (5%) y vidrio (5%) mientras que minerales secundarios o de alteración se tiene sericita (5%). Es una lava con finos cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, algunas plagioclasas se alteran a biotita en una matriz fina de cristales de plagioclasa.

EDAD

El centro volcánico Condorsayana no presenta dataciones radiométricas pero por posición estratigráfica con respecto a los depósitos piroclásticos del centro volcánico Jalcara se le asigna una edad de Mioceno medio.

6.2.2.3 CENTRO VOLCÁNICO HUIHILLANE

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el flanco Oeste de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Sur a Norte.

PETROGRAFÍA

Los productos del centro volcánico Huishillane están compuestos de niveles y dacitas de textura fina y tonalidades grisáceas, presentando flujos piroclásticos de pómez y cenizas hacia el tope. No se obtuvo muestra de mano para esta unidad.

EDAD

El centro volcánico Huishillane no presenta dataciones radiométricas pero se le asume de una edad de Mioceno medio-inferior, ya que se le correlaciona con las ignimbritas de la Formación Callalli (Velarde, 2006) más al Sur, que presenta una datación de 20.7 ± 0.6 Ma (Noble et al., 2003).

6.2.3. VOLCÁNICOS BARROSO

Afloran en la parte Norte-Noroeste de la zona de estudio (Fig. 6.2), donde suprayacen en discordancia angular a la Formación Condoroma. Los volcánicos Barroso están representados en la zona de estudio por los depósitos del complejo volcánico Cailloma.

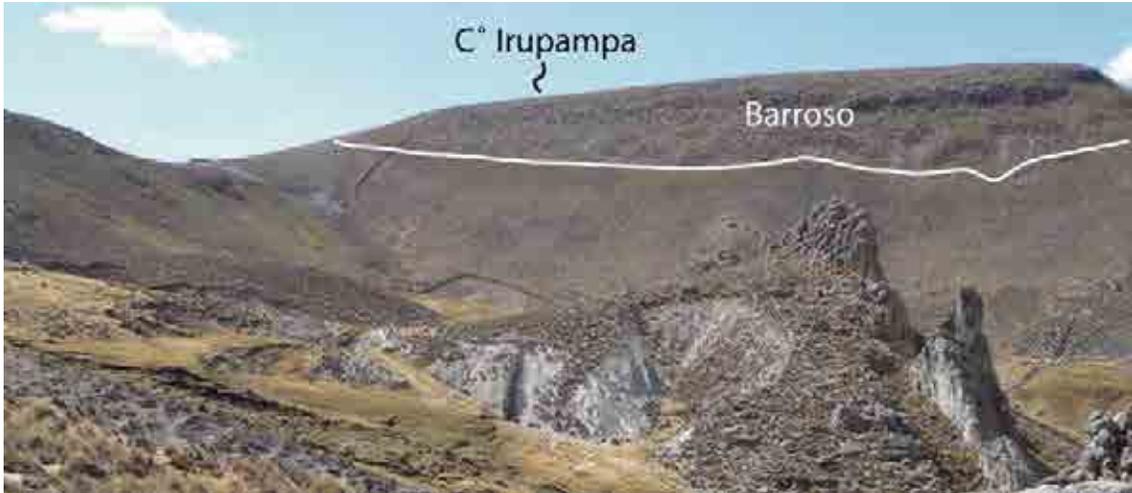


Fig. 6.4.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Barroso (Condorsayana). Vista tomada desde la quebrada Lacra hacia el cerro Irupampa en la cuenca Condoroma.

6.2.3.1 COMPLEJO VOLCÁNICO CAILLOMA

Los depósitos de este centro volcánico afloran en el sector Norte de la Cuenca Condoroma, extendiéndose de Norte a Sur hasta el cerro Irupampa.

PETROGRAFÍA

Petrográficamente al microscopio las rocas de esta unidad se clasifican como tobas riolíticas a dacíticas, con textura vitroclástica, fluidal y brechoide, con extinción fuerte tanto en la matriz como en los fenos. Los fenocristales son de plagioclasa euhedral a subhedral con macla polisintética y zoneada; algunos fenos presentan bordes corroídos y alterándose a arcilla. Además existe ortosa anhedral de 50 micras de diámetro en forma diseminada, así como biotita euhedral a subhedral a veces en forma acicular, se observa cuarzo anhedral con extinción ondulante y fragmentos líticos angulosos a subredondeados de 2 cm a 150 cm constituido por tobas, por lo general argilizadas o vitrificadas y de fragmentos microlíticos y andesitas. La pasta está constituida por microlitos, principalmente de vidrio en forma de fibras arqueadas y fluidal; algunas muestras presentan argilización incipiente. Las características citadas indican las condiciones de baja temperatura y un tipo explosivo, durante la deposición de estos materiales (Dávila, 1988).

EDAD

Las rocas pertenecientes este evento eruptivo han sido datadas radiométricamente en 4.92 ± 0.16 Ma (Ar/Ar, Fornari en Carlotto et al., 2002) en biotita, con lo que se le asume una edad Pliocena.

7.1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de los Andes, variaciones en los estilos tectónicos coinciden con los cambios en la geometría y cinemática regional de la placa de Nazca (Jordan et al, 1983; Urreiztieta et al, 1996), que reflejan cambios en la dirección de convergencia oblicua con respecto al rumbo del margen continental (Beck, 1987; Dewey & Lamb, 1992). Según la reconstrucción cinemática la dirección de convergencia se ha mantenido relativamente estable durante los últimos 50 Ma (Minster y Jordan, 1978; Pardo-Casas & Molnar, 1987).

Los sistemas de fallas en Perú y Bolivia (Macharé & Ortlieb, 1992; Mercier et al., 1992; Carlotto et al., 2002) tienen registrados eventos compresivos orientados OSO-ENE a O-E durante el Cenozoico.

La relación angular entre el margen continental y la dirección de convergencia genera la partición de los vectores cinemáticos (McCaffrey, 1992), de los cuales una componente es paralela al margen continental y es del tipo sinextral entre 6 y 20°S (Beck, 1987; Dewey & Lamb, 1992).

La cuenca Condoroma es una cuenca intramontañosa transpresiva, concepto que se explica en detalle por Nilsen & Sylvester en Busby-Spera e Ingersoll (1995) y cuyo estilo estructural es tomado de los modelos descritos por McClay y Bonora (2001). Esta cuenca se encuentra ubicada casi al límite de los departamentos de Arequipa, Cusco y Puno (Fig. 1), zona que se caracteriza plenamente por esta partición en componente de rumbo, la cual se encuentra dominada por fallas de rumbo sinextral de componente inversa con dirección aproximada NO-SE (Torres et al, 2010-A; Carlotto et al, 2002; Cerpa & Meza, 2001; Jaimes & Romero, 1996). La cuenca Condoroma está controlada por el sistema de fallas Condoroma (Cerpa et al, unpub.). Este sistema de fallas atraviesa buena parte del norte de Arequipa con dirección NO-SE a ONO-ESE. Se ha determinado que la zona de estudio presenta distintas edades de actividad y estilos de fallamiento.

En este capítulo se realizará una descripción de las principales estructuras que afectan al basamento, así como el relleno de la cuenca Condoroma. Para el análisis y la descripción se han tomado medidas de microtectónica para determinar los ejes principales de esfuerzos y se utilizado diagramas de proyección estereográfica. Además, se han construido secciones o cortes estructurales, que fueron elaborados basándose en el método de los cortes equilibrados. Teniendo estos datos y correlacionándolos con la evolución sedimentaria, se muestra la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Condoroma.

7.2. ANÁLISIS MICROTECTÓNICO Y DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS

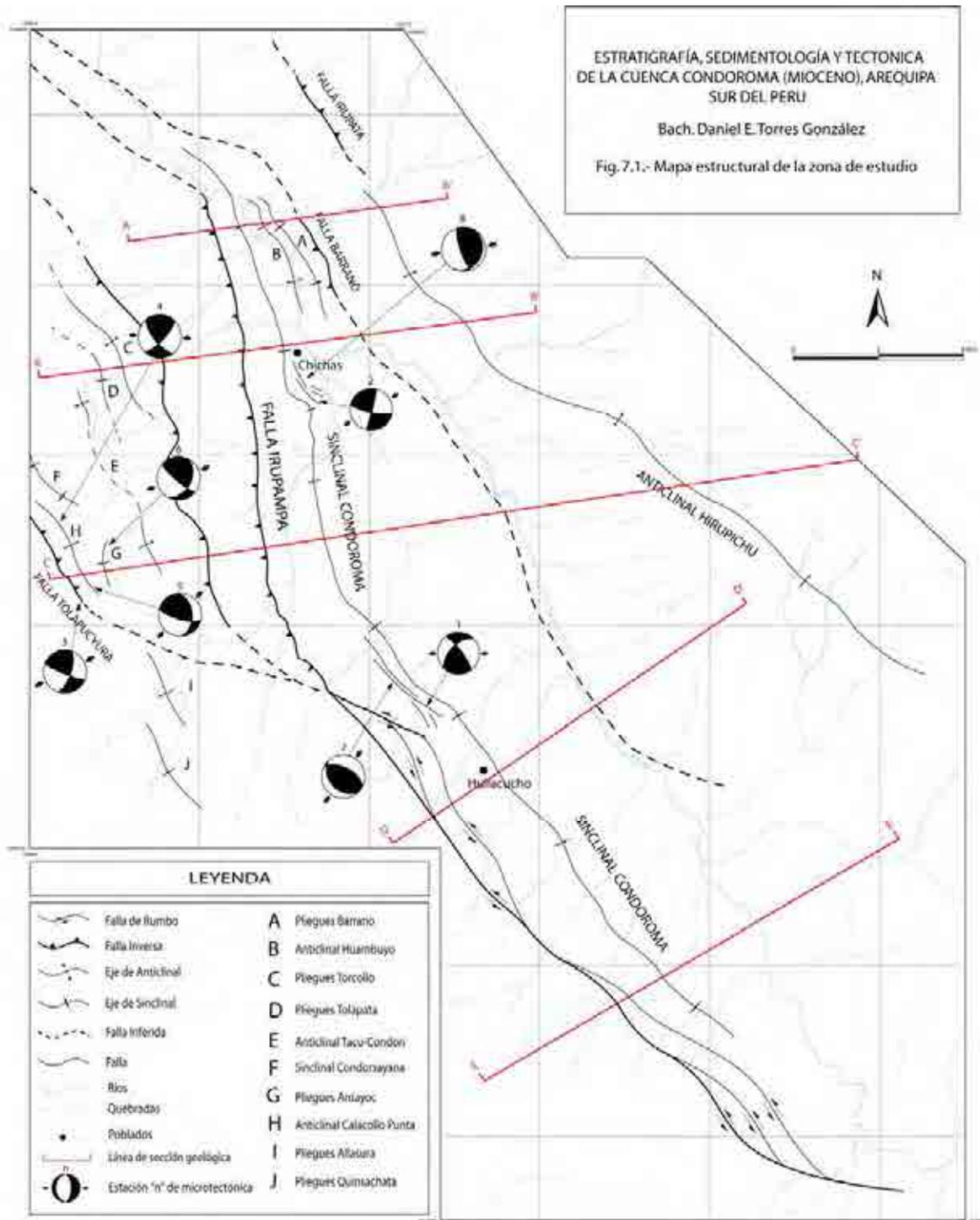
Se hace una descripción de las estructuras a partir del plano geológico y del esquema estructural (Fig. 7.1), considerando su geometría y las medidas microtectónicas para el análisis respectivo a fin de determinar los ejes principales de paleoesfuerzos tanto de la cuenca Condoroma, así como del substrato.

7.2.1. ANÁLISIS DE POBLACIÓN DE FALLAS

Se asume que el movimiento de una falla es paralelo al esfuerzo de cizalla máximo (τ), resuelto sobre un plano (Bott, 1959) (Fig. 7.2) y que su dirección y sentido se obtiene de la estría (S) e indicadores cinemáticos localizados sobre el plano de falla.

En la presente Tesis se han estudiado 40 planos de fallas cuyas medidas se han repartido en 8 estaciones. Cada medida está compuesta por los siguientes parámetros, el rumbo y buzamiento del plano de falla, por el pitch (ángulo que forma la dirección del desplazamiento) de la estría asociada y por el sentido del desplazamiento del plano de falla (Fig. 7.2).

Concerniente a los criterios de la determinación de la cinemática de las fallas, la mayor parte de los planos estudiados se usó principalmente el criterio "R" (Petit, 1987), en lo que se refiere a fracturas secundarias (de tipo Riedel) (Fig. 7.3-A,B) y en segundo lugar al criterio de imbricación de recristalizaciones (Petit, 1987) (Fig. 7.3-C,D).



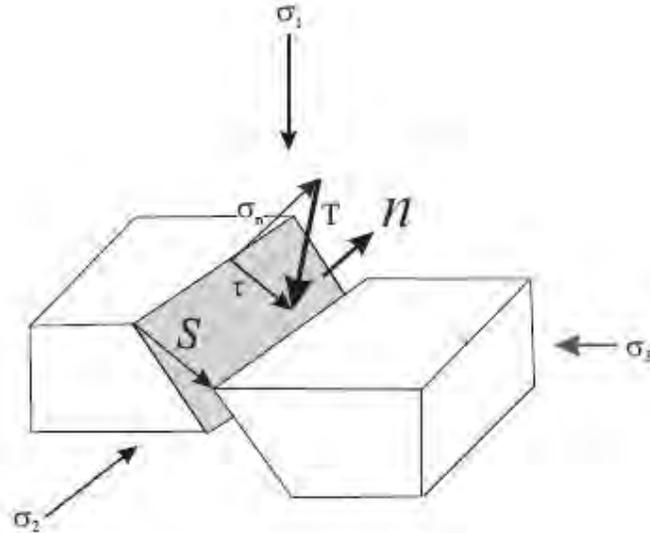


Fig. 7.2.- Nomenclatura en un bloque afectado por un campo de esfuerzos. σ_1 , σ_2 y σ_3 son los esfuerzos compresivos principales máximo, intermedio y mínimo respectivamente. T es el vector tracción resultante sobre el plano; S es la dirección de movimiento, n vector es el vector unitario perpendicular al plano, σ_n es el esfuerzo normal y τ es el vector esfuerzo de cizalla resultante sobre el plano (Santamaría-Díaz et al., 2008).

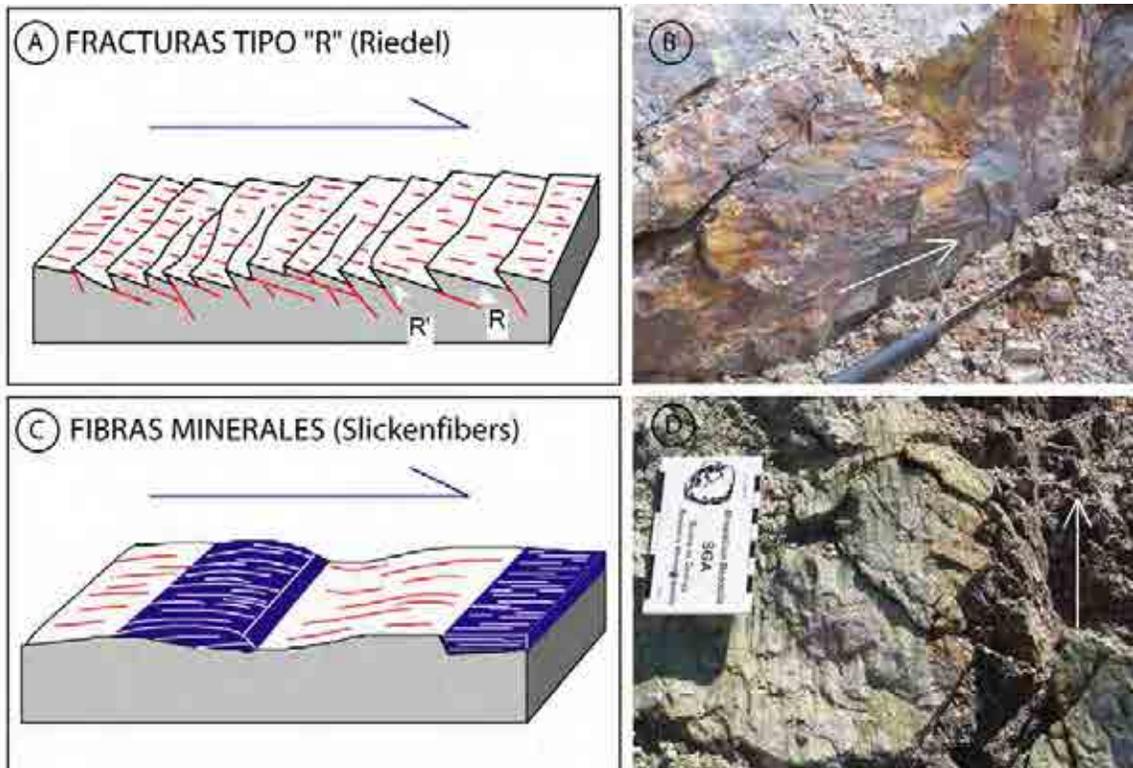


Fig. 7.3.- Criterios para la determinación de la cinemática en planos de falla. En la Fig.7.3-A se demuestra el criterio de “subir la escalera” ya que eso aparenta el rastro de escamas dejado por las fracturas de tipo Riedel, en la figura se observan los dos tipos de fracturas, (R) son los Riedel Sintéticos y (R’) son los Riedel Antitéticos. En la Fig. 7.3-B se observan las fracturas de tipo Riedel en un plano de falla, la flecha blanca indica el movimiento del bloque faltante. En la Fig. 7.3-C se demuestra el criterio de “bajar la escalera” ya que eso aparenta el rastro de la mineralización que ha rellenado los espacios generados por la falla. En la Fig. 7.3-D se observan cristalización de calcitas sobre un plano de falla en rocas volcánicas, la flecha blanca indica el movimiento del bloque faltante. (Modificado de Cerpa, 2007).

7.2.1.1 Método del análisis

El análisis de la cinemática de población de fallas se realiza a partir del método geométrico de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977). Según este método cuando una falla se mueve, el plano de falla y el plano perpendicular a la orientación del movimiento relativo entre los dos labios de la falla, representada por la estría de fricción, dividen el espacio en cuatro cuadrantes (Angelier y Mechler, 1977; Vicente et al., 1992). Según sea el movimiento, estos “diedros rectos” quedarán en modo alterno en compresión y en tensión (Fig. 7.4).

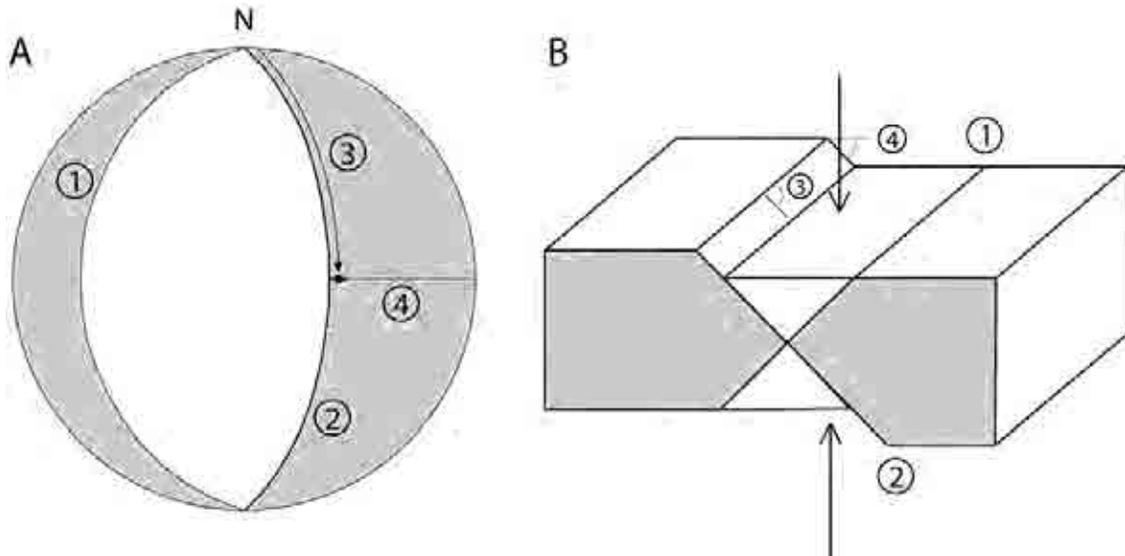


Fig. 7.4.- Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica y bloque diagrama. En la Fig. 7.4-A se observan en proyección estereográfica, (1): plano auxiliar perpendicular al plano de falla y a la estría (flecha). (2): plano de falla. (3): cabeceo de la estría sobre el plano de falla. (4): buzamiento de la falla. En la Fig. 7.4-B se observan los diedros rectos de una falla normal (blanco: compresión, gris: extensión) (Modificado de Vicente et al., 1992).

Si se considera que cada movimiento concreto de una falla responde a la acomodación del campo de esfuerzo-deformación sobre dicha estructura, resultará posible determinar las características de este campo regional desde el análisis de los movimientos (mecanismos focales) de las fallas relacionadas. Este “problema inverso” constituye lo que se ha venido a denominar como “análisis poblacional de fallas” (Angelier, 1994).

La orientación de las estrías hace que el sentido del desplazamiento a la cual están asociadas, determine la posición en el espacio de los diferentes diedros. Así los diedros que se obtienen en una falla, definen un campo de deformación. La superposición de los diedros que se obtienen por cada falla de la población considerada, permiten determinar los campos de compresión y de tensión.

Los campos definidos deben contener los ejes principales de esfuerzo-deformación finita (σ_1 : eje principal de acortamiento; σ_3 : eje principal de extensión; σ_2 : eje intermedio) (Fig. 7.2).

Una medida cuantitativa de la forma del elipsoide de deformación viene descrita por la relación tectónica “R” de los tensores reducidos de esfuerzos, definida de la siguiente manera (Etchecopar et al., 1981):

$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$$

Con $0 \leq R \leq 1$.

Donde los valores σ_1 , σ_2 y σ_3 son los valores propios del momento del tensor de Bingham (Tabla 7.1). Los distintos tipos de régimen (compresional, de rumbo y extensional) están limitados por cuatro tensores de esfuerzos de revolución (Ritz y Taboada, 1993) (Fig.7.5), cuya forma y relación tectónica R permite determinar los diferentes tipos de tensores.

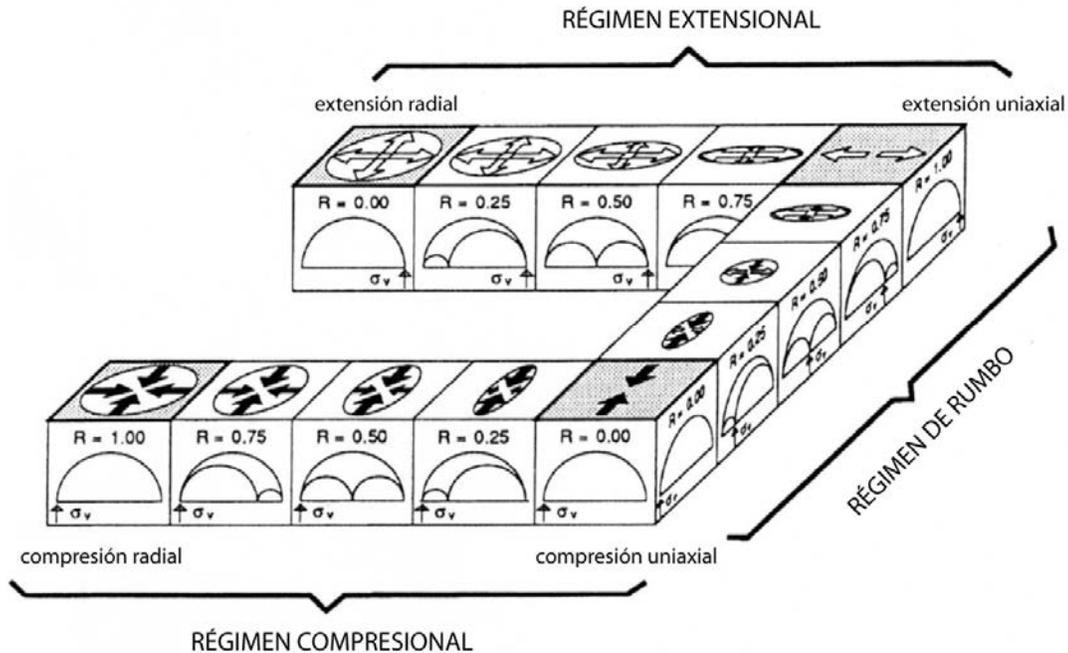


Fig. 7.5.- Clasificación de los diferentes tipos de tensores de esfuerzo. Los cuatro tensores de esfuerzos de revolución (los elipsoides de esfuerzos es la manera gráfica de representarlos) están indicados por los cuadrados sombreados (Modificado de Ritz & Taboada, 1993; y Lavenu & Cembrano, 1999).

7.2.1.2 Descripción de los resultados

El total de las medidas están en la descripción de las estructuras tanto del substrato como de la cuenca Condoroma (7.2.2 y 7.2.3). Por cada estación, los datos brutos están representados en los estereogramas de la columna izquierda (planos de falla y estrías) y los resultados del análisis de cada población de fallas por el método de los diedros rectos (donde se encuentra la dispersión de los ejes de compresión y los ejes de tensión) están representados en los estereogramas de en medio. Los estereogramas de la columna derecha, indican los cuadrantes de compresión en blanco y de Tensión sombreado, en este estereograma cada régimen de deformación está indicado por un par de flechas así mismo la relación "R" también se encuentra indicado en el estereograma.

Todos los resultados se han obtenido a partir del programa FAULTKIN*, cuyo resumen se encuentran en la tabla 7.1.

*Agradecimientos a Rick Allmendinger

N° de Estación	Coordenadas UTM		N	σ1		σ2		σ3		εσ1	εσ2	εσ3	R
	Norte	Este		Dirección	Cabeceo	Dirección	Cabeceo	Dirección	Cabeceo				
1	8288176	256906	5	89.9	12.6	341.7	54.3	188.2	32.7	-0.4632	-0.01	0.4731	0.484
2	8295659	254570	4	59.5	5.3	175	77.8	328.4	11	-0.4931	0.0131	0.48	0.52
3	8292223	248586	4	243.6	10.2	131.2	64.8	337.9	22.8	-0.4959	0.0003	0.4957	0.5
4	8292480	248810	6	93.2	3.7	189.9	61	1.1	28.7	-0.4937	-0.0013	0.495	0.498
5	8292215	249460	3	223.9	17.8	119.8	37.4	334.2	47.2	-0.4989	0	0.4989	0.5
6	8292227	249478	6	249.7	24	138.8	38.8	3.1	41.7	-0.4772	-0.0097	0.4869	0.485
7	8286515	258345	7	35.1	9.8	303.5	9.3	170.9	76.4	-0.2514	-0.129	0.2644	0.462
8	8295958	254447	3	261.4	31.5	163.9	12	55.6	55.8	-0.4439	0.0835	0.3604	0.66

Tabla 7.1.- Tabla con la síntesis de resultados obtenidos a partir del análisis microtectónico

7.2.2. EL SUBSTRATO

El Substrato Mesozoico de la cuenca Condoroma parece controlar el alto estructural Condoroma-Cailloma (Carlotto et al, 2002). En esta unidad geomorfo-estructural afloran las rocas sedimentarias del Grupo Yura y la Formación Arcurquina, afloran debido a la flexión de las fallas más importantes de la zona (Tolapucyura e Irupampa), formando “duplexes” (Woodcock & Fisher, 1986) de rumbo.

La estructura más importante es la falla Tolapucyura (Velarde, 2006).

7.2.2.1. La Falla Tolapucyura

La Falla Tolapucyura es una estructura de dirección NO-SE que se extiende probablemente unos 15 Km desde la zona de estudio, que pone en contacto a las formaciones Mesozoicas con las unidades Cenozoicas, al parecer esta estructura es muy profunda ya que hace aflorar los depósitos Cretácicos y Jurásicos de la Formación Arcurquina y el Gpo. Yura respectivamente.

Esta falla durante el Oligoceno medio a superior ha controlado la evolución de la cuenca Tisco, constituyendo su borde este. Se le considera actualmente una falla inversa con vergencia al SO, que hace cabalgar a la Formación Arcurquina sobre la unidad Tisco. Esta zona de falla, perteneciente a una región dominada por fallas de rumbo, interpretado como el alto estructural de Condoroma (Carlotto et al, 1998; Carlier en Velarde et al. 2004) y está caracterizado por una serie de fallas, lineamientos y zonas de cizalla con rumbo de los Arcos Magmaticos Oligo-Mio-Pliocénico y recientes.

La Falla Tolapucyura pertenece al Sistema de Fallas Condoroma (SFC).

El análisis microtectónico de población de fallas en algunas estaciones (estaciones 3, 4, 5 y 6) medidas en las inmediaciones de la Falla Tolapucyura, muestran fallas inversas con componentes de rumbo, afectando a las calizas de la Formación Arcurquina. Estas fallas indican esfuerzos compresivos NE-SO a ENE-OSO. Estas estructuras tienen un rumbo promedio de N120°.

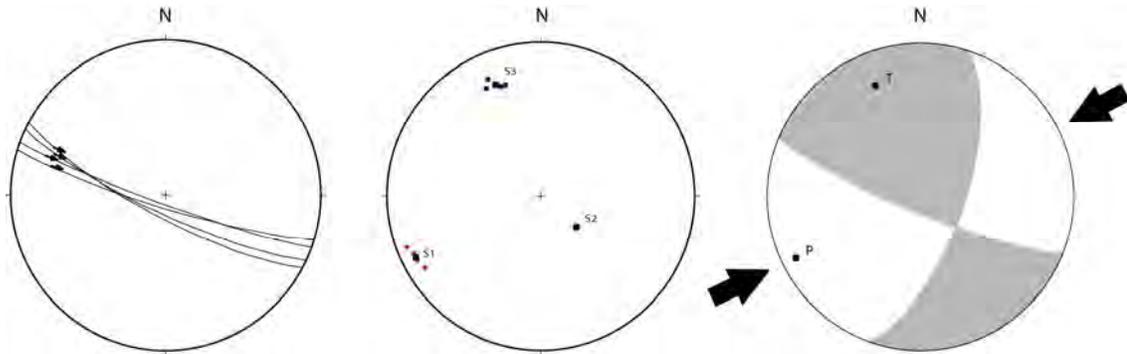
A. ESTACIÓN N°3. Se encuentra ubicada en la quebrada Cochapampa (248586, 8292223) cerca a la carretera Sibayo-Condoroma en un afloramiento expuesto de las calizas del Arcurquina que están afectadas por una falla inversa con componente sinextral, esta estación posee un total de 4 medidas (Tabla 7.2) (Fig. 7.6).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	110	85 S	20 NW	Sxlx
2	115	80 S	25 NW	Sxlx
3	107	83 S	25 NW	Sxlx
4	118	78 S	24 NW	Sxlx

Tabla 7.2.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°3.

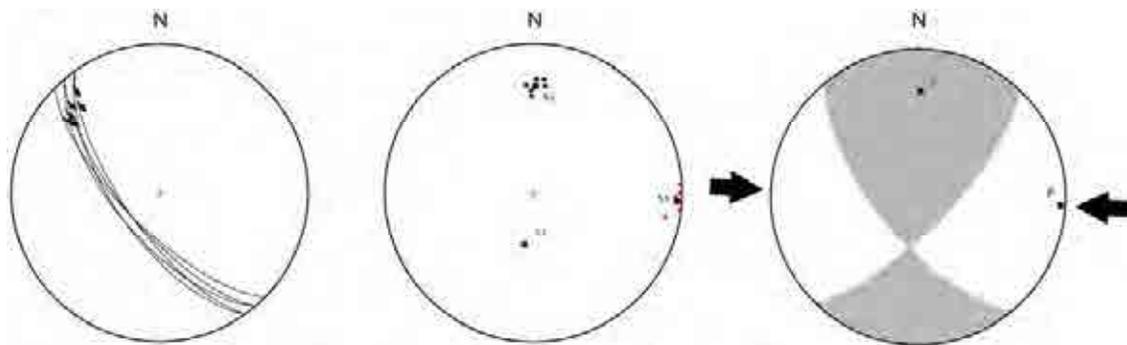
En esta estación se tiene una orientación de compresión N66°. El tipo de deformación es plana (R=0.5) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

ESTACIÓN N°3:



N = 4
R = 0.5

ESTACIÓN N°4:



N = 6
R = 0.498

Fig. 7.6.- Estereogramas obtenidos a partir del programa FAULTKIN, se generó una proyección de Schmidt en el hemisferio inferior. El gráfico de la izquierda representa la proyección de los planos de falla y las estrías están representadas como pequeñas flechas. El gráfico del medio representa la dispersión del eje de compresión (●) y la dispersión del eje de Tensión (■); S1, S2 y S3, (σ_1 , σ_2 y σ_3) son la representación de los 3 ejes del momento del tensor de Bingham. El gráfico de la derecha representa los cuadrantes de Compresión (P) y de Tensión (T), las flechas negras gruesas marcan la dirección de máxima compresión. El número de fallas es “N” y “R” indica la relación tectónica de los tensores reducidos.

B. ESTACIÓN N°4. Se encuentra ubicada en la quebrada Cochapampa (248810, 8292480) a las faldas del cerro Condorsayana en afloramientos de calizas masivas que se encuentran muy fracturadas y afectadas por una falla sinextral-inversa, esta estación posee un total de 6 medidas (Tabla 7.3) (Fig. 7.6).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	140	65 S	20 NW	SxIx
2	140	70 S	15 NW	SxIx
3	145	70 S	20 NW	SxIx
4	145	65 S	10 NW	SxIx
5	140	65 S	25 NW	SxIx
6	135	70 S	20 NW	SxIx

Tabla 7.3.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°4.

En esta estación se tiene una orientación de compresión N94°. El tipo de deformación es plana ($R=0.498$) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

C. ESTACIÓN N°5. Se encuentra ubicada en la quebrada Cochapampa (249460, 8292215) cerca del poblado de Choquesisa en calizas masivas de la formación Arcurquina que se encuentran afectadas por una falla inversa con una componente menor sinextral, esta estación posee un total de 3 medidas (Tabla 7.4) (Fig. 7.7).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	105	75 S	50 NW	IxSx
2	105	70 S	51 NW	IxSx
3	107	72 S	50 NW	IxSx

Tabla 7.4.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°5.

En esta estación se tiene una orientación de compresión N45°. El tipo de deformación es plana ($R=0.5$) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

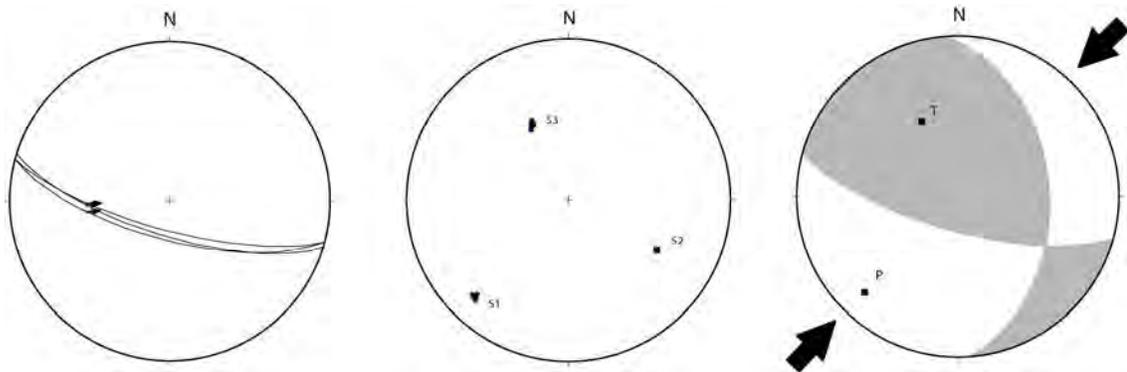
D. ESTACIÓN N°6. Se encuentra ubicada en la quebrada Cochapampa (249478, 8292227) en la carretera Sibayo-Condoroma en un corte natural del terreno, muestra depósitos de calizas que están afectados por una falla inversa con componente sinextral, esta estación posee un total de 7 medidas (Tabla 7.5) (Fig. 7.7).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	125	90	50 NW	IxSx
2	140	85 S	57 NW	IxSx
3	140	75 S	40 NW	SxIx
4	125	76 S	50 NW	IxSx
5	125	75 S	50 NW	IxSx
6	135	75 S	45 NW	IxSx
7	120	80 S	58 NW	IxSx

Tabla 7.5.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°6.

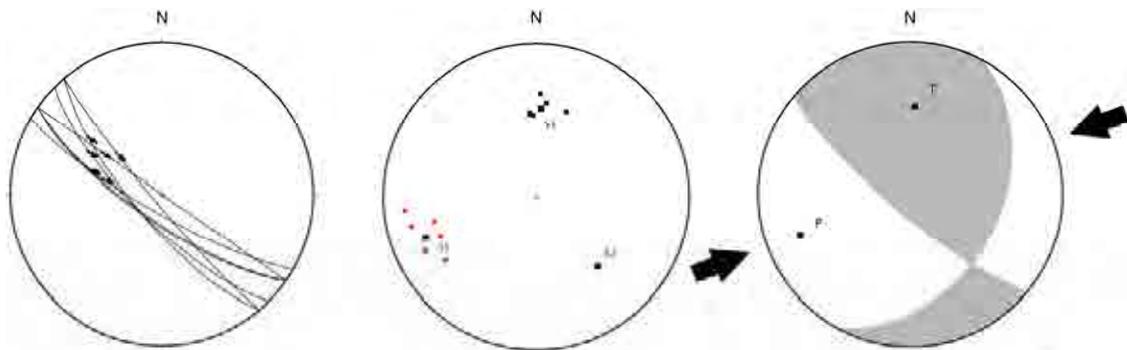
En esta estación se tiene una orientación de compresión N70°. El tipo de deformación es plana ($R=0.485$) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

ESTACIÓN N°5:



N = 3
R = 0.5

ESTACIÓN N°6:



N = 7
R = 0.485

Fig. 7.7.- Estereogramas obtenidos a partir del programa FAULTKIN, se generó una proyección de Schmidt en el hemisferio inferior. El gráfico de la izquierda representa la proyección de los planos de falla y las estrías están representadas como pequeñas flechas. El gráfico del medio representa la dispersión del eje de compresión (●) y la dispersión del eje de Tensión (■); S1, S2 y S3, (σ_1 , σ_2 y σ_3) son la representación de los 3 ejes del momento del tensor de Bingham. El gráfico de la derecha representa los cuadrantes de Compresión (P) y de Tensión (T), las flechas negras gruesas marcan la dirección de máxima compresión. El número de fallas es “N” y “R” indica la relación tectónica de los tensores reducidos.

7.2.3. LA CUENCA CONDOROMA

Es una cuenca de dirección NNO-SSE, ligeramente paralela a las estructuras del substrato, es una franja sigmoidal alargada y está limitada al oeste y al sur por la falla Irupampa al norte y al este se encuentra en leve discordancia angular sobre paleorelieves del Grupo Tacaza.

En la cuenca Condoroma se han reconocido 3 miembros, los cuales se encuentran afectados por estructuras tectónicas, principalmente pliegues y discordancias progresivas, y localmente por fallas de poco desplazamiento.

Las estructuras más importantes son las fallas Irupampa (Velarde, 2006), Barrano e Irupata.

7.2.3.1. La Falla Irupampa

La Falla Irupampa es una estructura que se encuentra casi paralela a la Falla Tolapucyura, tiene una dirección general casi N-S que conforme va hacia el sur sufre una flexión el cual produce un cambio en su rumbo a NO-SE, posee vergencia al este, que se extiende por toda la zona de estudio. Esta falla es la que controla la sedimentación en la Cuenca Condoroma, poniendo en contacto a las rocas volcánicas del Gpo. Tacaza (Oligoceno) con los depósitos fluvio-lacustres de la Formación Condoroma (Mioceno). La falla Irupampa pertenece al Sistema de Fallas Condoroma (SFC).

El análisis microtectónico de población de fallas en algunas estaciones (estaciones 1, 2, 7 y 8) medidas en las inmediaciones de la Falla Irupampa, muestran fallas inversas con componente sinextral de rumbo promedio N130° y fallas inversas con componente dextral de rumbo promedio N170°, afectando a los depósitos fluvio-lacustres de la Formación Condoroma. Estas fallas indican esfuerzos compresivos NE-SO a ENE-OSO.

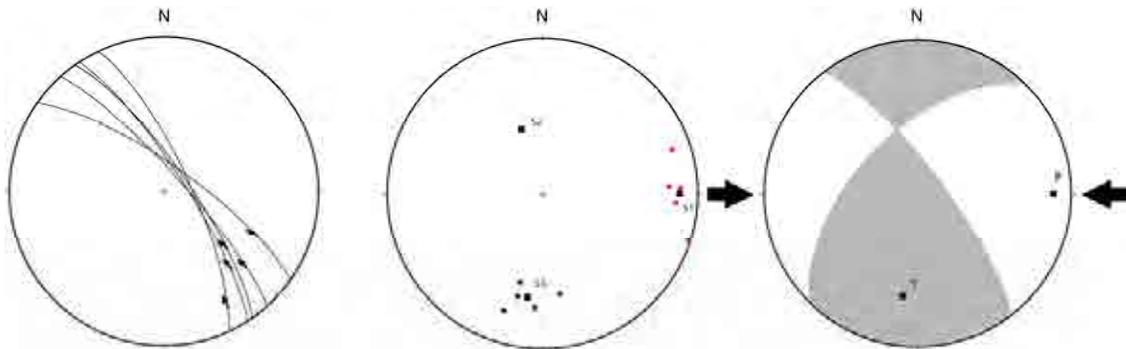
A. ESTACIÓN N°1. Se encuentra ubicada en la quebrada Choquela (256906, 8288176) cerca al poblado de Chullohuiri en afloramientos de intercalaciones de areniscas finas con lutitas (Fig. del Miembro C de la Formación Condoroma, que se encuentran afectadas por una falla sinextral-inversa, esta estación posee un total de 6 medidas (Tabla 7.6) (Fig. 7.8) (Fig. 7.10-E).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	147	79 E	35 S	Sxlx
2	138	80 E	28 S	Sxlx
3	145	77 E	45 S	Sxlx
4	125	76 E	35 S	Sxlx
5	155	76 E	16 S	Sxlx

Tabla 7.6.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°1.

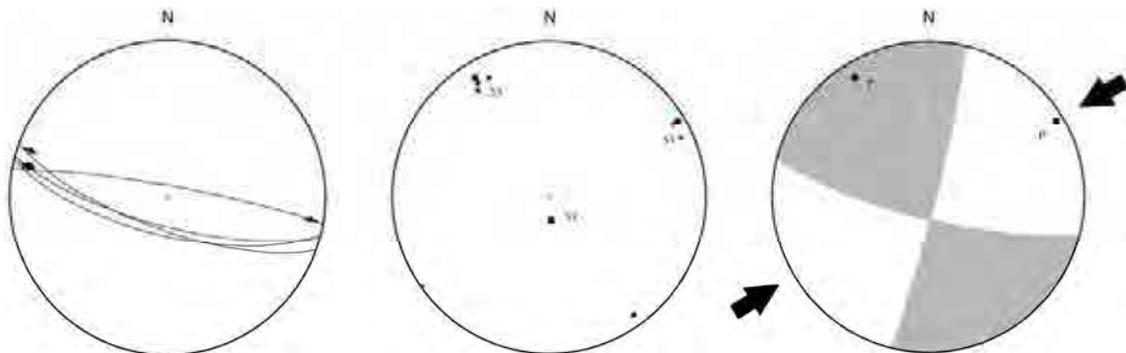
En esta estación se tiene una orientación de compresión N90°. El tipo de deformación es plana ($R=0.484$) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

ESTACIÓN N°1:



N = 5
R = 0.484

ESTACIÓN N°2:



N = 4
R = 0.52

Fig. 7.8.- Estereogramas obtenidos a partir del programa FAULTKIN, se generó una proyección de Schmidt en el hemisferio inferior. El gráfico de la izquierda representa la proyección de los planos de falla y las estrías están representadas como pequeñas flechas. El gráfico del medio representa la dispersión del eje de compresión (●) y la dispersión del eje de Tensión (■); S1, S2 y S3, (σ_1 , σ_2 y σ_3) son la representación de los 3 ejes del momento del tensor de Bingham. El gráfico de la derecha representa los cuadrantes de Compresión (P) y de Tensión (T), las flechas negras gruesas marcan la dirección de máxima compresión. El número de fallas es “N” y “R” indica la relación tectónica de los tensores reducidos.

- B. ESTACIÓN N°2.** Se encuentra ubicada cerca al poblado de Huiluyo (254570, 8295659) en afloramientos de lutitas con calizas del Miembro B de la Formación Condoroma, que se encuentran afectadas por una falla sinextral-inversa, esta estación posee un total de 4 medidas (Tabla 7.7) (Fig. 7.8) (Fig. 7.10-C,D).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	100	84 N	5 E	Sx
2	104	70 S	7 N	Sx
3	105	75 S	6 N	Sx
4	110	73 S	5 N	Sx

Tabla 7.7.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°2.

En esta estación se tiene una orientación de compresión N60°. El tipo de deformación es plana (R=0.52) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

- C. ESTACIÓN N°7.** Se encuentra ubicada en la quebrada Ataucusi (258345, 8286515) cerca al caserío de Huilacucho en un afloramiento de las areniscas medias a finas de las secuencias inferiores del Miembro C de la Formación Condoroma, que se encuentran afectadas por una falla inversa con componente dextral, esta estación posee un total de 7 medidas (Tabla 7.8) (Fig. 7.9) (Fig. 7.10-A,B).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	175	55 E	88 NE	lxSx
2	175	56 E	85 NE	lxSx
3	175	57 E	90 NE	lx
4	166	37 E	20 S	Sxlx
5	145	68 SW	13 S	Sxlx
6	160	85 W	0	Sx
7	150	65 SW	10 S	Sxlx

Tabla 7.8.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°7.

En esta estación se tiene una orientación de compresión N35°. El tipo de deformación es plana (R=0.462) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

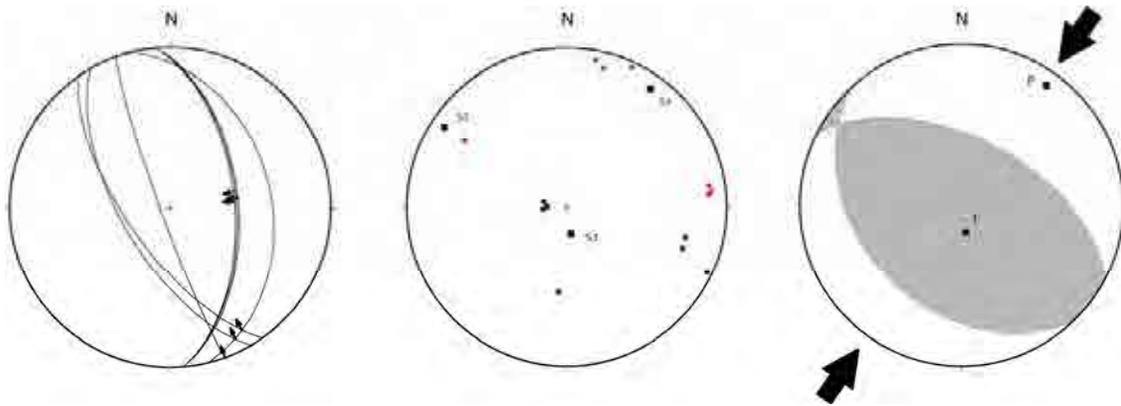
- D. ESTACIÓN N°8.** Se encuentra ubicada cerca al poblado de Chichas (254447, 8295958) en un afloramiento de areniscas gruesas a medias del Miembro C de la Formación Condoroma, que se encuentran afectadas por una falla inversa, esta estación posee un total de 3 medidas (Tabla 7.9) (Fig. 7.9).

N° ESTRÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	PITCH	CINEMÁTICA
1	160	10 E	35 SE	Sxlx
2	30	25 E	20 S	Dxlx
3	30	26 E	24 S	Dxlx

Tabla 7.9.- Indicadores cinemáticos para cada estría de la Estación n°8.

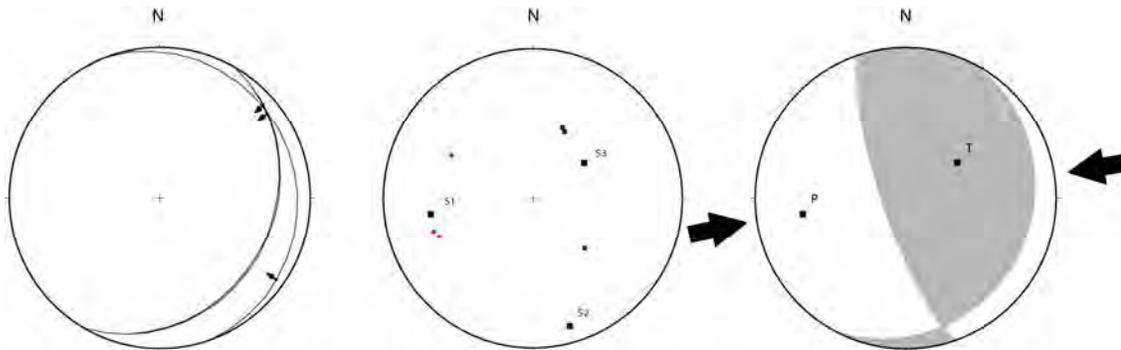
En esta estación se tiene una orientación de compresión N82°. El tipo de deformación es plana (R=0.66) para esta zona y corresponde a un régimen compresional de rumbo.

ESTACIÓN N°7:



N = 7
R = 0.462

ESTACIÓN N°8:



N = 3
R = 0.66

Fig. 7.9.- Estereogramas obtenidos a partir del programa FAULTKIN, se generó una proyección de Schmidt en el hemisferio inferior. El gráfico de la izquierda representa la proyección de los planos de falla y las estrías están representadas como pequeñas flechas. El gráfico del medio representa la dispersión del eje de compresión (●) y la dispersión del eje de Tensión (■); S1, S2 y S3, (σ_1 , σ_2 y σ_3) son la representación de los 3 ejes del momento del tensor de Bingham. El gráfico de la derecha representa los cuadrantes de Compresión (P) y de Tensión (T), las flechas negras gruesas marcan la dirección de máxima compresión. El número de fallas es “N” y “R” indica la relación tectónica de los tensores reducidos.

7.2.3.2. La Falla Barrano

La Falla Barrano es una estructura que aflora en la quebrada Barrano y se encuentra paralela a la falla Irupampa, tiene una dirección general NNO-SSE, con vergencia al oeste. Esta estructura inversa hace repetir al Miembro B de la Formación Condoroma, no se le ve más al sur de la quebrada Barrano pero se infiere que continúa con dirección NO-SE a lo largo de la represa Condoroma (Fig 7.11).



Fig. 7.11.-En la figura se observa a la falla Barrano, la línea segmentada de color rojo, la que hace repetir al Miembro B de la Cuenca Condoroma. Vista tomada al sur.

No se tienen datos de microtectónica en población de fallas para este sector.

La Falla Barrano parece haber controlado, durante el Mioceno Superior, el límite este de la Cuenca Condoroma, por su vergencia y cambio brusco en el buzamiento se le está considerando como una componente del Sistema de Fallas Condoroma (así como la Falla Irupampa).

7.3.2.3. La Falla Irupata

La Falla Irupata es una estructura que aflora en el cerro Pishacoma cerca al poblado de Irupata. Esta falla tiene una dirección general NNO-SSE, con vergencia al este. Esta estructura afecta a los productos del centro volcánico Jalcarane de edad Miocena inferior.

No se tienen datos de microtectónica en población de fallas para este sector.

La Falla Irupata pertenece al Sistema de Fallas Condoroma (SFC).

7.2.4. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

El análisis microtectónico en las 8 estaciones da como balance final que la relación en la orientación de los ejes principales del elipsoide de deformación (R), da una deformación de tipo plana para todas las estaciones y que el acortamiento se orienta preferentemente en dos direcciones bien definidas, NE-SO y E-O.

Por lo tanto las estaciones de microtectónica se pueden clasificar según su dirección de compresión máxima, así para las estaciones 1, 4, 8 de dirección N90°, N94° y N82° respectivamente, se les asocia con la dirección de acortamiento E-O, y para las estaciones 2, 3, 5, 6 y 7 de dirección N60°, N66°, N45°, N70° y N35° respectivamente, se les asocia con la dirección de acortamiento NE-SO.

Una vez hecha esta distinción se procede a unir los datos de estrías para estas dos direcciones preferentes, así para las estaciones 2, 3 y 6 se tiene los gráficos de la Fig. 7.12, para las estaciones 5 y 7 se tiene los gráficos de la Fig. 7.13, y finalmente para las estaciones 1, 4 y 8 se tiene los gráficos de la Fig. 7.14.

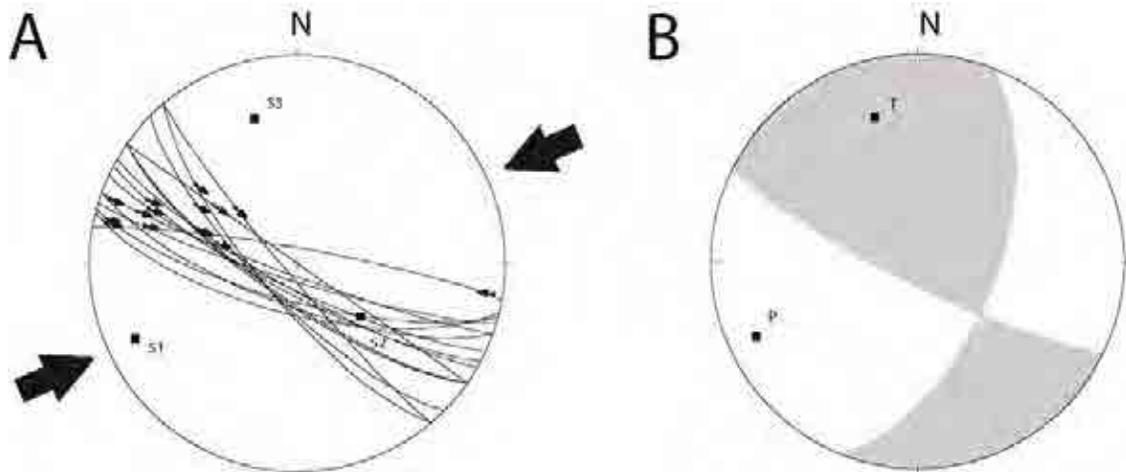


Fig. 7.12.- Unión de los datos microtectónicos de las estaciones 2, 3 y 6. En la Fig. 7.12-A se tiene la representación gráfica de los planos de falla, estrías y los ejes de máxima compresión (S1), intermedia (S2) y mínima (S3). La dirección de máxima compresión está dada por las flechas negras gruesas. En la Fig. 7.12-B se tiene la representación de los diedros rectos para el gráfico anterior (en gris los diedros que se encuentran en extensión y en blanco los diedros que se encuentran en compresión), P y T son los ejes de Compresión y de Tensión respectivamente.

Las estaciones 2, 3 y 6 (Fig. 7.12) tomadas en la falla Tolapucyura al suroeste de la zona de estudio evidencian ejes compresivos de dirección N60, estos ejes afectan al basamento y al tope del Miembro A de la cuenca Condoroma, con lo cual se encuentra afectando a los miembros inferiores de la cuenca, ya que estos esfuerzos están relacionados con la apertura de la cuenca, cuya estructura principal se comportaba como falla de rumbo sinextral con leve componente inversa para el mioceno inferior (Quechua 1).

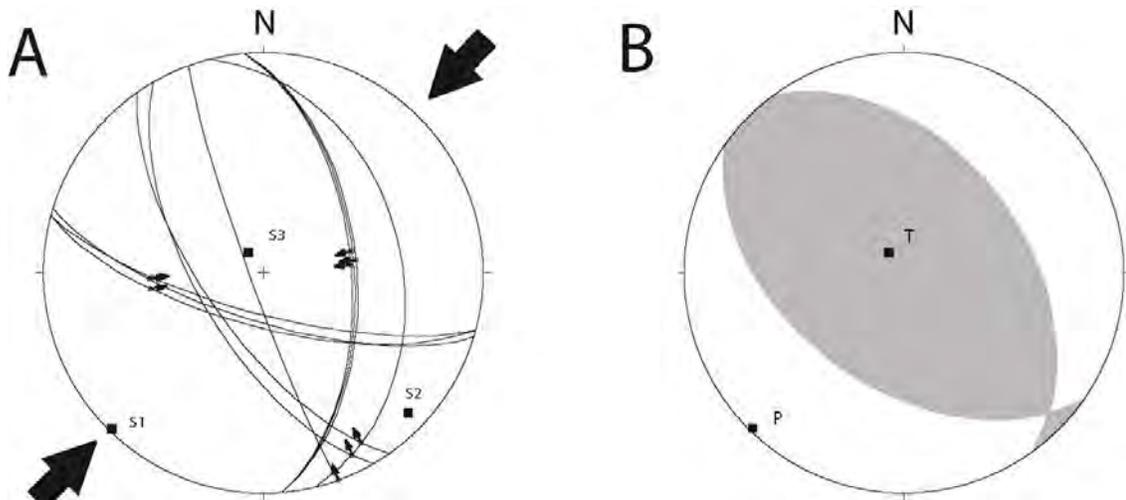


Fig. 7.13.- Unión de los datos microtectónicos de las estaciones 5 y 7. En la Fig. 7.13-A se tiene la representación gráfica de los planos de falla, estrías y los ejes de máxima compresión (S1), intermedia (S2) y mínima (S3). La dirección de máxima compresión está dada por las flechas negras gruesas. En la Fig. 7.13-B se tiene la representación de los diedros rectos para el gráfico anterior (en gris los diedros que se encuentran en extensión y en blanco los diedros que se encuentran en compresión), P y T son los ejes de Compresión y de Tensión respectivamente.

En este caso las estaciones de microtectónica, los resultados indican que el ambiente de esfuerzos se vuelve del tipo compresivo de rumbo (Fig. 7.14-B), con el eje σ_1 orientado N45° (Fig.7.13-A), las fallas se encuentran en la cuenca afectando al miembro B de la Formación Condoroma (~18 Ma). Así mismo llegan a afectar rocas pertenecientes a la base del miembro C (~11 Ma). Por lo tanto se le puede asumir un período que va desde los 18-11 Ma (Fig. 7.15).

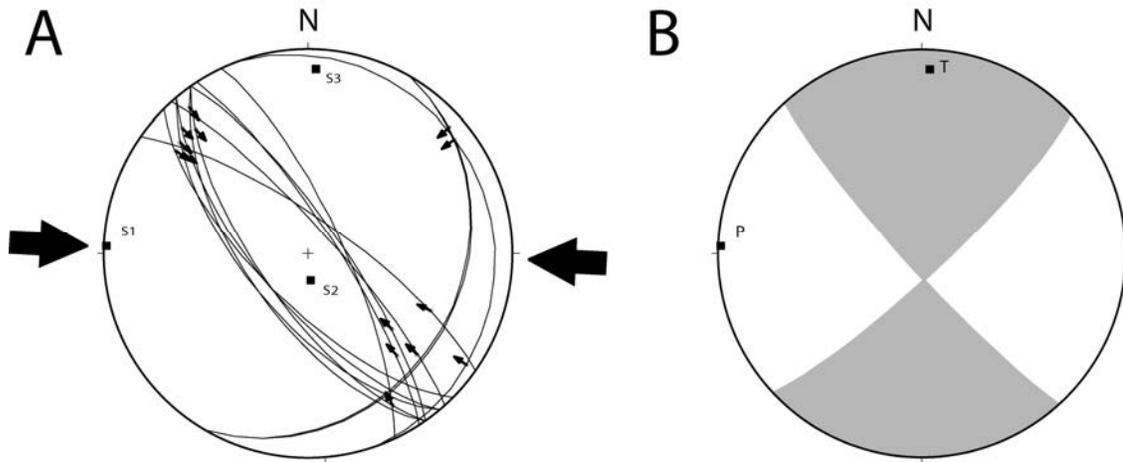


Fig. 7.14.- Unión de los datos microtectónicos de las estaciones 1, 4 y 8. En la Fig. 7.14-A se tiene la representación gráfica de los planos de falla, estrías y los ejes de máxima compresión (S1), intermedia (S2) y mínima (S3). La dirección de máxima compresión está dada por las flechas negras gruesas. En la Fig. 7.14-B se tiene la representación de los diedros rectos para el gráfico anterior (en gris los diedros que se encuentran en extensión y en blanco los diedros que se encuentran en compresión), P y T son los ejes de Compresión y de Tensión respectivamente.

Como las estaciones 1 y 8 se encuentran en el Miembro C de la Formación Condoroma se demuestra que este ambiente de esfuerzos rumbo-compresivos (Fig. 7.14-B), con el eje σ_1 orientado N91° (Fig.7.14-A), es de aproximadamente de ~11 Ma, ya que no afecta a la ignimbrita datada por Klinck et al., (1986) que es una edad estimada para el Miembro C (Cap. V de la presente Tesis) con lo cual se le estaría asociando con la crisis tectónica Quechua 2 (Fig. 7.15) y que presenta un rango aproximado de edad de (11 a 5 Ma).

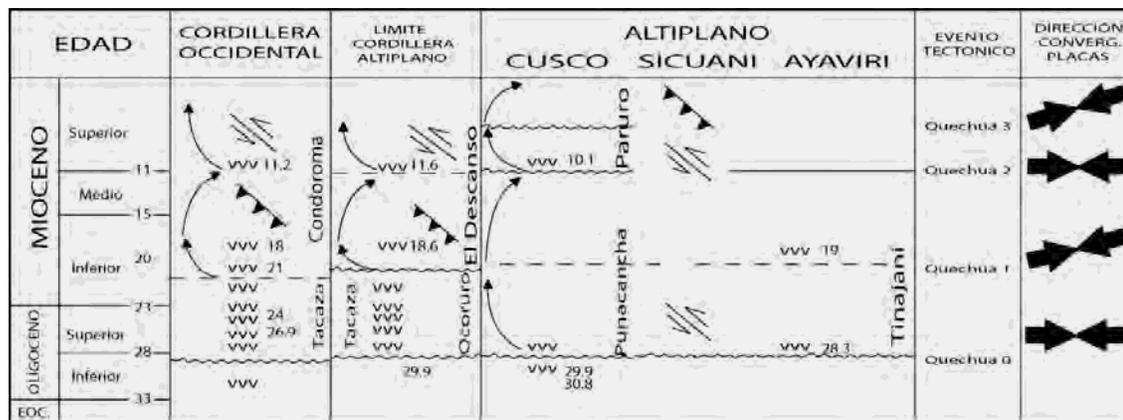


Fig. 7.15.- Esquema de correlaciones estratigráficas de las unidades del Mioceno y Oligoceno para el sur del Perú con la cuenca Condoroma representada en la Cordillera Occidental. Modificado de Carlotto et al. (2002).

Finalmente, los datos del análisis microtectónico indican que durante el Mioceno, el estilo de la deformación ha sido de carácter rumbo-compresivo, que se corrobora con los estudios de partición de esfuerzos hacia el arco para una convergencia oblicua (Beck, 1983; McCaffrey, 1992; De Saint Blanquat et al., 1998).

7.2.5. PLIEGUES

Los pliegues se localizan a lo largo de toda la zona de estudio (Fig. 7.1), la mayoría son pliegues amplios y tienen una orientación general NO-SE.

7.2.5.1 Mediciones y tratamiento de los datos

Las medidas efectuadas en los pliegues, están en formaciones que van desde el Cretáceo Inferior hasta el Mioceno Superior, se distinguen 4 grupos de pliegues mayores, los pliegues Torcollo en el Alto de Condoroma, los pliegues Barrano y el sinclinal de Condoroma en la Cuenca Condoroma y el anticlinal de Hirupichu que afecta al centro volcánico Hirupichu (Oligoceno).

Los datos se procesaron en el programa STERONET* que permite saber si el pliegue es cilíndrico o cónico y da a conocer las características del eje del pliegue (Rumbo y Cabeceo/Trend & Plunge). En un estereograma se trazan los planos y sus respectivos polos que definen el eje del pliegue, el cual se representa como el polo del plano que pasa por todos los polos.

7.2.5.2 Resultados e interpretación

Los Pliegues Torcollo

Es la zona comprendida entre la Falla Tolapucyura y la Falla Irupampa (Fig. 7.1) se tienen pliegues moderadamente inclinados y amplios, estos pliegues buzanan hacia el oeste, y afectan en mayor medida a la Formación Arcurquina y Gpo. Yura, entre estos pliegues destacan el anticlinal Torcollo (N331°, plunge 2°, Fig. 7.17), el anticlinal Quinsachata (N166°, plunge 1°, Fig. 7.17) y el anticlinal Calacollo Punta (N323°, plunge 4°, Fig. 7.17) y los pliegues Allasura, Antayoc, Tacu-Condori y Tolapata que tienen una orientación NO-SE a NNO-SSE.

Los Pliegues Barrano

La zona del río Barrano en el borde noreste de la cuenca Condoroma se halla fuertemente deformada, afectando al Miembro B de la cuenca Condoroma. Estos pliegues son simétricos y están controlados por la falla inversa Barrano (Fig. 7.11).

Se tienen datos de rumbo y buzamiento de las capas en ambos flancos del Sinclinal Barrano (N153°, plunge 12°, Fig. 7.17) que forma parte de los Pliegues Barrano (Fig. 7.1), (Fig. 7.16).

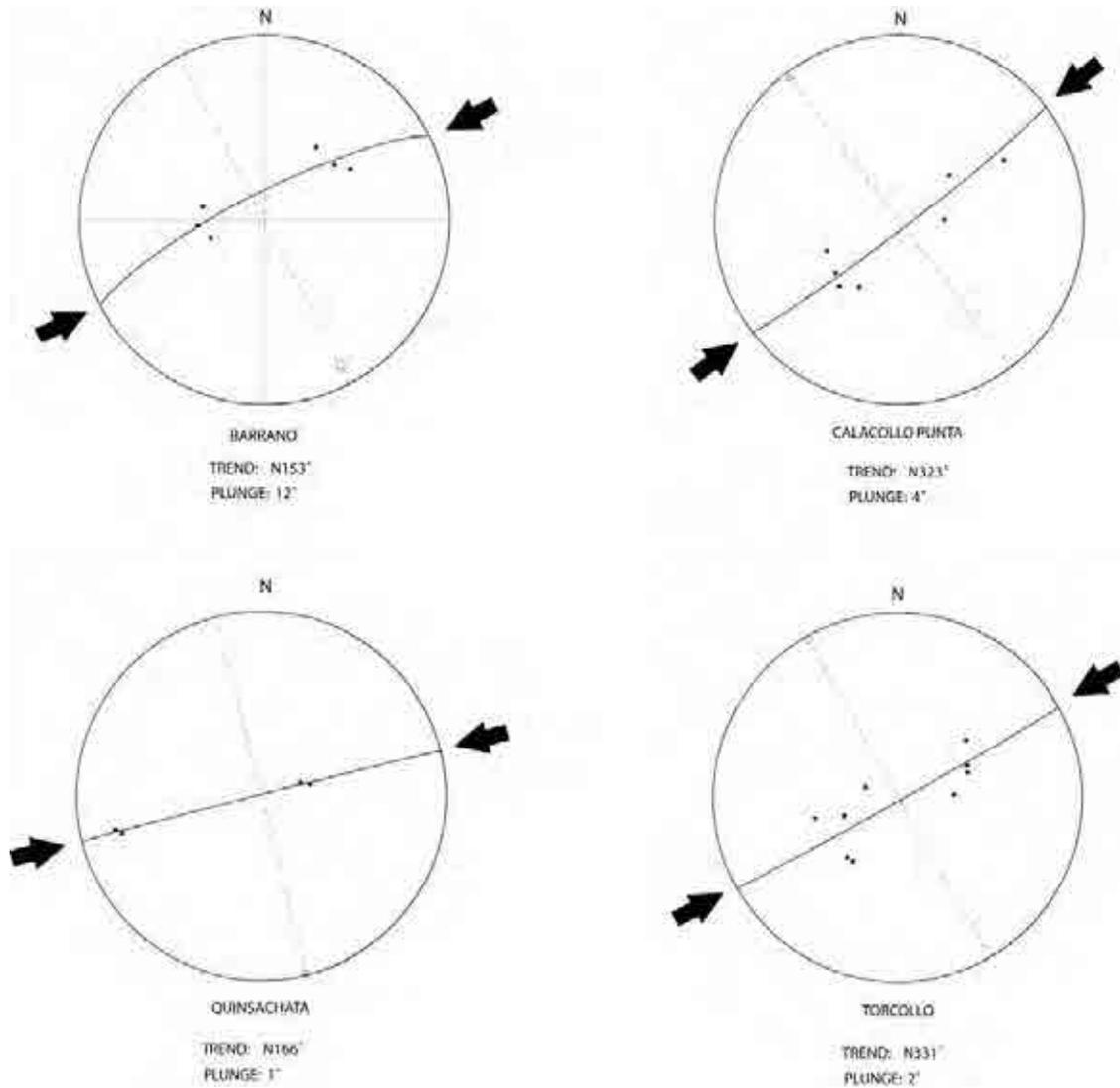


Fig. 7.17.- Análisis de pliegues para el sinclinal del río Barrano, el anticlinal Calacollo Punta, el anticlinal Quinsachata y el anticlinal Torcollo. Los puntos negros son la representación en polos de los flancos de los pliegues que se han analizado. Las flechas negras representan la dirección de acortamiento, y en línea punteada se tiene la dirección del pliegue (trend) y el cabeceo (plunge) está dado por el círculo blanco que se encuentra en la línea punteada.

El Sinclinal de Condoroma

A lo largo de todo el borde oeste de la cuenca Condoroma aflora una de las estructuras más grandes, mejor expuesta y de mayor continuidad en el área de estudio, el Sinclinal de Condoroma.

Este pliegue asimétrico (Fig. 7.18-A), que tienen el flanco oeste con mayor ángulo de buzamiento, haciéndose más suave hacia el borde este de la cuenca, es un pliegue cilíndrico sinsedimentario con el Miembro superior de la cuenca Condoroma, este origen contemporáneo a la sedimentación es evidenciado por las discordancias progresivas (Fig. 7.18-B) que se observan en el sector cercano a Chichas entre el cerro Irupampa y la quebrada de Laca.

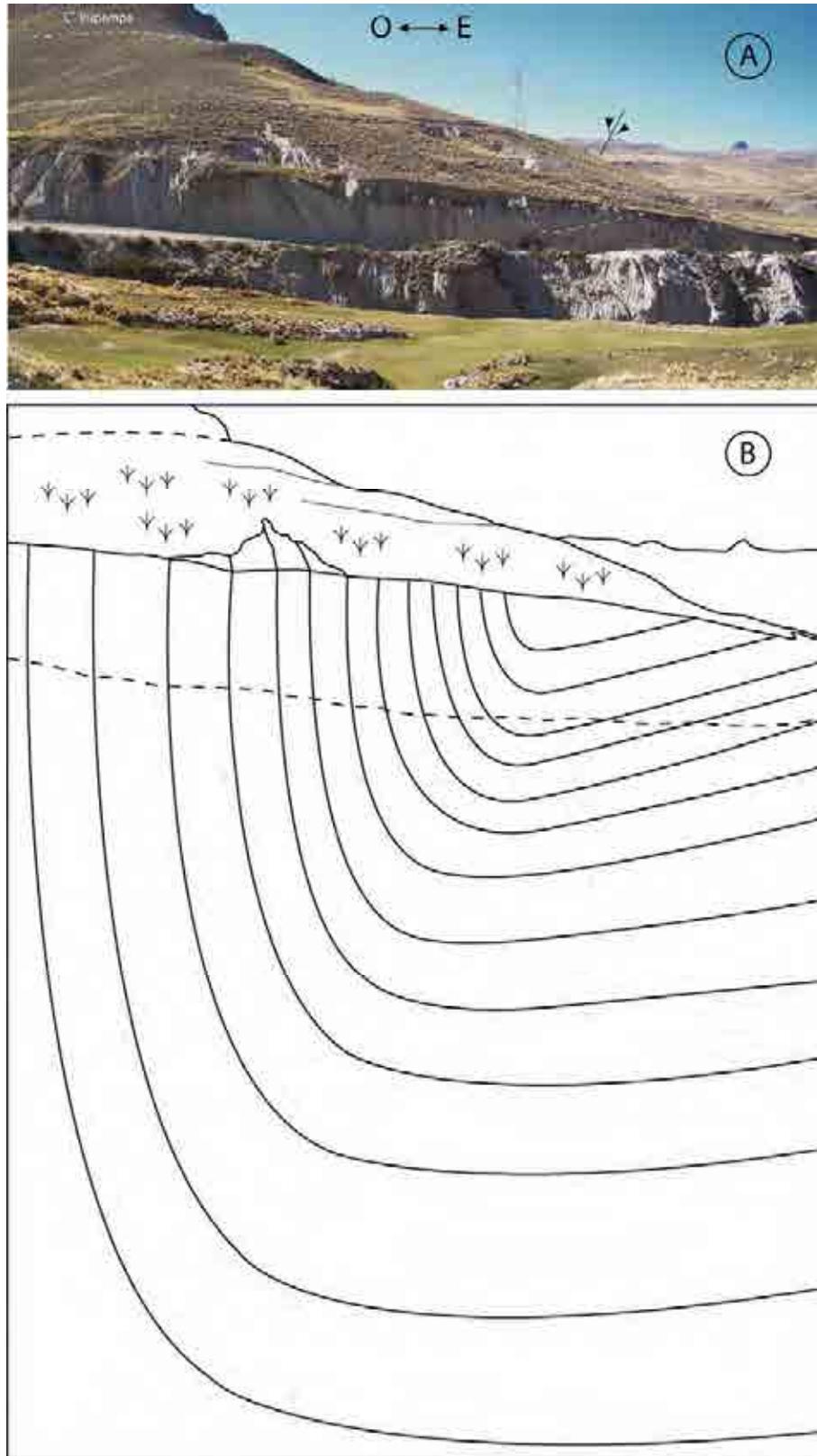


Fig. 7.18.- En la Fig. 7.18-A se observa el Sinclinal de Condoroma, cerca al poblado de Chichas. En la Fig. 7.18-B se representa esquemáticamente la discordancia progresiva que afecta al Miembro C de la cuenca Condoroma, ya que las capas aumentan de espesor de oeste a este en el sinclinal de Condoroma. La línea discontinua es el límite inferior de la Fig 7.18-A en la Fig. 7.18-B.

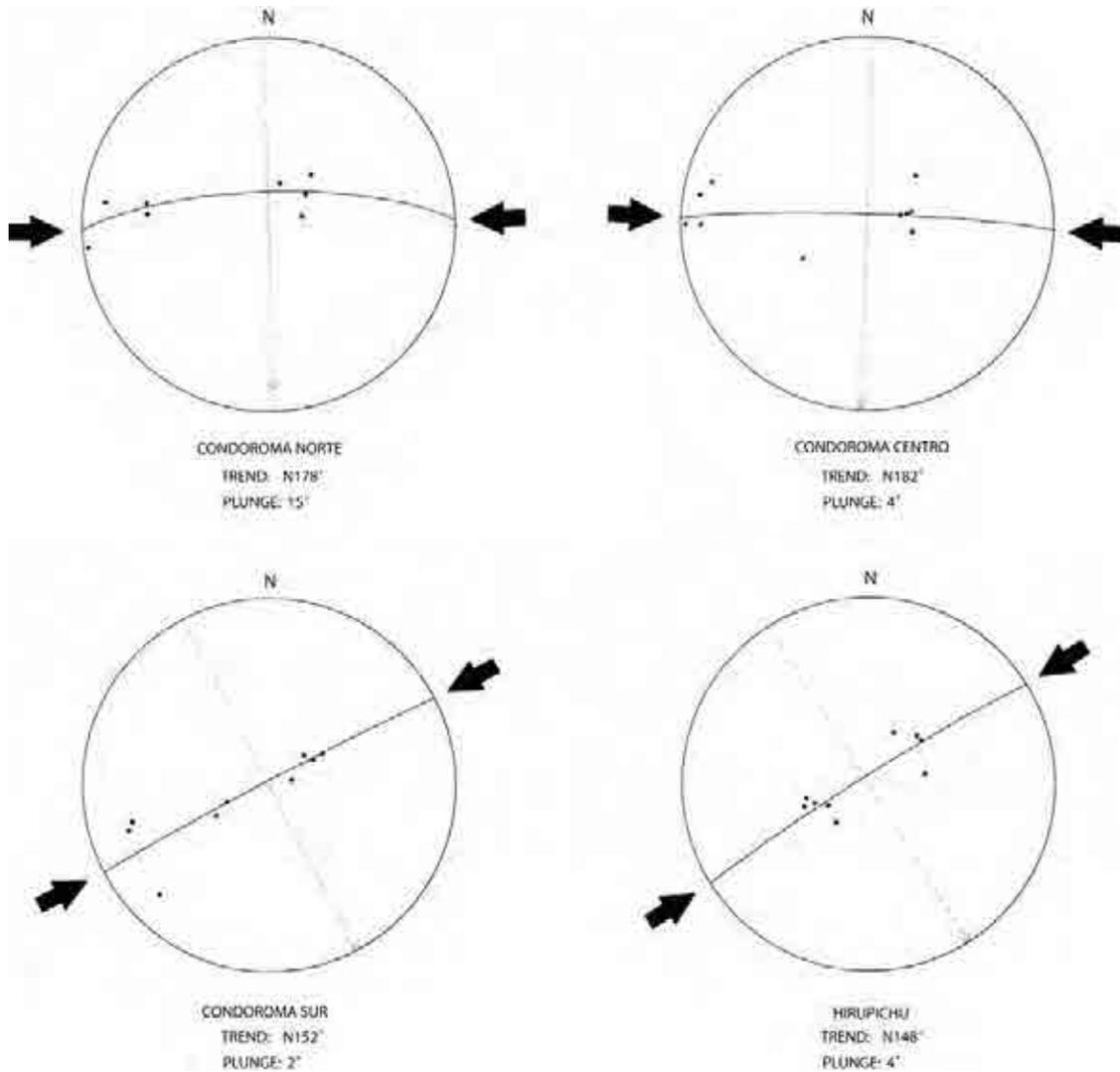


Fig. 7.19.- Análisis de pliegues para el sinclinal de Condoroma en sus zonas norte, centro y sur, y para el anticlinal de Hirupichu. Los puntos negros es la representación en polos de los flancos de los pliegues que se han analizado. Las flechas negras representan la dirección de acortamiento, y en línea punteada se tiene la dirección del pliegue (trend) y el cabeceo (plunge) está dado por el círculo blanco que se encuentra en la línea punteada.

En la zona norte del Sinclinal de Condoroma (Fig. 7.18-A), en el sector de Chichas se tienen medidas del sinclinal que da un valor de N178° y plunge 15° (Fig 7.18-A), (Fig. 7.19). En la zona central el Sinclinal de Condoroma sigue siendo asimétrico pero tiende a disminuir el buzamiento en el flanco este (N182°, plunge 4°), (Fig. 7.19). Mientras que para la zona sur el Sinclinal de Condoroma tiende a volverse ligeramente más simétrico al disminuir en buzamiento su flanco oeste (N152°, plunge 2°), (Fig. 7.19).

El Anticlinal de Hirupichu

En la zona este del área de estudio se encuentra el Anticlinal de Hirupichu (Fig. 7.1), que es el pliegue de mayor extensión fuera de la cuenca, ubicándose en el centro volcánico Hirupichu. En la zona NE cerca de la carretera se tienen medidas del anticlinal, que nos da un valor de N 148° y plunge 4° (Fig. 7.19) (Fig. 7.20).



Fig. 7.20.- Se observa el anticlinal de Hirupichu. En (1) se observan depósitos de flujos de lavas que marcan los flancos del anticlinal de Hirupichu. En (2) se encuentra el centro volcánico Hirupichu. Vista hacia el sur, tomada desde la carretera Chichas-Condoroma.

En conclusión, la dirección principal de los pliegues varía entre N-S y NO-SE, que son paralelas a las fallas Irupampa y Tolapucyura (Fig. 7.1). Los diagramas de las figuras 7.17 y 7.19 indican que para la zona de Condoroma norte y centro la dirección de esfuerzos es casi E – O, para la creación de estas estructuras, mientras que para la zona sur de la cuenca Condoroma y para los pliegues que se encuentran fuera de la cuenca la dirección de esfuerzos es NE – SO.

El sinclinal de Condoroma, muestra una deformación sinsedimentaria, que se evidencian por las discordancias progresivas que se encuentran en el Miembro C, en general estos pliegues sinsedimentarios están caracterizados por ser los de mayor extensión. Los pliegues que no muestran estructura sinsedimentaria, están restringidos al norte de la cuenca y afectan al Miembro B.

7.3. DESCRIPCIÓN Y UBICACIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES

7.3.1. SECCIÓN ESTRUCTURAL A-A'

Esta sección (Fig. 7.21) se encuentra ubicada al norte de la Cuenca Condoroma, tiene una orientación OSO-ENE con una longitud aproximada de 8 Km. Comienza en la margen izquierda del río Colca-Condoroma y termina en la quebrada Barrano.

Al oeste se aprecia al Grupo Tacaza en contacto con la Formación Condoroma por intermedio de la Falla Irupampa. Este contacto se ve claramente en el campo y es conspicuo en las fotografías aéreas e imágenes satelitales. La Falla Irupampa, con vergencia al este, y vista como sinextral-inversa, controla por una parte, los afloramientos del Gpo. Tacaza y por otra parte, de la Formación Condoroma. Sellando a la Falla Irupampa y en discordancia angular sobre la Formación Condoroma se encuentran los depósitos subhorizontales del evento Cailloma (Np-Ca/4). Al este de la Falla Irupampa se encuentra a la Formación Condoroma, la cual forma el Sinclinal de Condoroma y el Anticlinal Huambuyo, finalmente, conforme se va hacia el este las capas del Miembro B de la Formación Condoroma buzan hacia el oeste formando un monoclinal hasta la Falla Barrano. La Falla Barrano, con vergencia al este, y vista como inversa, hace repetir al Miembro B de la Formación Condoroma, que se encuentra hacia el este en leve discordancia sobre los depósitos volcánicos del evento Nm-ja/2. Esta unidad forma el Anticlinal de Hirupichu hacia la zona más Oriental de la sección.

7.3.2. SECCIÓN ESTRUCTURAL B-B'

Esta sección se encuentra ubicada en la parte norte de la Cuenca Condoroma, tiene una orientación OSO-ENE con una longitud aproximada de 12 Km (Fig 7.22). Se inicia en la margen izquierda del río Colca-Condoroma y termina en el flanco derecho del mismo río, pasando por la ciudad de Chichas.

Al oeste se encuentra la Formación Hualhuani, fuertemente plegada, cuyos pliegues se encuentran con vergencia al oeste a excepción del Anticlinal Tacu Condori que verge levemente hacia el este, que puede inferir que es en este punto donde comienza el dominio de fallas con vergencia al este. Hacia la Falla Irupampa se observan que las capas de la Formación Condoroma se encuentran en posición vertical a invertidas, formando el Sinclinal de Condoroma conforme se avanza hacia el este. El flanco oriental de la Cuenca Condoroma se encuentra en leve discordancia angular sobre el Gpo. Tacaza que forma el Anticlinal Huambuyo. Siguiendo al este se tiene a la Falla Barrano que sigue afectando al Miembro B de la Formación Condoroma, aquí es donde los pliegues comienzan a amortiguar ya que no existe una deformación conspicua hacia el este de la Falla, sino solo las leves discordancias progresivas. Hacia la parte más oriental de la sección se observa a las rocas volcánicas del evento Nm-ja/2 que se encuentran formando el Anticlinal de Hirupichu.

7.3.3. SECCIÓN ESTRUCTURAL C-C'

Esta sección se encuentra en la parte central de la cuenca Condoroma, está orientada oeste-este y tiene una longitud de 17 Km siendo la sección de mayor longitud en la presente Tesis. Se inicia en el cerro Condorsayana al límite oeste de la zona de estudio y termina en el cerro Hirupichu al límite este de la zona de estudio.

Al oeste aparece la falla Tolapucyura con vergencia al oeste (Fig. 7.23), que afecta a las calizas de la Formación Arcurquina y a la Formación Hualhuani, esta última se encuentra con intenso plegamiento hasta el contacto con el Gpo. Tacaza donde las estructuras cambian su vergencia hacia el este. Hacia el este de la Falla Irupampa se encuentra el Sinclinal de Condoroma, es en esta zona central donde alcanza su máximo espesor con casi 1200 m, hacia el este de la cuenca no aflora la falla Barrano pero se infiere que se encuentra formando el sinclinal Huambuyo en profundidad como un pliegue de propagación de falla. El flanco oriental de la cuenca Condoroma se encuentra discordante y en *onlap* sobre el Gpo. Tacaza. En la parte más oriental de la sección se encuentran el Anticlinal de Hirupichu y el centro volcánico Hirupichu respectivamente, los cuales se encuentran probablemente asociados a estructuras *en echelón* paralelas a la falla Barrano e Irupampa, que se encuentran en profundidad, como es el caso de la falla Barrano que en la parte central de la cuenca no se observan sus afloramientos.

En este corte se interpreta, que el sistema de fallas Condoroma es del tipo de rumbo, formando una estructura en flor, donde el borde ONO de la Cuenca Condoroma es activo, en cambio el borde SE es más estable.

7.3.4. SECCIÓN ESTRUCTURAL D-D'

Esta sección se encuentra en la parte sur de la cuenca Condoroma, está orientada SO-NE y tiene una longitud aproximada de 9 Km. Comienza en la margen izquierda del río Colca-Condoroma y termina en la margen derecha del mismo río.

Al oeste se encuentran las rocas volcánicas del Gpo. Tacaza (Fig. 7.24) que se encuentran en contacto con el Miembro C de la Formación Condoroma por intermedio de la Falla Irupampa, al este de la falla se encuentra el Sinclinal de Condoroma, en esta sección solo aflora el Miembro C de la Cuenca Condoroma, cuyo flanco este termina en *onlap* y leve discordancia angular sobre el Gpo. Tacaza.

Los no afloramientos de los Miembros A y B de la Formación Condoroma, nos pueden indicar que los límites de la cuenca para esa época se encontraban más al norte, y solo el Miembro C se ha depositado más al sur, lo cual significa que la sedimentación en el sur de la cuenca ha empezado alrededor de los 13-14 Ma, el cual viene a ser representado por una ampliación en el tamaño de la cuenca.

7.3.4. SECCIÓN ESTRUCTURAL E-E'

Esta sección se encuentra en el borde más hacia el sur de la cuenca Condoroma, está orientada SO-NE, tiene una longitud aproximada de 7 Km y es en general muy similar a la sección D-D'. Comienza en la margen izquierda del río Colca-Condoroma y termina en la margen derecha del mismo río.

Al oeste (Fig. 7.25) se encuentran las rocas volcánicas del Gpo. Tacaza (Evento Quinsachata) con un buzamiento suave (20-10 grados) hacia el este, que conforme se avanza en la sección hacia la falla Irupampa, va incrementando su inclinación. En la sección solamente afloran los depósitos del Miembro C de la Formación Condoroma, en discordancia progresiva-angular sobre el Gpo. Tacaza.

Esta sección evidencia la colmatación de la cuenca hacia al sur para los estadios finales de su evolución (13-5 Ma aproximadamente).

7.4. CONCLUSIONES

El substrato de la cuenca Condoroma presenta rocas que pertenecen al dominio tectónico-paleogeográfico del alto estructural Condoroma-Cailloma (Carlotto et al, 2002; Velarde et al, 2004). este dominio está caracterizado por la presencia de fallas de importancia regional. Estas fallas afloran principalmente en la zona NNO del área de estudio siendo la falla Tolapucyura y la falla Tolapata las más importantes.

La Falla Tolapucyura de dirección NNO y vergencia al oeste, posee una cinemática de tipo sinextral-inversa, constituye una estructura anterior a la cuenca Condoroma, ya que ha controlado los depósitos oligocénicos de la unidad Tisco. En el trazo de esta falla afloran los depósitos cretácicos de la Formación Arcurquina. Esta falla antigua y probablemente profunda controla el flanco este del alto Condoroma-Cailloma.

La Falla Tolapata es una falla casi paralela a la Falla Tolapucyura y se le considera una componente de esta. La Falla Tolapata puede haber controlado durante el Oligoceno inferior, los depósitos volcanoclásticos del Gpo. Tacaza. Constituye el flanco oeste del alto Condoroma-Cailloma y pone en contacto a la Formación Hualhuani con el Gpo. Tacaza.

La cuenca Condoroma es de dirección NNO-SSE, tiene una forma romboédrica alargada y está limitada al oeste por la falla Irupampa. Al este y al sureste se encuentra limitada por paleorelieves, formados por rocas Cenozoicas.

En la cuenca Condoroma se han reconocido 3 miembros, que son afectados por estructuras tectónicas principalmente pliegues y discordancias progresivas, y localmente por fallas de poco desplazamiento. Existen dos fallas principales con cinemática de tipo sinextral-inversa. Estas fallas poseen un rumbo N-S a NNO-SSE, la falla Irupampa y la falla Barrano.

La falla Irupampa se le denomina así por encontrarse en el cerro Irupampa cerca a Chichas, tiene una dirección NNO-SSE que conforme se prolonga al sur se produce un cambio en su dirección a NO-SE. Esta falla pone en contacto las rocas volcánicas del Gpo. Tacaza (Oligoceno) con las rocas de la Formación Condoroma (Mioceno), este contacto se ve claramente en el campo y es conspicuo en las fotografías aéreas e imágenes satelitales, la falla ha tenido un comportamiento de tipo sinextral con leve componente inversa como así lo demuestran los datos de microtectónica en fallas cerca a la zona de estudio, sin embargo los análisis sedimentológicos, microtectónicos y paleogeográficos indican que esta falla estuvo bajo el dominio de un régimen compresivo de componente inversa importante para por lo menos dos épocas distintas una entre los 21-18 Ma y otra alrededor de los 13 Ma, los cuales controlaron la sedimentación y subsidencia de la cuenca Condoroma hasta los 5 Ma.

La falla Barrano, tiene una dirección NO-SE y una vergencia al NE, de tipo sinextral inversa, es una escama de la falla Irupampa que aflora dentro de la cuenca Condoroma, esta falla afecta a los miembros inferiores de la cuenca Condoroma (Miembro A y B) pero probablemente haya controlado la sedimentación de la base del Miembro C, lo que indica que se activó alrededor de los 13 Ma. Sin embargo se haya sellada por la parte superior del Miembro C (11-10 Ma). Estas evidencian junto con la flexión de NNO-SSE a NO-SE de la falla Irupampa, que hubo una migración de la deformación del NO al SE.

Los pliegues que afectan el borde oeste de la cuenca son de dirección N-S y también se flexionan hacia el sur (Sinclinal de Condoroma) en dirección NO-SE, en el caso de los pliegues anticlinales se probable que sean pliegues por propagación de falla, del sistema de fallas Condoroma-Cailloma.

Las fallas Tolapucyura e Irupampa, son interpretadas como grandes fallas de rumbo que han controlado la evolución geológica del área de estudio, al menos durante el Cenozoico, particularmente en el Mioceno. Igualmente es muy probable que controlen el emplazamiento de yacimientos más al NO (Cailloma, franja metalogenética Condoroma-Cailloma Carlotto et al, 2009).

En el Mioceno las fallas Tolapucyura, Tolapata, Irupampa y Barrano funcionan como un sistema de fallas de rumbo que además desarrollan un componente inverso debido a que se comportan como una estructura en flor positiva.

CAPITULO VIII

DINÁMICA DE LA CUENCA CONDOROMA

8.1. INTRODUCCIÓN

A partir del análisis sedimentológico, tectónico y magmático, se ha construido la evolución geodinámica de la cuenca Condoroma. Igualmente, se han realizado comparaciones con otras cuencas continentales neógenas del sur del Perú (Fig. 8.1). Finalmente, se ha utilizado el modelo de evolución geodinámica (Carlotto, 1998) para las cuencas neógenas de la región de Cusco, que ha sido tomado también por Cerpa & Meza (2001) para la cuenca Descanso-Yauri y Flores & Rodríguez (1999) para la cuenca Tinajani.

8.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA CONDOROMA

La evolución sedimentaria de la cuenca Condoroma (Mioceno inferior-Mioceno superior) puede ser representada en tres periodos que se relacionan a los tres miembros A, B y C de la Formación Condoroma.

La cuenca Condoroma es de dirección NO-SE, tiene una forma romboédrica alargada y está limitada al oeste por la falla Irupampa, que la separa de las unidades volcánicas del Grupo Tacaza. Al sureste se encuentra limitada por la prolongación de la falla Barrano mientras que al noreste se encuentra limitada por paleorelieves, formados por rocas cenozoicas pertenecientes al evento Palca.

El Miembro A (Fig. 8.2) (0 - 300 m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Condoroma que comienza alrededor de los 22 Ma con la instalación de abanicos aluviales en el borde noroeste. Para esta época, la cuenca Condoroma se encuentra dividida en dos subcuencas separadas por un paleorelieve en el centro de la cuenca de dirección NO-SE y compuesta por rocas volcánicas pertenecientes al Gpo. Tacaza que se le ha denominado localmente como Alto Laucada. Este paleorelieve restringe los aportes sedimentarios solo a la subcuenca de su flanco oeste, más no al este, ya que es rellenada únicamente por depósitos de flujos piroclásticos, es decir por aportes netamente volcánicos, lo cual evidenciaría que para esta época el borde oriental se encuentra estable.

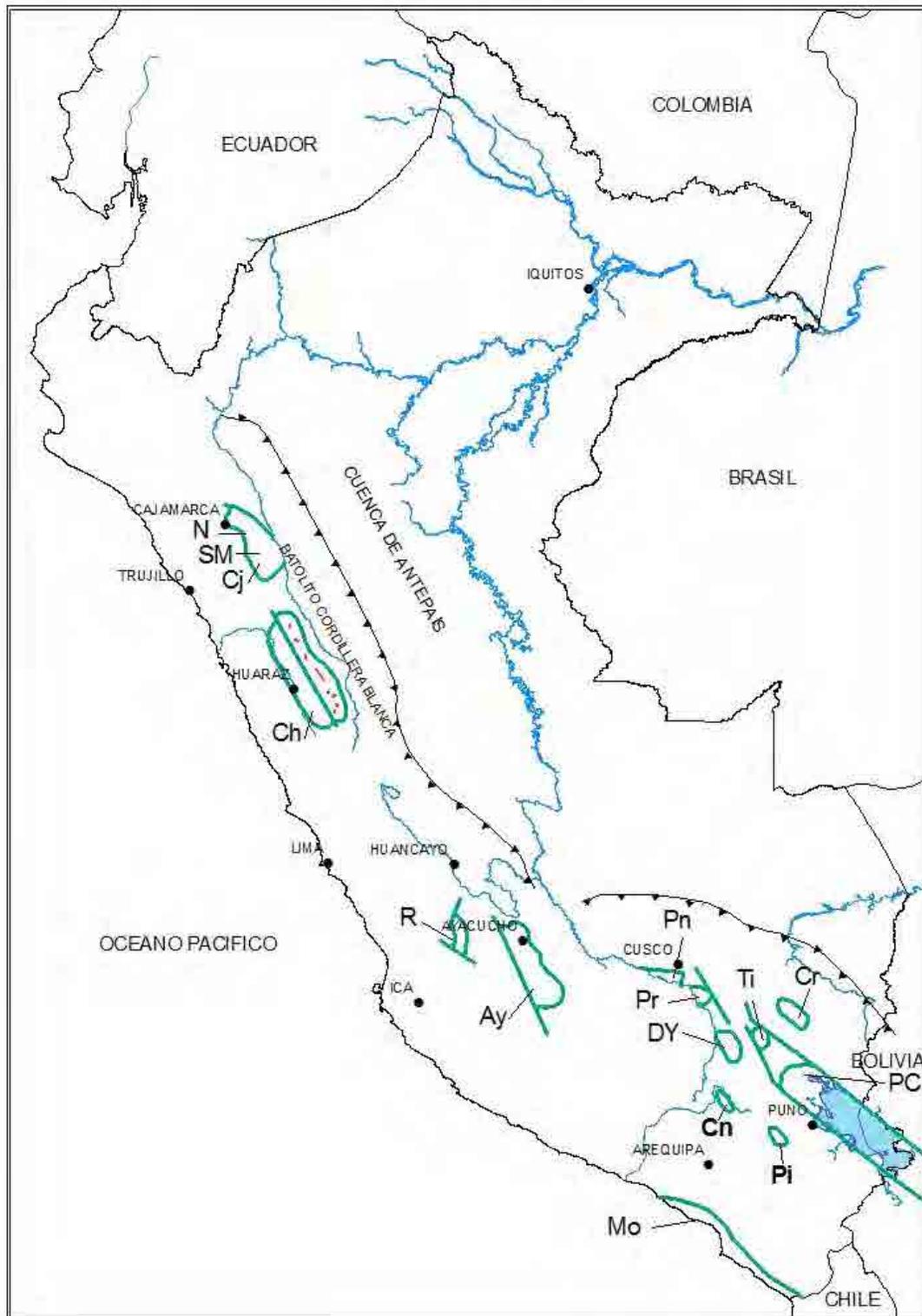


Fig. 8.1.- Ubicación de las Cuenas Neógenas: Cuenca Namora (N), Cuenca San Marcos (SM), Cuenca Cajabamba (Cj), Cuenca Callejón de Huaylas (Ch), Cuenca Rumichaca (R), Cuenca Ayacucho (Ay), Cuenca Punacancha (Pn), Cuenca Paruro (Pr), Cuenca Pusi-Capachica (PC), Cuenca Tinajani (Ti), Cuenca Moquegua (Mo), Cuenca Descanso Yauri (DY), Cuenca Crucero (Cr), Cuenca Pichacani (Pi) y Cuenca Condoroma (Cn). (Tomado de Marocco et al., 1995; Modificado por Carlotto 1998 y presente trabajo).

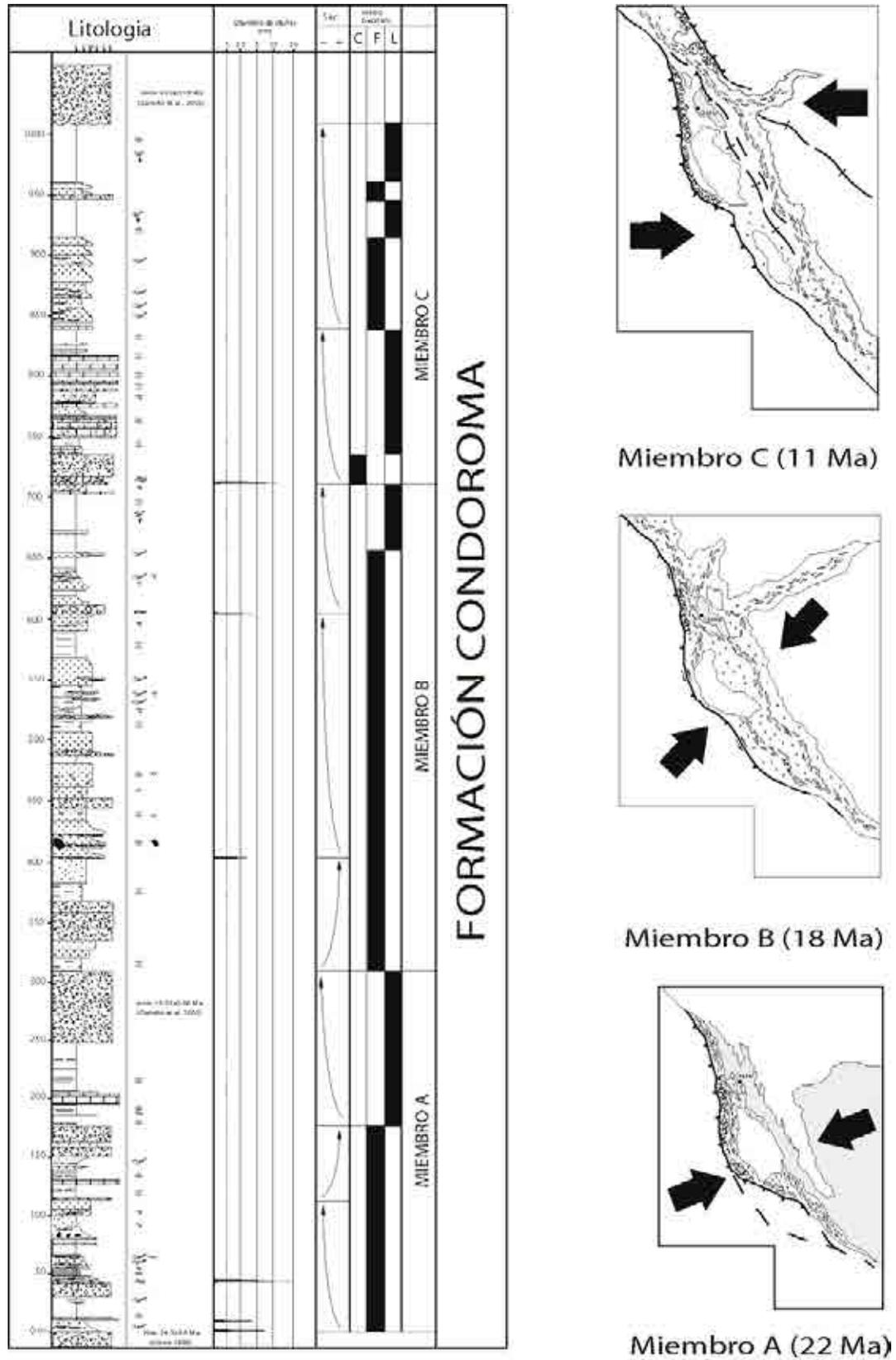


Fig. 8.2.- Columna estratigráfica y evolución paleogeográfica de la cuenca Condoroma.

El Miembro B (Fig. 8.2) (140 - 400 m) comienza alrededor de 18 Ma, con la instalación de un sistema fluvial trenzado procedente del sur-sureste, que era controlado por la zona sur de la falla Irupampa y por ríos tributarios a este que provenían del noreste. La actividad tectónica continúa ya que los ríos del Miembro B discurren paralelamente a la falla Irupampa que funciona con componente sinextral para este periodo. En la parte norte de la cuenca se formó un lago de mediana envergadura producto de la progradación de estos ríos entrelazados. Cabe resaltar que, para esta época, el Alto Laucada se había fraccionado producto de la erosión y afloraba en forma de islas.

El Miembro C (Fig. 8.2) (120 - 500 m) corresponde a la mayor parte del relleno de la cuenca. Comienza alrededor de los 12-13 Ma, con la instalación de un sistema fluvial principal proveniente del sureste, y de otro tributario procedente del este. La actividad en el borde noroeste continúa activa y cerca de ella se desarrollan algunos abanicos. Aproximadamente a los 11 Ma se produce un cambio en la dirección de compresión máxima, que contribuye a la generación de relieves al O-NO de la cuenca, generando la presencia de abanicos aluviales y la depositación de productos volcánicos. Posteriormente la sedimentación se hace lacustre sujeta a variaciones tectónicas y probablemente climáticas. La sedimentación lacustre continúa progresivamente hasta colmatar la cuenca, y exceder sus límites hacia el sur. En la zona noroeste sigue el dominio fluvial hasta que finalmente es sellada por la ignimbrita del cerro Irupampa (Evento Barroso-Cailloma) datado en 4.9 Ma (Fornari *in* Carlotto et al., 2002).

8.3. LA CUENCA DESCANSO-YAURI

La cuenca Descanso-Yauri (Cerpa & Meza, 2001) es de dirección NO-SE, tiene una forma romboédrica alargada y está limitada al Norte por la falla Descanso y las estructuras generadas por esta. Al Suroeste se encuentra limitada por paleorelieves, formados por rocas mesozoicas y cenozoicas. Al Este se encuentra en discordancia angular sobre las formaciones Anta y Ocoruro, pero aparentemente sella una falla de dirección NO-SE. Además, la falla Yauri-Ocoruro situada en la parte meridional de la cuenca, fue el borde de esta cuenca, hasta la base del Miembro C, luego sellada por el techo de este miembro.

El Miembro A (20-100 m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Descanso-Yauri (Fig. 8.3) que comienza alrededor de 20 Ma con la instalación de abanicos aluviales en el borde Noreste, controlados por la Falla Descanso, que crean relieves, en tanto el borde suroeste permanece estable y corresponde a la Falla Yauri-Ocoruro. Hacia la parte central y sur se desarrollan depósitos lacustres. Los abanicos aluviales progradan al sur a depósitos lacustres. A los 19 Ma ocurre un evento explosivo que deposita las tobas piroclásticas de Atunhuasi (~19 Ma) que sellan los depósitos del Miembro A. Casi contemporáneamente, sobre la Falla Descanso se emplaza el sill basáltico de Antacalla, cortando rocas del substrato.

El Miembro B (50-700 m), corresponde a la mayor parte del relleno sedimentario de la cuenca (Fig. 8.3) y se halla en fuerte discontinuidad y discordancia erosiva sobre el Miembro A. La evolución de este miembro se caracteriza por que la procedencia de los sedimentos es principalmente del sureste y sur, es decir que posiblemente se activa la falla Yauri-Ocoruro. Alrededor de los 18 Ma, se reinicia la sedimentación en la cuenca, con la instalación de un sistema fluvial y de pequeños lagos particularmente en la parte central y al noroeste. En el borde NE de la cuenca, y debido a la Falla Descanso, la actividad tectónica debía ser continua desde los 20 Ma, ya que los ríos del Miembro B discurrían por el eje de los sinclinales que se habían formado entre 19 y 18 Ma, afectando a los conglomerados del Miembro A.

Los depósitos fluviales del Miembro B muestran discordancias progresivas, solo en el borde norte. La sedimentación del Miembro B parece haber durado hasta los 13-12 Ma.

La sedimentación del Miembro C (50-200), comienza alrededor de 12 Ma, con la instalación de ríos trenzados que evolucionan a un sistema fluvial (Fig. 8.3), procedentes del sureste y del suroeste, debido a la activación del borde sur, es decir la falla Yauri-Ocoruro, donde localmente se desarrollaron abanicos aluviales y discordancias progresivas. El borde noreste continua activo por efecto de la falla Descanso y cerca de ella se desarrollan algunos abanicos. Esta sedimentación es contemporánea de una actividad volcánica explosiva datada en 11.5 Ma (Toba Yauri). Posteriormente, la sedimentación se hace lacustre, sellando discordancias progresivas del borde sur y además sellando la Falla Yauri-Ocoruro, para extenderse mucho más al sur, directamente sobre el substrato mesozoico o del batolito Andahuaylas-Yauri. La sedimentación lacustre del Miembro C parece durar hasta alrededor de 10-9 Ma o tal vez 8 Ma.

8.4. LA CUENCA TINAJANI

La cuenca Tinajani (Flores & Rodríguez, 1999) tiene una forma rombohédrica alargada de dirección NO-SE. El borde sur está controlado por el sistema de fallas Pasan, el borde noreste está limitado por la falla Ayaviri y el borde noroeste de la cuenca está limitado por la falla Huisachita.

La evolución sedimentaria de la cuenca Tinajani (Fig. 8.4) se dividió en dos períodos que corresponden a dos Miembros (Flores & Rodríguez, 1999). El primer período (Miembro inferior) corresponde al inicio de la cuenca Tinajani que comienza alrededor de los 28 Ma, en relación con movimientos sinestrales inversos y con la instalación de depósitos de abanicos aluviales, en el borde sur, controlados por las fallas Pasan y Surimarca. En la parte distal (norte) se desarrollan depósitos lacustres. Posteriormente, las fallas Pasan y Surimarca se habrían estabilizado, siendo la Falla Ayaviri la que habría controlado la sedimentación fluvial que proviene del noreste.

El segundo período corresponde al relleno de la cuenca (Miembro superior) que se inicia alrededor de los 20 Ma y que produce el juego inverso de las fallas Pasan y Ayaviri, que controlaban la cuenca, debido a una compresión NE-SO. Los relieves creados por las fallas permiten alimentar una sedimentación de abanicos aluviales y ríos proximales que progradan al norte. En este período y asociado a las fallas inversas de Pasan y Surimarca (al sur) se producen pliegues NO-SE y discordancias progresivas que caracterizan el cierre de la cuenca.

8.5. LA CUENCA PICHACANI

La cuenca Pichacani (8.5), tiene una forma alargada de dirección NO-SE. El borde este se encuentra limitado por el sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto, 1998), mientras que en su límite oeste se encuentra limitado por rocas mesozoicas del Gpo. Yura. En el trabajo de Cuellar, (2001), el Gpo. Maure (relleno de la cuenca Pichacani) está dividido en 5 Miembros, los cuales son diferenciados por litología y ambiente deposicional.

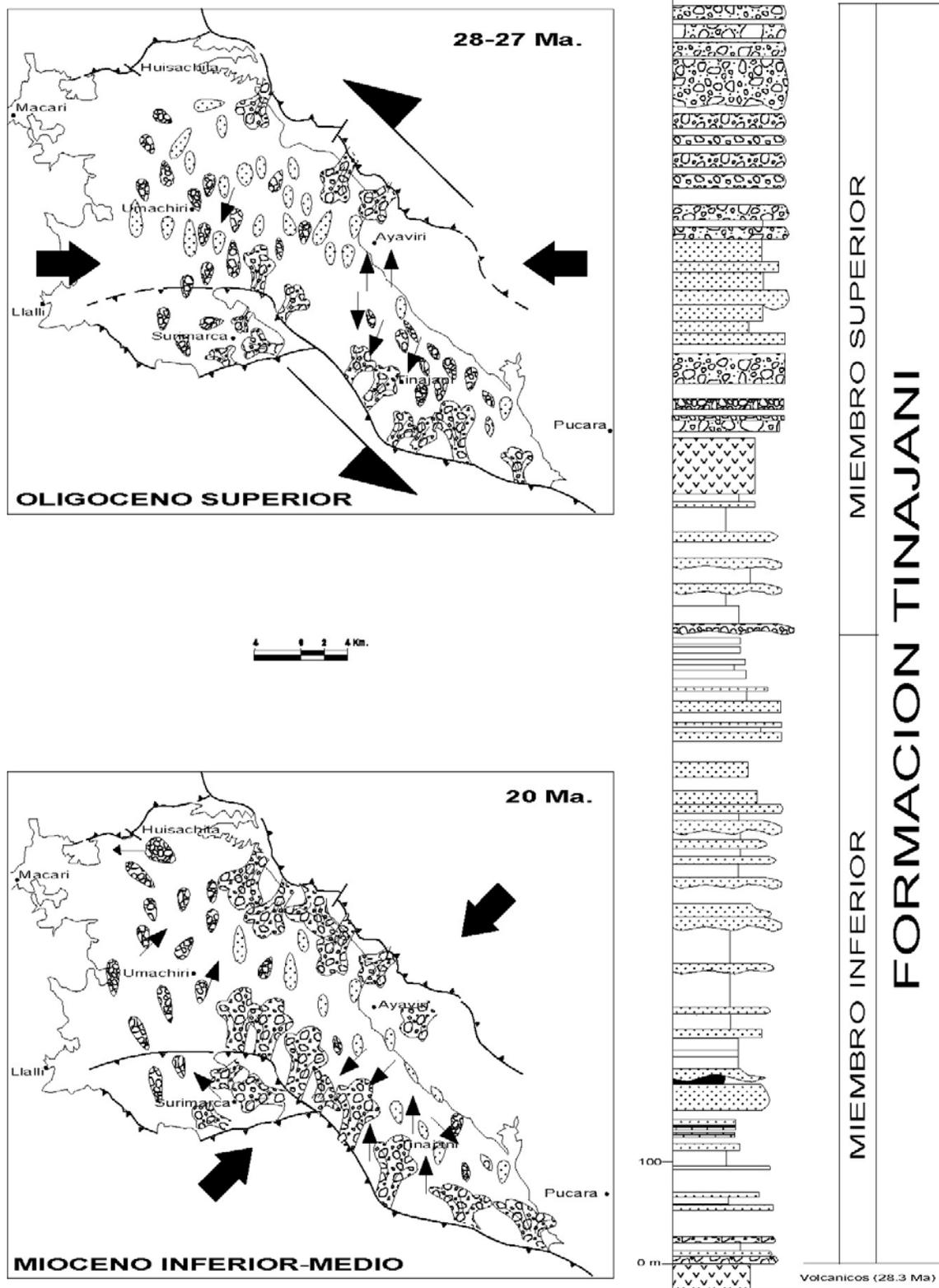


Fig. 8.4.- Columna estratigráfica y evolución paleogeográfica de la cuenca Tinajani (Tomado de Flores & Rodríguez, 1999).

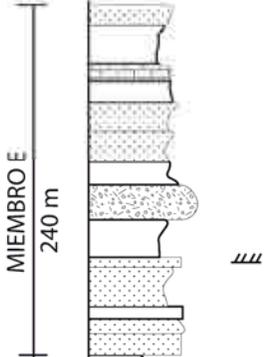
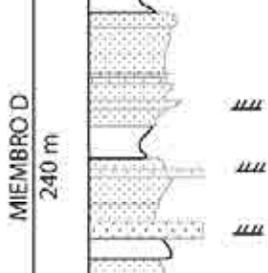
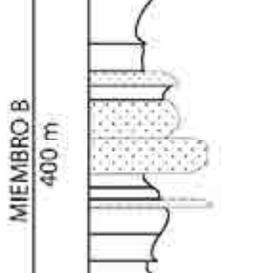
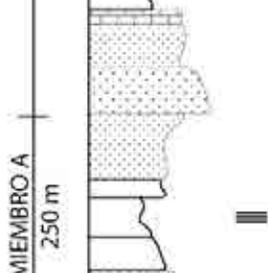
LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN
 <p>MIEMBRO E 240 m</p>	<p>Caliza marrón. Areniscas de grano medio y de coloraciones verdes, grises y rosadas. Colada volcánica. Areniscas de grano medio a fino y de coloraciones verdes, grises y amarillentas.</p>
 <p>MIEMBRO D 240 m</p>	<p>Lutitas verdes. Areniscas grises. Calizas marrones. Lutitas verdes. Laminación oblicua plana Microconglomerados grises con clastos separados, matriz tobácea y laminación oblicua plana. Areniscas de grano medio a fino y de coloraciones verdes, blancas, anaranjadas y grises.</p>
 <p>MIEMBRO C 47 m</p>	<p>Laminación horizontal. tobas blanquecinas soldadas con pomez, biotita y fragmentos líticos volcánicos. Lutitas masivas rojas y amarillentas.</p>
 <p>MIEMBRO B 400 m</p>	<p>Areniscas gris claras de grano medio. Areniscas verdes de grano grueso a medio. Lutitas verdes y violáceas. Calizas marrones. Areniscas verdes de grano medio. Areniscas verde-amarillentas de grano grueso.</p>
 <p>MIEMBRO A 250 m</p>	<p>Areniscas de grano grueso con matriz tobácea de color verde. Calizas gris claras. Lutitas masivas verdes y violáceas. Areniscas verdes y amarillentas de grano medio a fino. Areniscas de grano medio gris claras.</p>

Fig. 8.5.- Columna estratigráfica del Gpo Maure (Pichacani) tomado de Cuellar, 2001.

El primer miembro está representado por secuencias granocrecientes de ambientes fluvio-lacustres de grano fino. El segundo miembro es mucho más fluvial, el cual se ve representado en una mayor concentración de canales a su vez que la composición litológica en general es de arena gruesa y conglomerados. El tercer miembro es una ignimbrita de 47 metros de espesor la cual sella los miembros inferiores. El cuarto miembro viene a estar representado por intercalaciones de areniscas finas y lutitas lo cual nos indica nuevamente la presencia de un ambiente lacustre o de extensas llanuras de inundación generados por ríos de alta sinuosidad. En la localidad de Huacochullo al se tienen dos dataciones K/Ar (Klinck et al., 1986) en una toba al tope de la columna las cuales son de 8.0 ± 0.4 Ma y 8.8 ± 0.4 Ma. Siendo la cuenca Pichacani de edad Miocena.

8.6. LA CUENCA PUNACANCHA DE CUSCO

La cuenca Punacancha situada al sur de Cusco (Fig. 8.6), tiene una forma romboédrica alargada NO-SE y es controlada en su borde SO por la falla Anyarate-San Juan de Quihuares. La Formación Punacancha (1200-5000 m) que representa el relleno de la cuenca es considerada de edad Oligoceno superior-Mioceno medio (Carlotto, 1998). Esta cuenca se caracteriza por tener dos etapas de evolución (Carlotto, 1998). El inicio del relleno sedimentario y el cierre de la cuenca. La aparición de movimientos de rumbo sinistral a lo largo de la falla San Juan de Quihuares permite la creación de la cuenca. Estos movimientos estarían ligados a un evento tectónico que aparece alrededor de los 28-26 Ma. Una red hidrográfica estará ligada al levantamiento de los bordes, particularmente del borde norte. Una actividad volcánica es contemporánea del inicio de la sedimentación.

Un cambio paleogeográfico está indicado por la llegada desde el sur de depósitos fluviales gruesos. Este borde se hace más activo. Este cambio paleogeográfico está acompañado de una discordancia erosiva y la formación de discordancias progresivas en el borde sur de la cuenca, todo esto relacionado a un evento tectónico que se desarrolla alrededor de 20 Ma. Posteriormente la cuenca está caracterizada por la progradación de medios cada vez más proximales.

8.7. LA CUENCA PARURO DE CUSCO

La cuenca Paruro (Jaimes & Romero, 1998; Carlotto, 1998) está situada al sur de Cusco, tiene una dirección noroeste-sureste ligeramente paralela a las estructuras que afectan el substrato de la cuenca (Fig. 8.7). Tiene una forma romboédrica alargada, y está limitada al suroeste por la falla Yaurisque-Papres-Acomayo.

Esfuerzos tectónicos que se producen alrededor de los 12-10 Ma, generaron y reactivaron fallas de rumbo-sinestrales provocando una depresión romboédrica (cuenca Paruro). Sobre esta depresión se depositaron tobas volcánicas (10.1 ± 1.1 Ma, K/Ar sobre biotitas, Carlotto, 1998) donde posteriormente se tiene la instalación de conos aluviales en los bordes de la cuenca, evolucionando progresivamente a depósitos fluviales arenosos y pequeños lagos, formando una megasecuencia decreciente (Secuencias A, B, C). Los pliegues sinsedimentarios NNO-SSE con ejes de acortamiento $N55^\circ$ a $N85^\circ$ que afectan a las secuencias A y B, podrían estar en relación con movimientos de rumbo-sinistral a lo largo de la Falla Yaurisque-Papres-Acomayo.

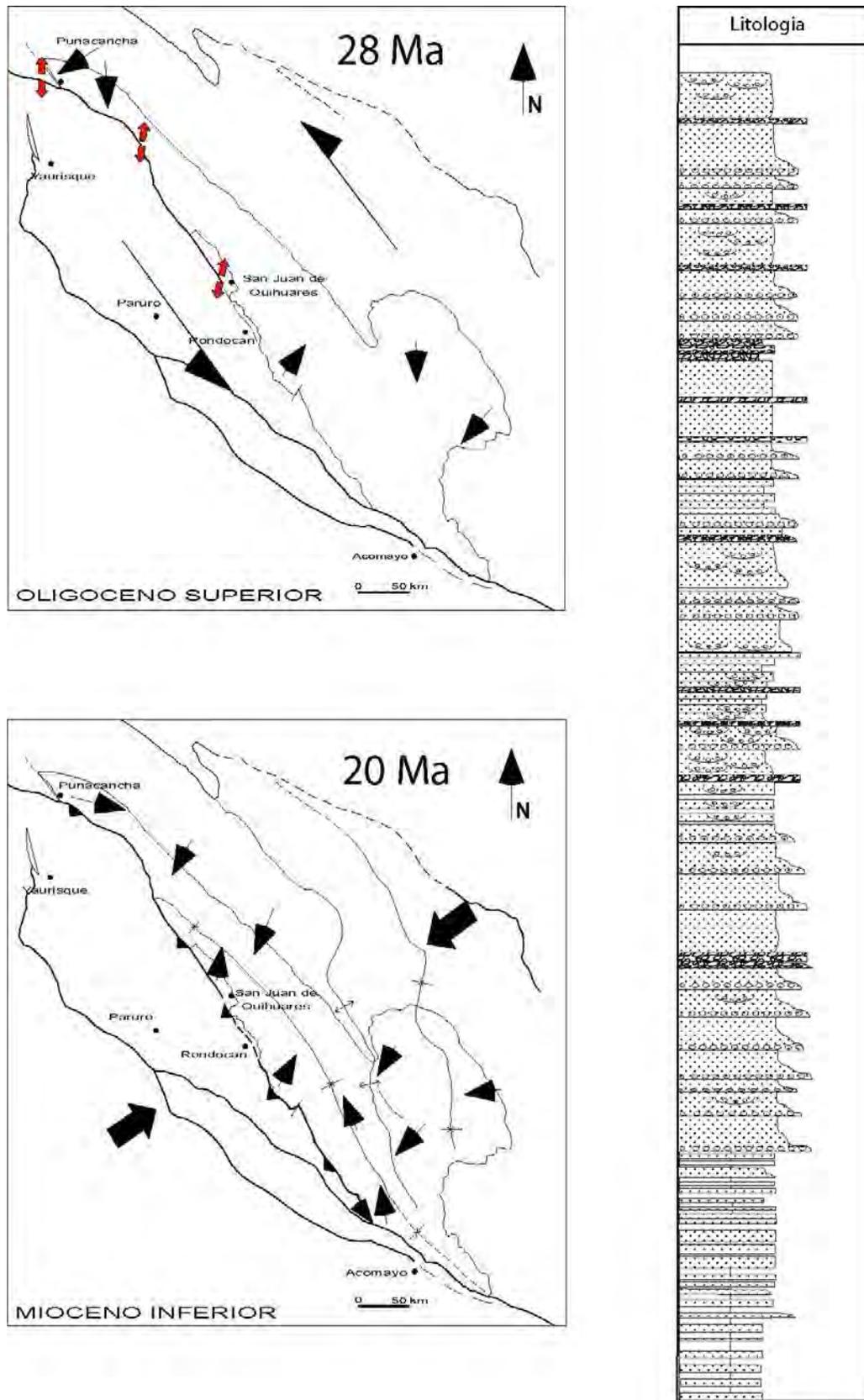


Fig. 8.6.- Columna estratigráfica y evolución paleogeográfica de la Formación Punacancha (Tomado de Carlotto, 1998).

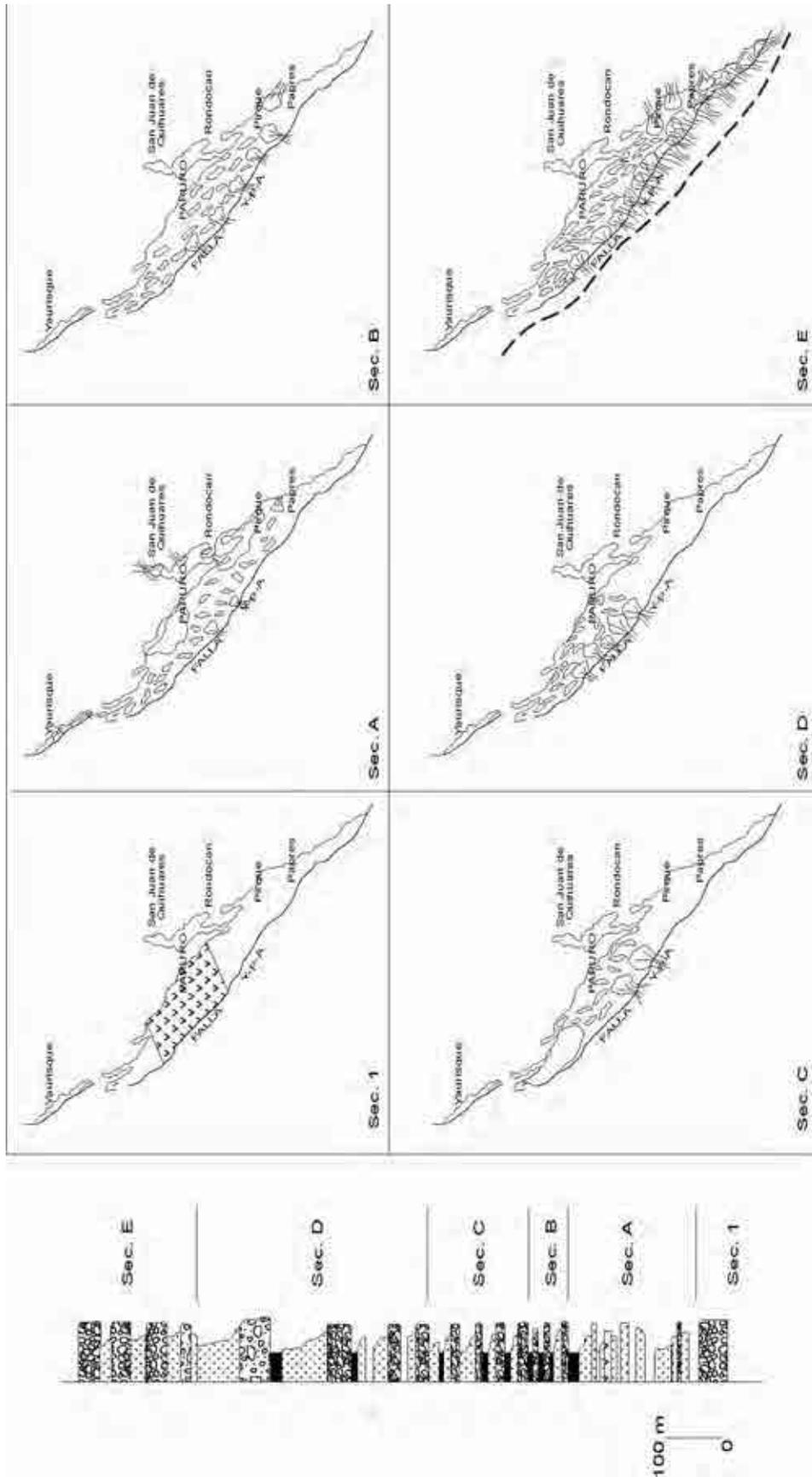


Fig. 8.7.- Columna estratigráfica y esquemas paleogeográficos de la Formación Paruro. (Jaimes & Romero, 1996)

Posteriormente la cuenca en proceso de relleno, sufre cambios en las condiciones tectónicas y por lo tanto en la evolución sedimentaria, la que se desarrolla alrededor de 7-6 Ma que forma ahora una megasecuencia grano-estratocreciente. En la cuenca se instala nuevamente un sistema fluvial de ríos entrelazados conglomerádicos relativamente proximales y progradantes (Secuencia D). El NO-SE con ejes de acortamiento actuales N26° a N°45. El sistema fluvial conglomerádico proximal es programado por un sistema de conos aluviales cada vez más importante, proveniente del borde SO (Secuencia E) y con relación al juego, ahora inverso de la falla Yaurisque Papres-Acomayo que va a producir el cierre de la cuenca Paruro. Los pliegues NO-SE las discordancias en la secuencia E, estarían en relación con este paroxismo tectónico.

8.8. EVOLUCIÓN DE LA CUENCAS NEÓGENAS DE LA REGIÓN

Del estudio y los modelos de evolución de las cuencas neógenas descritas se puede deducir la existencia de varias etapas de desarrollo y relacionarlas a la cinemática de placas.

OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (28-22)

Para esta época se inicia la sedimentación y desarrollo de las cuencas Tinajani y Punacancha. Estas cuencas localizadas sobre el Altiplano y al límite del Altiplano-Cordillera Oriental, presentan una etapa de apertura ligada principalmente a movimientos sinestrales en transtensión o transpresión a lo largo de las fallas que la delimitan (Carlotto, 1998; Flores & Rodriguez, 1999). Estos movimientos sinestrales son producidos por esfuerzos regionales casi E-O, los que coinciden con la dirección del movimiento de la placa de Nazca para esta época (Carlotto, 1998). En efecto, alrededor de 28-26 Ma, se tiene una reorganización mayor de la placa del Pacífico SE, y la separación de la placa Farallón en la placa de Nazca y Cocos. Además se tiene un aumento de la velocidad de convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana la cual deviene a una dirección casi E-O (Pilger, 1984). Esta reorganización, coincide con un evento de deformación importante, que en la región del altiplano se traduce en la apertura de las cuencas Tinajani y Punacancha, mientras que para la cordillera occidental en el Alto Condoroma-Cailloma se tiene la unidad Tisco (Columna estratigráfica del Lago, Carlotto & Carlier, 1998), que se ha depositado alrededor de los 26 Ma. En la zona de estudio, no hay indicios de sedimentación para esta época, debido a que las fallas de rumbo sinestrales generaban relieves sometidos a la erosión en toda el área donde se encuentra actualmente la represa Condoroma, que funcionaba como la zona de aportes para esta época, y cuyos sedimentos eran depositados en la zona de Tisco.

MIOCENO INFERIOR (22-18 Ma)

La cuenca Tinajani, al igual que la cuenca Punacancha, sufre cambios en su sedimentación debido al cambio de los esfuerzos regionales al que es sometido. En efecto, una compresión NE-SO hace que las fallas que controlan las cuencas jueguen ahora como fallas compresivas que alimentan abanicos que progradan principalmente del sur hacia el centro de la cuenca. En 19 Ma se registra una actividad volcánica explosiva en el techo de la secuencia C, (Base Miembro superior de la Formación Tinajani). Tanto la cuenca Descanso-Yauri como la cuenca Condoroma presentan una evolución similar a excepción, que el borde sur y el borde noreste respectivamente permanecen estables. Ambas cuencas tienen niveles de tobos datados en alrededor de 19 Ma.

La compresión regional NE-SO que produce este fallamiento inverso y cierre de la cuenca Tinajani, y control de la apertura de la cuenca Condoroma, comienza alrededor de 22 Ma, y parece coincidir con la dirección de convergencia de la placa de Nazca para esta época (Carlotto, 1998). Para alrededor de los 20-19 Ma se presenta un cambio en la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y de Sudamérica, que pasa de N80° a N90° (E-O) y a un aumento de la velocidad de convergencia (Pilger, 1984).

MIOCENO (18-13 Ma?)

En este período, continúa la sedimentación en las cuencas Tinajani, Condoroma, Descanso-Yauri, Pichacani y tal vez Punacancha, que muestran una secuencia grano creciente debido a la activación de las zonas de aporte y ligadas seguramente a una compresión E-O. Sin embargo para la base del Miembro B de la Formación Condoroma, se hace decreciente y va hasta aproximadamente los 13 o 12 Ma. Considerando esta evolución es probable que la cuenca Tinajani no alcance esta edad.

MIOCENO SUPERIOR (13?-10 Ma)

La Cuenca Paruro de Cusco comienza a funcionar y está marcada por el emplazamiento de una toba datada por K/Ar en 10 Ma y seguida por una evolución grano decreciente de conos aluviales a lagos. Esta evolución es similar al Miembro C de la cuenca Condoroma, ya que luego de una secuencia fluvial granodecreciente le sigue una toba datada en K/Ar en 11.2 ± 0.6 luego colmatado por sedimentos lacustres, de similar manera en el Miembro C de la Formación Descanso-Yauri con una toba datada en Ar/Ar en 11.5 Ma.

Las fallas que han controlado la cuenca Paruro, así como la cuenca Descanso-Yauri y Condoroma, habrían jugado como fallas de rumbo sinestrales y debidos a esfuerzos casi E-O, los que coinciden con el movimiento de la placa de Nazca para la época (Carlotto, 1998). En efecto, entre 12-10 Ma, la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana deviene casi E-O (Pilger, 1984 & 1983).

MIOCENO TERMINAL (10-5 Ma)

Corresponde al cierre de la cuenca Condoroma, por activación de la falla Irupampa que controla la parte oeste de la cuenca que produce la progradación de abanicos aluviales hacia el Norte y discordancias progresivas, es en esta época que se forman las grandes estructuras en la zona de estudio, como lo son el sinclinal de Condoroma y la falla Barrano. Para esta época también se produce el cierre de la cuenca Paruro, mientras que en la cuenca Descanso-Yauri parece estable para esta época.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. La zona de estudio se localiza en la Cordillera Occidental, cerca al límite con el Altiplano, donde se ha emplazado la cuenca Condoroma.
2. El substrato de la cuenca Condoroma presenta rocas que pertenecen al dominio paleogeográfico conocido como el Alto Condoroma-Cailloma (Carlotto et al., 2002), con afloramientos de la Formación Hualhuani, Murco y Arcurquina, así como rocas volcánicas oligocenas pertenecientes al Grupo Tacaza.
3. El Alto Condoroma-Cailloma se caracteriza por estar controlado por fallas de importancia regional. Estas fallas afloran en los límites oeste y este de la cuenca Condoroma y han controlado la evolución de la misma.
4. La cuenca Condoroma es una cuenca transpresiva que se creó en el flanco este del Alto Condoroma-Cailloma, y estuvo activa durante todo el Mioceno (23 – 5 Ma).
5. La Formación Condoroma (Mioceno inferior-Plioceno inferior) representa el relleno sedimentario de la cuenca Condoroma, que puede ser dividida en tres etapas correspondientes a la evolución de los 3 Miembros. El Miembro A (~22-18 Ma), el Miembro B (~18-13 Ma) y el Miembro C (~13-4.9 Ma).
6. El Miembro A (0-300m) corresponde al inicio del relleno de la cuenca Condoroma que comienza alrededor de los 22 Ma con la instalación de abanicos aluviales en el borde noroeste, en tanto el borde este permanece estable. Hacia la parte central se desarrollan depósitos lacustres. En la parte superior del Miembro A se emplaza una ignimbrita datada en 18.8 Ma (Fornari in Carlotto et al, 2002).
7. El Miembro B (350-450m) comienza alrededor de 18 Ma, con la instalación de un sistema fluvial trenzado procedente del Sur-Sureste y la instalación de pequeños lagos. La actividad tectónica continua ya que los ríos del Miembro B discurren paralelamente a la falla Irupampa que funciona con componente sinistral para este periodo.
8. El Miembro C (400-600m), corresponde a la mayor parte del relleno de la cuenca. Comienza alrededor de los 12 Ma, con la instalación de un sistema fluvial principal proveniente del Sureste, y de otro tributario procedente del este. La actividad en el borde noroeste continua y cerca de ella se desarrollan algunos abanicos. Posteriormente la sedimentación se hace lacustre sujeta a variaciones tectónicas y probablemente climáticas. La sedimentación lacustre se acentúa progresivamente hasta colmatar la cuenca, y excederla a límites más amplios notablemente hacia el sur. En la zona noroeste sigue el dominio fluvial hasta que finalmente es sellada por la ignimbrita del cerro Irupampa (evento Cailloma) datado en 4.9 Ma (Fornari in Carlotto et al., 2002).
9. Las fallas Tolapucyura e Irupampa, son interpretadas como grandes fallas de rumbo que han controlado la evolución geológica del área de estudio durante el Mesozoico y el Cenozoico, particularmente en el Oligoceno-Mioceno. Ya que han controlado la depositación de la cuenca Tisco (Oligoceno superior) y la Cuenca Condoroma (Mioceno superior-plioceno superior) respectivamente.

10. Se ha reconocido el centro de emisión de los depósitos piroclásticos dentro de la cuenca Condoroma que pertenecen al centro volcánico Jalcarane.
11. A los 18.9 Ma (Mioceno inferior) se deposita la ignimbrita Laucada (evento Jalcarane 2), se encuentra interestratificada con los sedimentos de la base del Miembro A de la Formación Condoroma.
12. La Falla Irupampa se extiende casi paralelamente a la Falla Tolapucyura, de forma sigmoide y limita el borde oeste de la cuenca. La Falla Irupampa tiene una dirección N160° pero sufre una flexión en la zona noroeste de la cuenca donde se vuelve casi norte-sur para luego retomar un rumbo de ~N140°. Esta falla alrededor de los 23 Ma crea relieves que alimentan los conos aluviales del borde NO de la cuenca. Esta falla continuó activa, deformando progresivamente al Miembro A y posteriormente a los Miembros B y C.
13. La Falla Barrano, tiene una dirección general noroeste-sureste y una vergencia hacia el suroeste y es del tipo sinistral inverso. Esta falla controla la sedimentación del Miembro C al este de la cuenca Condoroma ya que muestra discordancias progresivas, que indica que se activó posterior a los 13 Ma.
14. Los pliegues que afectan a la Cuenca Condoroma siguen el rumbo de la Falla Irupampa siendo NO-SE y flexionándose al NO de la cuenca tomando un rumbo N-S, han sido interpretados como pliegues de propagación de falla, del Sistema de Fallas Condoroma (Cerpa et al, s/p).
15. El sinclinal de Condoroma es la estructura mejor definida dentro de la cuenca, este pliegue asimétrico tiene el flanco oeste con mayor ángulo de buzamiento, haciéndose más suave hacia el borde este de la cuenca. Es un pliegue cilíndrico sinsedimentario con el Miembro superior de la cuenca Condoroma, el origen contemporáneo a la sedimentación es evidenciado por las discordancias progresivas que se observan en el eje del sinclinal.
16. El sinclinal de Condoroma evidencia la naturaleza de cuenca transpresiva de la cuenca Condoroma, ya que encaja con el modelo de “pequeño antepaís” asociado a las cuencas transpresivas intramontañosas del sur del Perú.
17. Las fallas Irupampa y Tolapucyura, durante el Mioceno funcionan como un sistema de fallas de rumbo que desarrollan una componente inversa debido a que se comportan como una estructura en flor.
18. Durante la evolución de la cuenca Condoroma se han identificado 3 eventos tectónicos.
 - El evento 1 (23 – 18.0 Ma) asociados a la fase tectónica Quechua 1 con una dirección de esfuerzos regionales N60°.
 - El evento 2 (18.0 – 11.2 Ma) asociados a la fase tectónica Quechua 1 con una dirección de esfuerzos regionales N45°.
 - El evento 3 (11.2 – 5.0 Ma) asociado a la fase tectónica Quechua 2 con una dirección de esfuerzos regionales N90°.

19. Estos esfuerzos regionales que varían de E-O a NE-SO, parecen coincidir con la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana.
20. El Sistema de Fallas Condoroma Cailloma, se extiende hacia el NO controlando todo el alto Condoroma-Cailloma y los depósitos polimetálicos epitermales de baja y alta sulfuración en el sector de Cailloma.
21. Se recomienda realizar un mayor número de dataciones en los depósitos piroclásticos (evento Jalcarane 1) del flanco este de la cuenca para definir mejor el porque la no sedimentación del Miembro A en esta zona de la cuenca Condoroma.
22. Se recomienda proseguir con el estudio de las cuencas Terciarias al SO de la cuenca Condoroma, ya que deben estar controladas por el Alto estructural Condoroma-Cailloma y deben ser contemporáneas a la cuenca (ejm: Cuenca Callalli) que ayudarán a mejorar los modelos de las cuencas transpresivas, en particular ayudará a definir un modelo para las cuencas intramontañosas transpresivas para el sur del Perú.

BIBLIOGRAFIA

- Angelier J. & Mechler P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie, la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Geol. France. Vol. 7. Tomo XIX. N.6.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction in Hancock, P.L. (ed.), *Continental Deformation*: Oxford, Pergamon Press., 53-100.
- Audebaud, E. (1967). Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère orientale du Sud-péruvien). Thèse de Docteur. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble. Grenoble. 59 p.
- Baudino, R. (1995). Evolution des Andes d'Equateur au Neogene: Les enseignements de l'étude des Bassins Intramontagneux. Tesis de Doctorado. Université de Pau. Pau, pp. 450.
- Beck, M. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, v. 93, pp. 1-11.
- Beck, M. (1987). Tectonic rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited. *Geology*, v. 15, pp. 806-808.
- Benavides, V. (1962). Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. Bol. Sociedad Geológica del Perú, n.38, pp. 5-63.
- Bott, M. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* XCVI, pp. 109-117.
- Busby, C.J. & Ingersoll, R. V. (1995). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science.
- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F. & Robert E. (2008). Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20, 1-24.
- Carlotto V., Jaillard, E., Mascle, G. (1992). Relación entre sedimentación, paleogeografía y tectónica en la región de Cusco (sur del Perú) entre el Jurásico Superior-Paleoceno. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, vol. 83, 1-20 p.
- Carlotto V. & Carlier G. (1998). Geodinámica del Sur del Perú. Informe semestral de actividades n°3. Convenio UNSAAC-ORSTOM.
- Carlotto, V. (1998). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Thèse Doct. Univ. Grenoble I, 159 p.
- Carlotto, V. (2002). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou. *Geologie Alpine, Mémoire H.S.*, 39, 203 p.
- Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Mascle, G., Cardenas, J., Fornari, M., Cerpa, L. (2002). Paleogeographic control in the evolution of Tertiary Basins in Western Cordillera and Altiplano of Southern Peru (Condoroma-Cusco-Ayaviri). %th Intern. Symp. And. Geodyn.-ISAG, Toulouse, France, ORSTOM ed, pp. 117-120.
- Carroll, A. & Bohacs, K. (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, v. 27, pp. 99-102.
- Cerpa, L., Meza, P., Sempere, T., Fornari, M., Boudesseul, N., Carlotto, V., Carlier, G. (2000). Análisis sedimentológico y estratigráfico de una cuenca intramontañosa mio-pliocena: la cuenca Descanso-Yauri (Cusco). Congreso Peruano de Geología. Resúmenes. Sociedad Geológica del Perú 2000, 14 p.
- Cerpa, L. & Meza, P. (2001). Las cuencas neógenas del sur del Perú, la cuenca Descanso-Yauri (Mioceno): evolución sedimentológica y tectónica. Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco. Facultad de Ingeniería Geológica Y Geografía. 130 p.
- Cerpa, L. (2007). Fallas y Tectoglifos. Taller de Geología Estructural. INGEMMET.

- Cerpa, L., Cereceda, C., Torres, D., Muñoz, L., Rodríguez, F. (s/p). Geología del Cuadrángulo de Condoroma (31-t). Boletín serie A del INGEMMET.
- Cuellar, F. (2001). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de las series meso-cenozoicas del Cuadrángulo de Pichacani (Hoja 33-v), cuadrante II (SE), sur del Perú. Tesis Ing. Geólogo. UNSAAC, pp. 86.
- Dávila, D. (1988). Geología del Cuadrángulo de Cailloma. INGEMMET. Bol. 40, ser. A, carta Geológica Nacional, pp. 85.
- De Vicente, G., Muñoz, A., Giner, J. (1992). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. Rev. Soc. Geol. España, 5, (3-4).
- Delfaud, J. (1984). Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation : Bull. centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, v. 8, pp. 37-39.
- Dewey, J. & Lamb, S. (1992). Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, v. 205, pp. 79-95.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, v. 3, pp. 51-65.
- Flores, T., & Rodríguez, R. (1999). Las cuencas neógenas del sur del Perú. La cuenca Tinajani. Evolución Sedimentológica, Estratigrafía, Paleogeografía y Tectónica (Ayaviri, Puno). Tesis de ingeniero. UNSAAC. Cusco.
- Fornari, M., Mamani, M., Ibarra, C., Carlier, G. (2002). Datación del período volcánico "Tacaza" en el Altiplano de Perú y Bolivia. XI Congreso Peruano de Geología, Lima, 25-28 setiembre 2002.
- Horsfield, B., Curry, D., Bohacs, K., Carroll, A., Littke, R., Mann, U., Radke, M., Schaefer, R., Isaksen, G., Schenk, H., Witte, E., Rullkotter, J. (1994). Organic geochemistry of freshwater and alkaline lacustrine environments, Green River Formation, Wyoming. *Organic Geochemistry*, v. 22, pp. 415-440.
- Jaimes, F. & Romero, D. (1996). Las cuencas sin-orogénicas de la región de Cusco. La cuenca Paruro (Mioceno superior). Tesis Ing. Univ. San Antonio Abad, Cusco, pp. 71.
- Jenks, W.F. (1948). Geología de la hoja de Arequipa al 200.000. Inst. Geol. Perú, Bol. 9, 204 p.
- Jenks, W. F. (1951). Triassic to tertiary stratigraphy near Cerro de pasco, Perú. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 62, n.2, pp. 203-220.
- Jordan, T., Isacks, B., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Study of America Bulletin*, v. 94, pp. 341-361.
- Klinck, B.A., Ellison, R.A., Hawkins, M.P. (1986). The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano West of Lake Titicaca Southern Peru. *British Geological Survey-INGEMMET*, pp. 353.
- Klinck, B.A., Ellison, R.A., Hawkins, M.P., Palacios, O., De la Cruz, J.S., De la Cruz, N.S. (1991). Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca. Sur del Perú. INGEMMET. Bol. Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 42, 253 p.
- Kukal, Z. (1971). Geology of recent sediments. *Czechoslovak Acad. Sc. Praga*, pp. 490.
- Lavenu, A. & Cembrano, J. (1999). Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *J. Struct. Geol.*, v. 21, pp. 1669-1691.
- Lane, E. (1957). A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. US Army Corps of Engineers, Missouri River Division, Omaha, Nebraska.
- Leopold, L. & Wolman, M. (1957). River channel patterns, braided, meandering and straight: US Geological Survey Professional Paper, v. 282-B.

- M.de Urreiztieta, D. Gapais, C. Le Corre, P.R. Cobbold and E. Rossello (1996). Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina, *Tectonophysics* v. 254, pp. 17–39.
- Macharé, J. & Ortlieb, L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics*, v. 205. pp. 97-108.
- Marocco, R., Lavenue, A., Baudino, R. (1995). Intermontane Late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: sedimentologic and tectonic characteristics. Tankard, A., Suarez, R., Welsink, H. *Petroleum Basins of South America*. Massachusetts: A.A.P.G., 1995, pp. 597-613. Memoir, n. 62.
- McCaffrey, R. (1992). Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation. *J. Geophys. Res.* 97, pp. 8905–8915.
- McClay, K. & Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, v. 85, n. 2, pp. 233-260.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: University of Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, pp. 196.
- Mercier, J.L., Sébrier, M., Lavenue, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F., Machare, J. (1992). Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *J. Geophys. Res.* 97, pp. 11945–11982.
- Miall, A. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, v. 13, pp. 1-62.
- Miall, A. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary., in M.C.S.P. Geol., ed., *Fluvial Sedimentology*, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., pp. 1-47.
- Miall, A. (1985). Architectural-element análisis: a new method of facies análisis applied to fluvial deposits: *Earth Sci. Rev.* v. 22, pp. 261-308.
- Miall, A. (2006). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin: Springer-Verlag. 582 p.
- Minster, J. & Jordan, T. (1978). Present day plate motion. *J. Geophys. Res.*, v. 83, pp. 5331–5354.
- Navarro, P., Cereceda, C., Torres, D., Cueva, E. (2008-A).- Estratigrafía del volcanismo Cenozoico en el Sur del Perú, Cailloma - Arequipa. Proyecto de investigación GR-13: La serie volcánica cenozoica del sur del Perú y su relación con la metalogenia. Informes internos del INGEMMET.
- Navarro P., Cereceda, C., Torres, D., Cueva, E. (2008-B). Estratigrafía del volcanismo Cenozoico en el sur del Perú, Cailloma-Arequipa: primeros resultados. XIV Congreso Peruano de Geología, XIII Congreso Latinoamericano de Geología. Resúmenes. Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Newell, N. (1949). Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *GSA Memoir*, n. 36, pp. 111.
- Neal, J. E., Bohacs, K. M., Reynolds, D. J., Scholtz, C. A. (1997). Sequence stratigraphy of lacustrine rift basins: Critical linkage of change level, sediment supply and tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. V. 29, pp. A-239.
- Noble, D., Navarro, P., Quispesivana L., Peters, L., Mckee, E. (2003). Ash-flow sheets of early Miocene and early Pliocene age are present in the Castillo de Callalli, Arequipa Department, southern Perú. *Sociedad Geológica del Perú. Boletín*, vol. 95, 33-38 p.
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P., (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, pp. 233-248.

- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Structural Geol.* 9, pp. 597-608.
- Pilger, R. (1983). Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. *Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser.* 9, pp. 1-32.
- Pilger, R. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. *J. Geol. Soc. London*, v. 141, pp. 793-802.
- Pulgar Vidal, J. (1987). *Geografía del Perú. Las ocho regiones naturales del Perú*. 9ª ed., Editorial Inca S.A., Lima. 244 p.
- Reading, H. (1981). *Sedimentary environments and facies*. Blackwell. Oxford, pp. 569.
- Ritz, J.P. & Taboada, A. (1993). Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from and uncritical use of inverse methods. *Bull. Soc. Geol. France.*, v. 164, n. 4, pp. 519-531.
- Roehler, H. (1992). Correlation, composition, aerial distribution, and thickness of Eocene stratigraphic units, greater Green River Basin, Wyoming, Utah, and Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1506-E, pp. 49.
- Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., Vigneresse, J. (1998). Transpressional kinematics and magmatic arcs. In Holdsworth, R., Strachan, R., Dewey, J. (eds.) (1998). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geol. Soc., London, Sp. Pub., v. 135, pp. 327-340
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A. (2008). Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, n. 3, pp. 494-516.
- Schumm, S. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*; F. Ethridge, and R. Flores (eds.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral., pp. 19-29.
- Schumm, S. (1985). Patterns of alluvial rivers: *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* v. 13. pp 5-27.
- Schumm, S. (1993). River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy: *J. Geol.* V. 101. pp 279-294.
- Sebrier, M., Lavenue, A., Fornari, M., Soulas, J.P. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Geodynamique*, vol. 3, n. 1-2, pp. 85-106.
- Sempere, T., Jacay, J., Carrillo, M.A., Gómez, P., Odonne, F., Biraben, V. (2000). Características y génesis de la Formación Ayabacas (Dep. Puno y Cusco). *Bol. Soc. Geol. Perú*, n. 90, pp. 69-76.
- Surdam, R. C. & Stanley, K.O. (1979). Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene lake Gosiute, Wyoming (Green River Formation): *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, pp. 93-110.
- Torres, D., Cerpa, L., Muñoz, L., Carlotto, V. (2010-A). Evolución Tectónica-Estructural de una cuenca intramontañosa transpresiva: la cuenca Condoroma, Arequipa, Sur del Perú. XV Congreso peruano de Geología. Resúmenes. Sociedad Geológica del Perú, pp. 822-825.
- Torres, D., Cerpa, L., Alván, A., Rodríguez, F., Cereceda, C., Muñoz, L., Carlotto, V. (2010-B). Análisis sedimentológico y paleogeográfico de la cuenca Miocena Condoroma, Arequipa, Sur del Perú. XV Congreso peruano de Geología. Resúmenes. Sociedad Geológica del Perú, pp. 888-891.
- Vera, J. (1994). *Estratigrafía: principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 806.
- Vicente, J., Sequeiros, S., Valdivia, M., Zavala, J. (1979). El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol. 61, pp. 67-99.
- Vicente, J. (1981). Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Vol. 1; pp. 319-335.

Vicente, J.C. (1989). Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. & Reinemund, J.A., eds. Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston TX, Earth Science Series, 11, 91-117.

Velarde, T., Carlier, G., Carlotto, V., Fornari, M., Cerpa, L. & Cardenas, J. (2004). Evidencia estratigráfica de la presencia de dos cuencas cenozoicas en el sur del Perú: implicaciones geodinámicas. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, 549-551. Edit. Soc. Geol. Perú.

Velarde, T. (2006). Geología y Estratigrafía de la zona de Chivay – Rio Condoroma. Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco. Facultad de Ingeniería Geológica Y Geografía, pp. 94.

Walker, R. (1992). *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. Ontario, pp. 454.

Wilson, J. & Garcia, W. (1962). Geología de los Cuadrángulos de Pacía y Palca. Carta Geológica Nacional. V. II, n. 4, pp. 82.

Woodcock, N. & Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, n. 7, pp. 725-735.

SOFTWARE

Programa que se utilizó para tratar la información de microtectónica en fallas:

Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Cladouhos, T. (1989-2001). **FAULTKINWIN**, a program for analyzing fault slip data for Windows.

Programa que se utilizó para tratar la información de microtectónica en pliegues y para representar medidas de paleocorrientes en todas las columnas de la presente Tesis.

Allmendinger, R.W. (2002). **STEREOWIN**, for Windows.

LISTA DE FIGURAS Y DE TABLAS

Figura 1.1.- Mapa de ubicación y accesibilidad de la zona de estudio.	3
Figura 2.1.- Esquema Morfo-estructural de la parte sur de los Andes Centrales.	8
Figura 2.2.- Mapa Geomorfológico de la zona de estudio.	9
Figura 2.3.- Cadena de Cerros Huischachayo-Huanatira (unidad geomorfológica).	10
Figura 2.4.- Depresión Condoroma (unidad geomorfológica).	10
Figura 2.5.- Cadena de Cerros Hatuniscallo-Sahuanane (unidad geomorfológica).	11
Figura 2.6.- Cadena de Cerros Chapina-Antayoc (unidad geomorfológica).	11
Figura 2.7.- Vista del rio Condoroma.	13
Figura 2.8.- Mapa de Cuencas Hidrográficas de la zona de estudio.	14
Figura 3.1.- Columna estratigráfica general de la zona de estudio.	18
Figura 3.2.- Mapa de afloramientos de la Formación Hualhuani.	19
Figura 3.3.- Columna estratigráfica de la Formación Hualhuani.	20
Figura 3.4.- Afloramiento de areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani.	21
Figura 3.5.- Mapa de afloramientos de la Formación Murco y la Formación Arcurquina.	22
Figura 3.6.- Contacto entre la Formación Hualhuani y la Formación Arcurquina en el cerro Antayoc.	23
Figura 3.7.- Afloramiento de calizas de la Formación Arcurquina.	23
Figura 3.8.- Columna estratigráfica de la Formación Arcurquina.	24
Figura 3.9.- Descripción de los pliegues en la Formación Arcurquina.	25
Figura 3.10.- Registro sedimentario y fosilífero de la Formación Arcurquina.	26
Figura 3.11.- Contacto entre los eventos Po-qui/1 y Po-qui/2 del Centro Volcánico Quinsachata.	27
Figura 3.12.- Mapa de afloramientos de los eventos Po-qui/1 y Po-qui/2 del Centro Volcánico Quinsachata.	28
Figura 3.13.- Centro Volcánico Hirupichu.	29
Figura 3.14.- Mapa de afloramientos de los eventos Po-hi/1, Po-hi/2 y Po-hi/6 del Centro Volcánico Hirupichu.	30
Figura 3.15.- Mapa de afloramientos del Miembro Tisco.	31
Figura 3.16.- Columna estratigráfica de la unidad Tisco.	32
Figura 3.17.- Vista panorámica de la cuenca Tisco.	33
Figura 3.18.- Vista de los flujos piroclásticos del evento eruptivo Jalcarane (Nm-ja).	34
Figura 3.19.- Mapa de afloramientos de los eventos Nm-ja/1 y Nm-ja/2 del Centro Volcánico Jalcarane.	35
Figura 3.20.- Centro Volcánico Condorsayana.	36
Figura 3.21.- Productos del Centro Volcánico Huishillane.	36
Figura 3.22.- Mapa de afloramientos de los eventos Nm-con/1 y Nm-hu/2 de los centros eruptivos Condorsayana y Huishillane respectivamente.	37
Figura 3.23.- Vista de la Formación Condoroma.	38
Figura 3.24.- Mapa de afloramientos de la Formación Condoroma.	39
Figura 3.25.- Columna estratigráfica generalizada de la Formación Condoroma.	40
Figura 3.26.- Complejo Volcánico Cailloma.	41
Figura 3.27.- Mapa de afloramientos del evento Np-ca/4 del Complejo Volcánico Cailloma y depósitos cuaternarios.	42
Figura 4.1.- Elementos arquitecturales presentes en los depositos fluviales.	50
Figura 4.2.- Diagrama en perfil de un abanico aluvial.	54
Figura 4.3.- Morfología de un abanico aluvial y la distribución de sus depósitos.	54
Figura 4.4.- Los cuatro tipos básicos de estilos fluviales.	55
Figura 4.5.- Secuencias fluviales elementales.	56
Figura 4.6.- Clasificación de los canales basados en el transporte de sedimentos.	57
Figura 4.7.- Morfología de los canales según su tipo de carga.	58
Figura 4.8.- Esquema de la clasificación de lagos.	61
Figura 5.1.- Mapa de afloramientos de los miembros A, B y C de la Formación Condoroma y ubicación de columnas estratigráficas.	67
Figura 5.2.- El miembro A en la quebrada de Laca.	68
Figura 5.3.- Mapa de afloramientos del miembro A de la Formación Condoroma.	69
Figura 5.4.- Vista al sur de la quebrada de Laca. Contacto del Gpo. Tacaza con el Miembro A de la Formación Condoroma.	70
Figura 5.5.- Columna estratigráfica del Miembro A de la Formación Condoroma levantada en la quebrada de Laca.	71

Figura 5.6.- Asociación SB+OF en la base del Miembro A, columna de Laca.	72
Figura 5.7.- Asociación SB de la secuencia A2 en la columna de Laca.	72
Figura 5.8.- Miembro A de la Formación Condoroma en la columna Islayhuasi.	74
Figura 5.9.- Evolución sedimentaria del Miembro A en la columna Islayhuasi.	75
Figura 5.10.- Esquema paleogeográfico del Miembro A de la Formación Condoroma.	78
Figura 5.11.- Miembro B de la Formación Condoroma.	79
Figura 5.12.- Mapa de afloramientos del Miembro B de la Formación Condoroma.	80
Figura 5.13.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en el río Barrano.	81
Figura 5.14.- Asociación SB + CH + OF a la base del Miembro B en la columna Barrano.	82
Figura 5.15.- La Formación Condoroma en el río Barrano.	83
Figura 5.16.- Asociación GB + CH de la secuencia B7 en la columna Barrano.	84
Figura 5.17.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en la quebrada de Laca.	85
Figura 5.18.- Asociación L en la secuencia B1, quebrada de Laca.	86
Figura 5.19.- La secuencia B2 en la quebrada Laca.	86
Figura 5.20.- Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Condoroma en la quebrada Islayhuasi.	87
Figura 5.21.- Secuencia B3 en la columna Islayhuasi.	88
Figura 5.22.- Asociación OF y SB de la secuencia B5 en la columna Islayhuasi.	89
Figura 5.23.- Asociación SB en la secuencia B7 en la columna Islayhuasi.	89
Figura 5.24.- Afloramientos del Miembro B2 en la columna Huaccollune.	90
Figura 5.25.- Limolitas marrones de la base de la secuencia B2 (detalle de la figura 5.24).	90
Figura 5.26.- Miembro B de la Formación Condoroma en la columna ubicada en la quebrada Huaccollune.	91
Figura 5.27.- Elementos SB+OF de la secuencia B7. Miembro B en la columna Huaccollune.	92
Figura 5.28.- Asociación de elementos GB + CH, a la base de la secuencia B8. Miembro B columna Huaccollune, detalle.	92
Figura 5.29.- Esquema paleogeográfico del Miembro B de la Formación Condoroma.	95
Figura 5.30.- Miembro C de la Formación Condoroma en la represa Condoroma.	96
Figura 5.31.- Mapa de afloramientos del Miembro C.	97
Figura 5.32.- Miembro C de la Formación Condoroma levantada en el río Barrano.	98
Figura 5.33.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Barrano.	99
Figura 5.34.- Miembro C de la columna Laca en el eje del sinclinal de Condoroma.	99
Figura 5.35.- Miembro C de la Formación Condoroma, columna de Laca.	100
Figura 5.36.- Elementos SB + CH, base de la secuencia C5, Miembro C de la Formación Condoroma.	101
Figura 5.37.- Laminaciones oblicuas curvas (detalle de la figura 5.36).	101
Figura 5.38.- Contacto entre el Miembro C y el Miembro B en la quebrada Islayhuasi.	101
Figura 5.39.- Miembro C de la Formación Condoroma levantada en la columna Islayhuasi.	102
Figura 5.40.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Islayhuasi.	103
Figura 5.41.- Parte superior del Miembro C en la columna Huaccollune.	104
Figura 5.42.- Miembro C de la Formación Condoroma en la columna Huaccollune.	105
Figura 5.43.- Evolución sedimentaria del Miembro C en la columna Huaccollune.	106
Figura 5.44.- Esquema paleogeográfico del Miembro C de la Formación Condoroma.	109
Figura 6.1.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Tacaza.	112
Figura 6.2.- Mapa de afloramientos de rocas magmáticas en la zona de estudio.	113
Figura 6.3.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Palca.	115
Figura 6.4.- Afloramiento de las rocas volcánicas pertenecientes a los volcánicos Barroso.	116
Figura 7.1.- Mapa estructural de la zona de estudio.	121
Figura 7.2.- Nomenclatura en un bloque afectado por un campo de esfuerzos.	122
Figura 7.3.- Criterios para la determinación de la cinemática en un plano de falla.	122
Figura 7.4.- Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica y bloque diagrama.	123
Figura 7.5.- Clasificación de los diferentes tipos de tensores de esfuerzo.	124
Figura 7.6.- Estereogramas de las estaciones 3 y 4.	127
Figura 7.7.- Estereogramas de las estaciones 5 y 6.	129
Figura 7.8.- Estereogramas de las estaciones 1 y 2.	131
Figura 7.9.- Estereogramas de las estaciones 7 y 8.	133
Figura 7.10.- Compendio de estaciones de microtectónica en la cuenca Condoroma.	134
Figura 7.11.- Falla Barrano en la quebrada del mismo nombre.	135
Figura 7.12.- Unión de los datos de microtectónica de las estaciones 2, 3 y 6.	136
Figura 7.13.- Unión de los datos de microtectónica de las estaciones 5 y 7.	136