

Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de la Cuenca Pisco Oriental

Boletín N° 27 Serie D

Estudios Regionales



Por:

Walter León

Walter Rosell

Antenor Aleman

Víctor Torres

Orlando de la Cruz



Dirección de Geología Regional

Institución Geocientífica al Servicio del País

Lima-Perú

2008

Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de la Cuenca Pisco Oriental

**Boletín N° 27 Serie D
Estudios Regionales**



Por:

Walter León

Antenor Aleman

Walter Rosell

Víctor Torres

Orlando de la Cruz



Dirección de Geología Regional

Institución Geocientífica al Servicio del País

**Lima-Perú
2008**

ESTUDIOS REGIONALES
N° 27, Serie D, 2008.

Hecho el Depósito Legal N° 2008-09769
Razón Social: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
(INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima-Perú
Primera Edición, INGEMMET 2008
Se terminó de imprimir el 25 de agosto del año 2008 en los
talleres de INGEMMET.

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente del Consejo Directivo: Sr. Jaime Chávez Riva Gálvez
Secretario General: Sr. Mario Huerta Rodríguez
Asesor Geocientífico: Sr. José Macharé Ordóñez

Comité Editor: José Macharé O., Víctor Carlotto C., Hernando
Núñez del Prado, Lionel Fidel S., Humberto Chirif R.

Unidad encargada de edición: Dirección de Geología Regional y
Unidad de Relaciones Institucionales

Revisión científica: Víctor Benavides Cáceres
Diagramación: Sonia Bermúdez Lozano

Referencia bibliográfica

León W., Aleman A., Torres V., Rosell W. & De La Cruz O.
(2007). Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de
la Cuenca Pisco Oriental. Boletín INGEMMET, Serie D, N° 27,
144p., 1 mapa escala 1:250 000

Portada: La fotografía corresponde a un graben rellenado por las
areniscas marinas de la Fm. Los Choros (Eoceno Medio) en la
playa Gallinazos, 2 km al Sur de Punta Mendieta.

Contenido

RESUMEN	1
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO II	
MARCO TECTÓNICO DE LA MARGEN PERUANA	5
CAPÍTULO III	
SINTESIS ESTRATIGRÁFICA DEL PRECENOZOICO	21
CAPÍTULO IV	
ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES DE LAS ROCAS CENOZOICAS	43
CAPÍTULO V	
PETROFACIES Y PROCEDENCIA CENOZOICA	105
CAPÍTULO VI	
MECANISMO DE FORMACIÓN DE LA CUENCA - ESTILOS ESTRUCTURALES Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA	121
CAPÍTULO VII	
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	147
BIBLIOGRAFÍA	149

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

CAPÍTULO I

Fig. 1.1 Mapa de ubicación del área estudiada (Departamento de Ica).

CAPÍTULO II

Fig. 2.1 Cuencas de antearco (Travis, 1976; Kulm, 1981)

Fig. 2.2 Elementos geomorfológicos (Macharé, 1987).

Fig. 2.3 Estado actual del campo de esfuerzos en el Perú (Sébrier y Soler, 1991)

Fig. 2.4 Reconstrucción y geometría de la placa del Pacífico Este en el Cretáceo (Larson and Pitman, 1972).

Fig. 2.5 Reconstrucción y geometría de la placa del Pacífico Este (Gordon and Jurdy, 1986).

Fig. 2.6 Reconstrucción y geometría de la placa de Nazca (Pilger, 1981)

Fig. 2.7 Segmentación del Batolito de la Costa (Pitcher & Cobbing, 1985; Soler & Bonhomme, 1990).

Fig. 2.8 Cronología y distribución espacial de las rocas magmáticas relacionadas con los eventos tectónicos en los Andes Centrales (Cobbing, 1998).

Fig. 2.9 Estructura y morfología de la margen peruana (Thornburg and Kulm, 1981).

Fig. 2.10 Fajas de rocas ígneas en el Perú (Pitcher and Cobbing, 1985)

CAPÍTULO III

Fig. 3.1 Correlación estratigráfica de unidades precenozoicas.

Fig. 3.2 Fotografías de rocas proterozoicas.

Fig. 3.3 Sección estratigráfica del Grupo Ambo en la playa La Mina.

Fig. 3.4 Fotografías del Gpo. Ambo en la playa La Mina.

Fig. 3.5 Sección estratigráfica de la Formación Guaneros en Río Grande, cerca de Cabildo.

Fig. 3.6 Sección estratigráfica parcial de la Formación Guaneros cerca de Ocucaje.

Fig. 3.7 Fotografías de la Formación Guaneros en Río Grande, cerca de Cabildo.

Fig. 3.8 Fotografías de la Formación Guaneros cerca de Ocucaje.

Fig. 3.9 Sección estratigráfica parcial de la Formación Huallhuani en Río grande, cerca de Cabildo.

Fig. 3.10 Fotografías de la Formación Huallhuani en Río Grande, cerca de Cabildo.

Fig. 3.11 Fotografías del Grupo Casma (Formación Copara) en el cerro Huayuri.

Fig. 3.12 Fotografías del Grupo Casma (Formación Copara) en los alrededores de la Mina Copara.

Fig. 3.13 Sección estratigráfica parcial de la Formación Pariatambo cerca de Ingenio.

Fig. 3.14 Fotografías de la Formación Pariatambo cerca de Ingenio.

Fig. 3.15 Sección estratigráfica parcial de la Formación Pariatambo en el cerro Portachuelo.

Fig. 3.16 Fotografías de la Formación Pariatambo en el cerro Portachuelo.

CAPÍTULO IV

Fig. 4.1 Nomenclatura estratigráfica de la cuenca Pisco.

Fig. 4.2. Sección estratigráfica parcial de la Formación Caballas en Puerto Caballas.

Fig. 4.3 Sección estratigráfica del graben al sur de Monte Grande (Río Grande).

Fig. 4.4 Fotografías de la Formación Caballas en el gráben al sur de Monte Grande (Río Grande).

Fig. 4.5 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en la Playa Los Choros.

Fig. 4.6 Fotografías de la Formación Los Choros en la Playa Los Choros.

- Fig. 4.7 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en la playa La Mina.
- Fig. 4.8 Fotografías de la Formación Los Choros en la playa La Mina.
- Fig. 4.9 Sección estratigráfica parcial de las formaciones Los Choros y Yumaque en la playa La Catedral.
- Fig. 4.10 Fotografías de las formaciones Los Choros y Yumaque en la playa La Catedral.
- Fig. 4.11 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en Punta Mendieta.
- Fig. 4.12 Fotografías de la Formación Los Choros en Punta Mendieta.
- Fig. 4.13 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en Punta El Erizal.
- Fig. 4.14 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en la playa Los Flamingsos.
- Fig. 4.15 Fotografías de la Formación Los Choros en la playa Los Flamingsos.
- Fig. 4.16 Sección estratigráfica parcial de las formaciones Los Choros y Yumaque en el cerro Molde de Quezo.
- Fig. 4.17 Fotografías de la Formación Los Choros en el cerro Molde de Quezo.
- Fig. 4.18 Sección estratigráfica parcial de la Formación Los Choros en Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.19 Fotografías de la Formación Los Choros en Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.20 Fotografías de la Formación Yumaque Formation al noreste de la playa La Catedral.
- Fig. 4.21 Columna estratigráfica Cenozoica de Salinas de Otuma.
- Fig. 4.22 Fotografías de la Formación Los Choros en Punta El Erizal.
- Fig. 4.23 Sección estratigráfica de la Formación Yumaque en Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.24 Fotografías de la Formación Yumaque en Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.25 Sección estratigráfica parcial de las formaciones Los Choros y Yumaque en la Quebrada Santa Cruz.
- Fig. 4.26 Fotografías de la Formación Yumaque en la Quebrada Santa Cruz.
- Fig. 4.27 Fotografías de la Formación Chilcatay en Salinas de Otuma.
- Fig. 4.28 Sección estratigráfica de la Formación Chilcatay de las Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.29 Sección estratigráfica parcial de las formaciones Chilcatay y Pisco en la Quebrada Gramonal.
- Fig. 4.30 Sección estratigráfica de la Formación Chilcatay cerca de Maijo y Quebrada Las Brujas, margen derecha de Rio Grande.
- Fig. 4.31 Fotografías de la Formación Chilcatay cerca de Maijo y Quebrada Las Brujas, margen derecha de Rio Grande.
- Fig. 4.32 Detalle de las fotografías de la Formación Chilcatay cerca de Maijo y Quebrada Las Brujas, margen derecha de Rio Grande.
- Fig. 4.33 Sección estratigráfica parcial de las formaciones Chilcatay y Pisco en la Quebrada Huaricangana.
- Fig. 4.34 Fotografías mostrando el contacto onlap entre la Formación Chilcatay y las rocas Precambrianas en la Quebrada Huaricangana.
- Fig. 4.35 Fotografías de la Formación Chilcatay en la Quebrada Huaricangana.
- Fig. 4.36 Sección estratigráfica de las formaciones Yumaque y Chilcatay en los acantilados de San Juan de Marcona.
- Fig. 4.37 Fotografías de la Formación Chilcatay Formation en los acantilados de San Juan de Marcona.
- Fig. 4.38 Sección estratigráfica de la Formación Pisco en la Quebrada Las Brujas.
- Fig. 4.39 Fotografías de la Formación Pisco en la Quebrada Las Brujas.
- Fig. 4.40 Fotografías de la Formación Pisco en la Quebrada Las Brujas.
- Fig. 4.41 Fotografía del valle de incisión en la base de la Formación Pisco Superior, Quebrada Las Brujas.
- Fig. 4.42 Fotografías de la Formación Pisco en la Quebrada Gramonal.
- Fig. 4.43 Sección estratigráfica de la Formación Pisco en las Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.44 Fotografías de la Formación Pisco en las Pampas de Chilcatay.
- Fig. 4.45. Sección estratigráfica de la Formación Changuillo en la villa de Changuillo.
- Fig. 4.46 Fotografías de la Formación Changuillo en la villa de Changuillo.
- Fig. 4.47 Sección estratigráfica de la Formación Changuillo en el km. 415 de la Panamericana Sur.
- Fig. 4.48 Fotografías de las terrazas de la Formación Cañete.

CAPÍTULO V

- Fig. 5.1 Diagrama de procedencia para las rocas Precenozoicas empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979)
- Fig. 5.2 Diagrama vertical de la procedencia Precenozoica empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979)
- Fig. 5.3 Diagrama de procedencia para las areniscas Terciarias empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979).
- Fig. 5.4 Estratigrafía y petrofacies del Terciario.
- Fig. 5.5 Diagrama de procedencia para la Formación Los Choros.
- Fig. 5.6 Mapa con diagramas de procedencia de las areniscas de la Formación Los Choros empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979).
- Fig. 5.7 Diagrama de procedencia de la Formación Chilcatay.

IV

Fig. 5.8 Mapa con diagramas procedencia de las areniscas de la Formación Chilcatay empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979).

Fig. 5.9 Diagrama de procedencia de la Formación Pisco.

Fig. 5.10 Mapa con diagramas de procedencia de las areniscas de la Formación Pisco empleando el diagrama de Dickinson & Suczek's (1979).

CAPÍTULO VI

Fig. 6.1 Mapa de la distribución de afloramientos de la Formación Pariatambo.

Fig. 6.2 Fotografías panorámicas de la falla Cerrillos al este de San Juan de Marcona.

Fig. 6.3 Litofacies y eventos tectónicos del Terciario.

Fig. 6.4 Correlación estratigráfica de las rocas Cenozoicas de la cuenca Pisco Oriental.

Fig. 6.5 Mapa geológico de la Quebrada Huaricangana.

Fig. 6.6 Sección estructural de la Quebrada Huaricangana.

Fig. 6.7 Mapa geológico entre Salinas de Otuma y Pampas de Chilcatay.

Fig. 6.8 Sección estructural entre Salinas de Otuma y Pampas de Chilcatay.

Fig. 6.9 Interpretación de la tectónica transtensional en concordancia con el mapa geológico de Salinas de Otuma - Pampas de Chilcatay.

Fig. 6.10 Block diagrama estructural de la cuenca Pisco.

Fig. 6.11 Pozo Pisco 4-X-1.

Fig. 6.12 Evolución tectónico-sedimentaria del gráben de Otuma - pampas de Chilcatay.

Fig. 6.13 Fotografías panorámicas de la geometría y relleno sedimentario del gráben al sur de Monte Grande.

Fig. 6.14 Fotografías de los estilos estructurales presentes en la cuenca Pisco Este.

Fig. 6.15 Cuadro cronoestratigrafía de la Cuenca Pisco Este.

ANEXO

Mapa Geológico 1:250,000

RESUMEN

El área en la cual se ha formado la cuenca Pisco ha sufrido una evolución geológica compleja que se inició en el Proterozoico con la acreción del Macizo de Arequipa ocurrida durante la Orogenia Grenvilliana (Wasteneys y otros, 1995). La rotación en sentido horario que afectó al Macizo de Arequipa durante el Cambriano, fue seguida por la extensión intracontinental de edad Ordoviciana que está documentada en Bolivia y al norte de Argentina. Los conglomerados y metapelitas del Grupo Marcona de edad Neoproterozoica / Ordoviciano Temprano fueron depositadas durante la etapa de extensión. La deformación compresiva de las rocas del Paleozoico Inferior está relacionada con el cierre de la cuenca de extensión Ordoviciana, seguida por el emplazamiento del Batolito de San Nicolás (395 Ma.). La depositación fluvial a deltaica del Grupo Ambo del Carbonífero Temprano, tuvo lugar en los flancos del arco Devoniano inactivo, el cual se interpreta por la presencia de cantidades importantes de fragmentos de rocas volcánicas en las areniscas Carboníferas.

La evolución tectónica Mesozoica se interpreta a partir del registro geológico del sistema arco – fosa que se desarrolló y estableció desde el Jurásico Temprano. Sin embargo a diferencia de otros márgenes convergentes, hay una ausencia de formación del prisma de acreción debido a los procesos dominantes de subducción / erosión. Los cambios de facies y la variación de espesores en distancias cortas sugieren que las rocas Mesozoicas se han desarrollado en cuencas extensionales largas y estrechas producidas por una tectónica transtensional. El registro de la extensión continental está dado por el hundimiento del arco volcánico Jurásico y la procedencia abrupta de sedimentos ricos en cuarzo del Grupo Morro Solar o su equivalente la Formación Huallhuani de edad Neocomiana.

La zona de Lima (onshore) continental registra entre el Albiano y el Eoceno la construcción del arco volcánico Casma y el emplazamiento de los plutones del Batolito de la Costa. Los volcanoclásticos del Grupo Casma también se depositaron en cuencas extensionales y su distribución está controlada por la falla Cerrillos. La actividad ígnea originó el desarrollo de magmas por debajo de la placa (underplating) levantando la zona del arco / fosa.

En el Eoceno Medio una reorganización global de las placas produce una marcada convergencia oblicua que da lugar a la

formación de fallas de rumbo paralelas a la fosa, y que ocasionan la génesis de las cuencas de antearco (forearc) en la placa superior. El aumento de la convergencia ocasionó la rotación de bloques e incrementó la extensión en el antearco. Estos episodios se interrumpen por eventos cortos de compresión, causados por la convergencia ortogonal y por los saltos de fallas a lo largo del rumbo. Cualquiera que sea el origen, se propone un modelo tectónico sedimentario que podría explicar la evolución de la cuenca en cuatro etapas muy distintas.

1. Extensión en el Eoceno Medio y formación de semigrábenes representada por las facies de abanicos aluviales y cuñas de progradación que ocurren en la Formación Caballas (grábenes de Puerto Caballas y Montegrande), las cuales han sido derivadas de la erosión de las escarpas de falla. A medida que la extensión continuaba, ocurre la primera incursión marina tal como se evidencia en los depósitos de aguas poco profundas y de energía alta a baja de la unidad sobreyacente descrita como Formación Los Choros. Los grandes olistolitos, fallas sindepositacionales, rotación de capas y un grueso espesor de flujos de escombros con conglomerados de esta unidad confirman el fallamiento contemporáneo con la sedimentación.

La subsidencia controlada por fallas causó una importante inundación marina y depositación de lodolitas tobáceas ricas en diatomeas pertenecientes a la Formación Yumaque, influenciada por el ascenso de corrientes de aguas frías (upwelling).

2. Extensión, cambio de polaridad y formación de grábenes completos en el Oligoceno Tardío. La extensión Oligocena Tardía es sugerida por una ligera discordancia angular y la presencia de conglomerados de flujos de escombros asociados a areniscas de aguas poco profundas de la Formación Chilcatay. El fallamiento persistente da lugar a otro evento de inundación marina con depositación de lodolitas tobáceas y diatomáceas finamente laminadas pertenecientes a la Formación Pisco Inferior. Las capas de tobas, pellets fosfáticos y diatomitas son muy características en esta unidad. La evolución estructural varía a lo largo y ancho de la cuenca y fue caracterizada ya sea por la

reactivación de las fallas principales, por la formación de nuevas fallas sintéticas o por la generación de nuevos grábenes con diferentes polaridades; causando esto último la formación de los grábenes completos.

3. Levantamiento en el Mioceno Medio y renovación de la extensión. Este evento tectónico fue causado por el cambio regional de la orientación del campo de esfuerzos seguido por la renovación de los esfuerzos a lo largo de las fallas pre-existentes. La renovación de la extensión causó incisión y rejuvenecimiento de los ríos. Como resultado, esta incisión produce el desarrollo de valles de incisión que fueron rellenados por conglomerados fluviales. La subsidencia continúa que estuvo controlada por el fallamiento activo, origina una rápida "inundación" del

valle de incisión y da lugar a la depositación de lodolitas biogénicas y tobáceas de la Formación Pisco Superior. La presencia de tobas, fragmentos de vidrio volcánico dispersos en las lodolitas, registra un volcanismo activo en el sector Este de la cuenca.

4. Inversión de cuenca y su levantamiento durante el Plioceno Tardío al Pleistoceno.

Representa un evento esencialmente tectónico como resultado de la subducción de la dorsal de Nazca en su migración hacia el sur. Este gran cambio en la orientación del campo de esfuerzos fue algo predecible ya que los grábenes nunca se desarrollan bajo esfuerzos estables de gran duración.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La presente publicación es el resultado de los trabajos de investigación del proyecto GR-2 «Estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica de las cuencas de extensión de la costa central del Perú», y en este caso realizado en la cuenca de antearco denominada Pisco Oriental, lo que ha permitido aumentar el conocimiento de la geología de esta cuenca de extensión ubicada en la margen central peruana.

El presente estudio de la Cuenca Pisco Oriental contiene abundante información del Cenozoico marino (estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica); obtenida de los estudios de campo, medición de secciones estratigráficas y sedimentológicas, cartografiado geológico, construcción de secciones estructurales y estudios de micropaleontología. La estratigrafía del Pre - Cenozoico se describe en forma sintetizada porque no ha sido objetivo el estudiarla en detalle. Así mismo, solo se presenta una síntesis del marco tectónico de la margen peruana.

UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

La Cuenca Pisco está ubicada a 250 Km. al sur de la ciudad de Lima, en la costa del departamento de Ica (Fig.1.1).

La principal vía al área estudiada es la carretera Panamericana que une la ciudades de Pisco (230 Km.), Ica (300 Km.) y Nazca (450 Km.). Desde esta vía parten numerosas carreteras afirmadas que atraviesan la Reserva de Paracas, las pampas de Ocucaje y los ríos Ica, Río Grande y Nazca.

OBJETIVOS

Entre los principales objetivos debemos enumerar:

Ampliar los conocimientos de la estratigrafía, sedimentología y tectónica de la Cuenca Pisco con base a información pre-existente y la obtenidas en el campo desde el año 2001; con el fin de proponer el modelo de evolución tectono - sedimentario para la cuenca Pisco Oriental.

Con base en la información obtenida de la geología de superficie, generar información y modelos geológicos para la zona continental; que permitan compararlos con los estilos estructurales y geometría de los rellenos sedimentarios que existen costa afuera (offshore).

Demostrar la presencia de la tectónica transtensional en la margen peruana, especialmente durante el Cenozoico; la cual está registrada en las cuencas extensionales de antearco que son de importancia en la exploración por hidrocarburos en el mar abierto de la Costa Peruana.

FUNDAMENTOS PARA EL ESTUDIO

A la luz de la nueva información recogida y teniendo en cuenta los conceptos modernos de la estratigrafía secuencial, los ambientes sedimentarios, la evolución tectónica de las cuencas extensionales, la tectónica de placas y la dinámica de márgenes convergentes, etc., publicados de manera masiva en la última década; se decidió realizar el presente trabajo de investigación con el objetivo de contribuir al conocimiento de la Cuenca Pisco Oriental.

ESTUDIOS PREVIOS

Oleachea (1888) publicó la primera contribución sobre el Terciario de la Bahía de la Independencia y Otuma. Lissón (1898) estudió los fósiles de Ocucaje encontrando nódulos de fosfatos cerca a localidad fosilífera. Steinmann (1904) clasificó las areniscas y lutitas que contenían huesos de ballena y ostras al norte de Chala y en Pisco, considerándolas de edad Pliocénica. Fuchs (1905) hizo algunas referencias a los depósitos de diatomitas de Pisco y del Terciario en general.

Después, Adams (1906) mientras investigaba las aguas subterráneas en los alrededores de Lima e Ica, introdujo el nombre de Formación Pisco para las rocas blancas que afloran alrededor de Pisco y las consideró como de edad Terciaria. Masters (1909) publicó algunos datos tectónicos en las áreas cercanas de Ocucaje y Pisco. Stappenbeck (1916) describió la presencia del Terciario cerca a Chala en su trabajo sobre la geología de Parinacochas. Broggi (1925) publicó un mapa del Terciario entre Cañete e Ica, e investigó las diatomitas del puente Pisco. Las primeras descripciones de moluscos Terciarios del sur del Perú fueron hechas por Lissón (1925) y Steinmann (1929) quienes los consideraron del Eoceno. Hanna e Israelsky (1925) estudiaron la microflora y determinaron la equivalencia de los depósitos de diatomitas del puente Huamaní (Pisco) con las lutitas de la Formación Monterrey del Mioceno de California. Petersen (1954) fue el primer geólogo que se concentró en la estratigrafía mientras ejecutaba el primer

estudio geológico de la faja costera del departamento de Ica. Más tarde, este estudio fue complementado por los reconocimientos geológicos realizados por Newell, (1953) entre Pisco y Nazca, y por Ruegg, (1956) entre Cañete y San Juan.

Mertz (1966) dirigió el primer estudio sedimentológico y estratigráfico de la Formación Pisco, preparó un mapa y midió algunas secciones estratigráficas en detalle cerca a la localidad tipo. Caldas (1978) hizo el primer mapa geológico de los cuadrángulos San Juan, Acarí y Yauca, el cual fue muy importante para descifrar la estratigrafía y la evolución tectónica de la zona. Poco después, Balarezo et al (1980) incluyeron los cuadrángulos no publicados de Palpa (Caldas, inédito), Ica y Pisco en su sinopsis del mapa geológico del departamento de Ica. Sin embargo, su estratigrafía era muy simplista y solamente reconocía a la Formación Paracas «clástica» del Eoceno Medio a Tardío y a la Formación Pisco formada por rocas diatomáceas y fosfáticas del Mioceno Tardío. Posteriormente Ingemmet (Fernández Dávila, 1993 y Montoya et al, 1994) publica oficialmente los mapas geológicos de Pisco, Punta Grande, Ica, Palpa, Lomitas y Nazca.

Macharé (1987) estableció la primera columna estratigráfica para las rocas Cenozoicas realizando un análisis estratigráfico sistemático y estructural en el área de la cuenca Pisco. Dumbar y sus colaboradores (Dumbar et al, 1988) siguieron su marco estratigráfico mientras realizaban estudios sobre la influencia de las bajas temperaturas en la formación de las rocas

diatomáceas. Sin embargo, fue Dávila (1989), quien aclaró el problema de la Formación Caballas descrita por Macharé, así como otros problemas estratigráficos importantes usando los mapas inéditos de Caldas. Poco después, Dumbar (1990) resumió el trabajo de sus estudiantes y usó la contribución de Dávila y los mapas regionales inéditos de INGEMMET. DeVries (1998) ha publicado una interpretación adicional de la bioestratigrafía del Cenozoico. Sus aseveraciones son controversiales debido a la pobre datación de las secciones parciales. Vicente et al (2000, 2004) ha descrito los eventos de extensión importantes a lo largo del valle de Río Grande. Finalmente León & Aleman (2002, 2005) presentan el modelo general de la evolución tectónica, estratigráfica y sedimentológica de la cuenca Pisco Oriental.

Ha sido Newell et al, (1949) quien realizó el primer estudio estratigráfico del Grupo Ambo de edad Mississippiana. Para las rocas Jurasicas ha existido una proliferación de nombres litoestratigráficos atribuible a los afloramientos discontinuos y aislados (Ruegg, 1956; Davila, 1993; Montoya et al, 1993). Sin embargo, las formaciones del Jurásico al Neocomiano son similares a las descritas en los cuadrángulos del sur, habiendo en el presente estudio uniformizado dicha nomenclatura. El Batolito costero y la estratigrafía de las secuencias volcanoclásticas asociadas han sido investigadas por Pitcher (1978, 1979), Cobbing (1978, 1981, 1983) y Atherton y otros (1983, 1990).

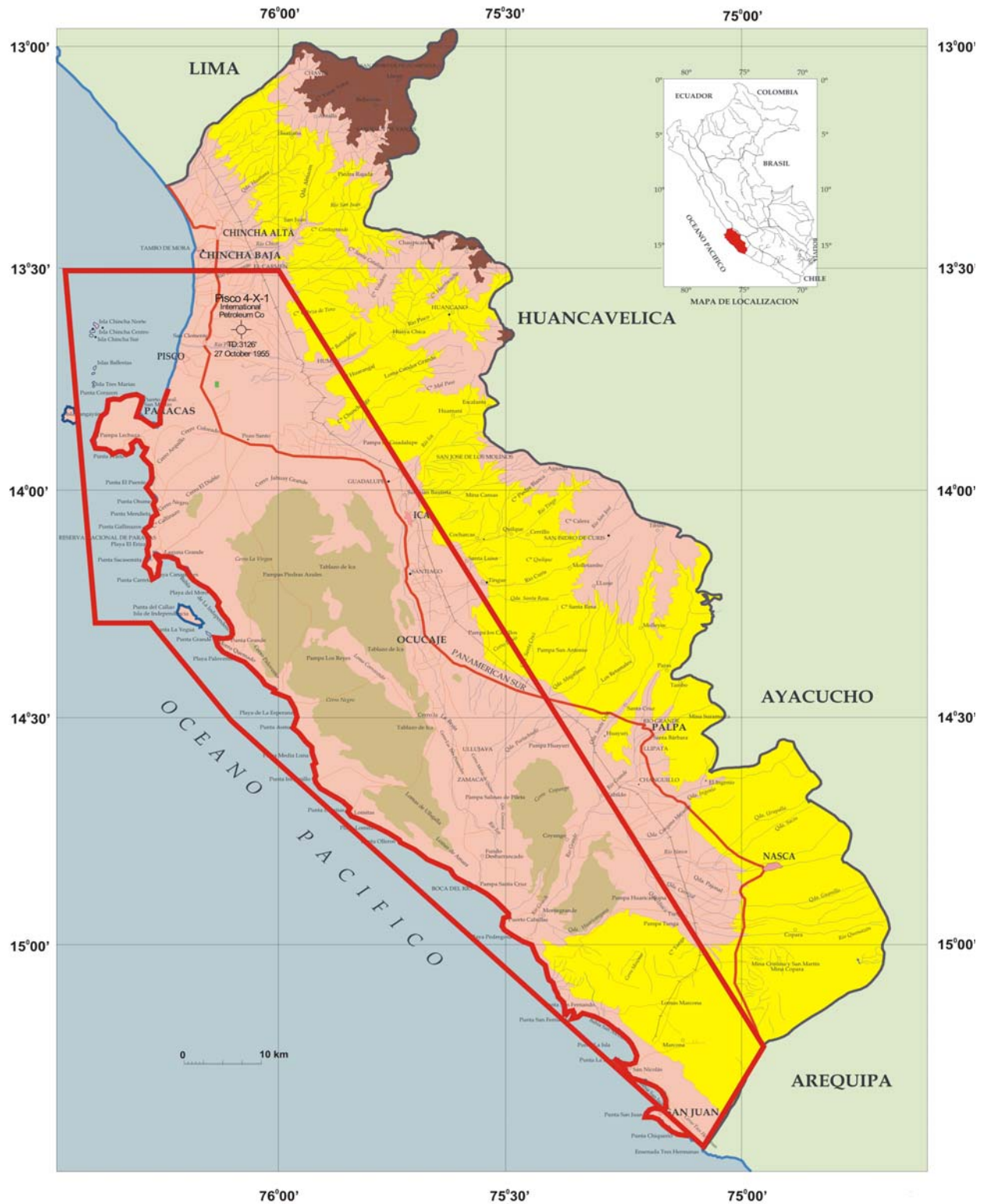


Figura N° 1.1.- Mapa ubicación del área estudiada

CAPÍTULO II

MARCO TECTÓNICO DE LA MARGEN PERUANA

El entendimiento del marco tectónico de la cuenca Pisco pasa por conocer su compleja historia geológica. A diferencia de otras márgenes activas, las reconstrucciones paleotectónicas de las placas de Nazca y Sudamericana, basadas en anomalías magnéticas, solo son confiables a partir de la anomalía 25 (59 Ma) hacia adelante (Pilger, 1981; Pardo Casas y Molnar, 1987). A partir del Paleoceno Tardío, la placa de Nazca se ha estado desplazando con dirección hacia la placa de América del Sur con movimiento relativo hacia el este y con convergencia que variaba en velocidad y ángulo (Pardo Casas y Molnar, 1987).

La evolución tectónica ocurrida durante el Proterozoico y Paleozoico, aún está pobremente entendida debido a la falta de estudios de paleomagnetismo. Solo se presume que las rocas metamórficas del Complejo Basal de la Costa se han acrecionado en el pre-Devoniano. El registro del Paleozoico indica que las facies del Grupo Ambo de la península de Paracas (Aleman & León, 2002), son similares a la descrita en los Andes centrales; sin embargo también su evolución tectónica es poco conocida.

La evolución tectónica Mesozoica se interpreta a partir del registro geológico que se ha desarrollado y establecido en el sistema arco – fosa, desde el Jurásico Temprano. A diferencia de otras márgenes convergentes en este sistema, hay una ausencia de formación del prisma de acreción debido a los procesos dominantes de erosión sobre la subducción. Los cambios de facies y la variación de espesores en distancias cortas sugieren que las rocas mesozoicas se han desarrollado en cuencas extensionales largas y estrechas formadas por una tectónica transtensional. La extensión continental esta evidenciada por el hundimiento del arco volcánico Jurásico y la llegada abrupta de los sedimentos ricos en cuarzo del Grupo Morro Solar o su equivalente la Formación Huallhuani de edad Neocomiana.

En la zona continental de Lima se registra entre el Albiano y el Eoceno la construcción del arco volcánico Casma y el emplazamiento de los plutones del Batolito de la Costa. Los volcanoclásticos del Grupo Casma se han depositado en cuencas extensionales cuya distribución está controlada por la falla Cerrillos. La actividad ígnea originó la generación de magma por debajo de la placa (underplating) levantando la zona del arco / fosa.

En el Eoceno Medio la reorganización global de las placas, produce una marcada convergencia oblicua que da lugar a la formación de fallas de rumbo paralelas a la fosa las que generan las cuencas de antearco (forearc) en la placa superior (Fig.2.1). El aumento de la convergencia ocasionó la rotación de bloques e incrementó la extensión en el antearco. Estos episodios se interrumpen por eventos cortos de compresión que son causados por la convergencia ortogonal y los saltos de fallas a lo largo del rumbo.

ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

El área de la Cuenca Pisco, del oeste al este, involucra cuatro elementos geomorfológicos (Fig.2.2): 1. Cordillera de la Costa, 2. llanuras costeras, 3. la depresión Ica - Nazca y 4. estribaciones de la Cordillera Occidental (Caldas, 1978; Macharé, 1987; Fernández Davila, 1993; Montoya y otros, 1994).

La Cordillera de la Costa representa un importante elemento estructural de dimensión regional que separa la cuenca Pisco Oriental de la cuenca Pisco Occidental (Thornburg y Kulm (1981). Está formada por rocas que pertenecen al Complejo Basal de la Costa (Proterozoico), metasedimentitas del Paleozoico Inferior, intrusivos Devonianos, rocas silicoclásticas del Mississippiano y volcanoclásticos Mesozoicos (Ruegg, 1956; Caldas, 1978; Macharé, 1987; Shackleton y otros, 1979; Fernández Dávila, 1993; Montoya y otros, 1994). Esta unidad en forma de franja presenta una serie de horsts y grabenes poco profundos que se extienden desde el nivel del mar hasta altitudes de 600 m. a 800 m. Sólo el macizo Proterozoico del cerro Huaricangana (adyacente a la Dorsal de Nazca), alcanza la altitud de 1,791 m. El relieve que presenta la costa al sur de la península de Paracas es muy irregular con topografía empinada y numerosas bahías con salientes rocosas. Esta morfología está controlada por fallas de rumbo con dirección al NO, así como por fallas transtensionales de acomodo. Al norte de Paracas, las islas están orientadas al NE-SO, como es el caso de la isla San Gallan. Todas las demás son paralelas a la costa de Pisco, debido a que se han establecido siguiendo la dirección de las fallas mayores, que dan pistas importantes para desentrañar los múltiples episodios de extensión.

Las llanuras costeras presentan una topografía plana a ligeramente ondulada que está formada principalmente por

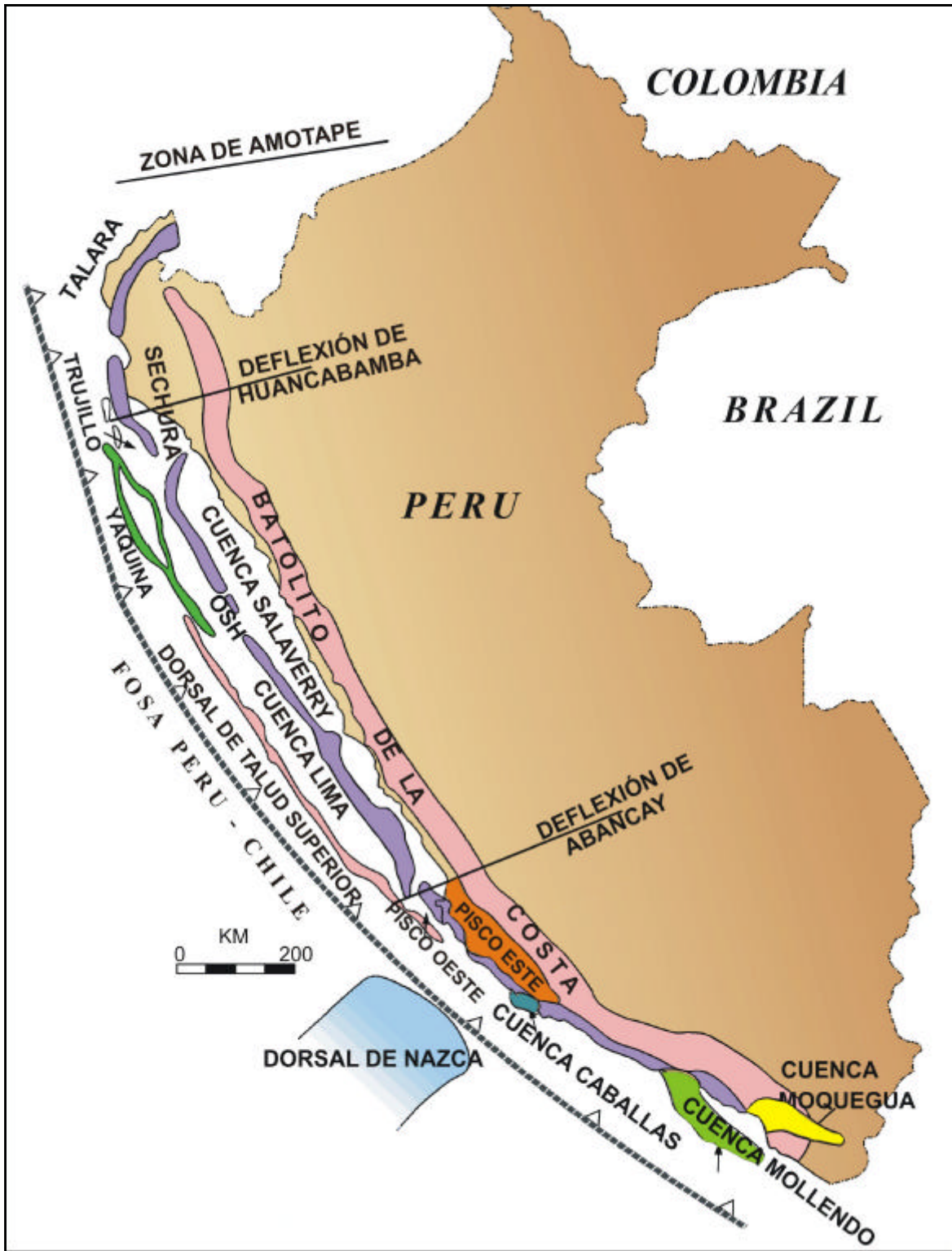


Figura N° 2.1.- Cuenca Peruana de Antearco. Tomado de Travis et al (1976) y Thornburg & Kulm (1981)



Figura N° 2.2.- Unidades Geomorfológicas. Tomado de Macharé (1987).

rocas Terciarias que cubren al basamento Mesozoico. Las llanuras se ubican al oriente de la Cordillera de la Costa, y sus altitudes varían de 250 a 700 metros. Las rocas Terciarias a menudo están cubiertas por extensas dunas eólicas o por el relleno de los valles aluviales que se han formado por la erosión y el levantamiento de la Cordillera Occidental. Los cambios de relieve se relacionan con los paleo-altos pre-Terciarios, la erosión marina diferencial y el levantamiento regional de las terrazas marinas y fluviales.

La depresión Ica - Nazca fué definida por Macharé (1987) para describir una depresión estructural ubicada entre las llanuras costeras y el conjunto de abanicos aluviales ubicados en la ladera de la Cordillera Occidental. La altitud promedio de esta depresión es aproximadamente de 450 m.s.n.m., altitud que está controlada por importantes fallas regionales. Es así, que los valles de Ica y Nazca representan una depresión tectónica importante rellena por sedimentos gruesos de edad Plio-pleistocena, que alcanzan los 850 m de grosor (Teves, 1975). Es importante anotar que la orientación N-S del río Ica, cambia a la dirección NE-SO cuando se aproxima a la Cordillera de la Costa.

Las estribaciones de la Cordillera Occidental forman parte del dominio Andino flanqueado al oeste por la falla Cerrillos. Esta área está caracterizada por presentar topografías escarpadas y sistemas fluviales con gradientes altas (5 a 10 % en promedio) que disectan a las estribaciones de la cordillera. A menudo, las quebradas son lineales sugiriendo un control estructural. Los afloramientos que involucran son los volcanoclásticos Mesozoicos y los intrusivos del Batolito de la Costa (Caldas, 1978; Fernández Dávila, 1993; Montoya y otros, 1994).

ESTADO ACTUAL DEL CAMPO DE ESFUERZOS

Los estudios de neotectónica y distribución de la sismicidad poco profunda que se han realizado a lo largo de los Andes Peruanos, sugieren la actual presencia de dos fajas diferentes de "trench-ortogonal compression" ubicadas aproximadamente a ambos lados de los Andes (Suárez y otros, 1982; Dorbath, 1986). Mientras que las profundidades focales en la región del antearco están ubicadas en la interfase de la placa continental - placa oceánica es decir entre 20 a 40 kilómetros, las profundidades focales en la faja Subandina se extienden entre 10 y 30 Km. y pueden estar relacionadas con el sobrescurrimiento del Escudo Brasileño por debajo de la Cordillera Oriental (Suárez y otros, 1982). Los estudios de tomografía de los tiempos de P y S en la región Subandina demuestran el engrosamiento de la corteza frágil debido a la subducción continental. Sísmicamente, la Cordillera de los Andes es débil y el fallamiento es mayormente normal, ubicándose cerca al límite que separa las altas planicies con la Cordillera Oriental (Sévrier y Soler, 1991) (Fig.2.3). Se pensó

que la extensión norte-sur que caracterizó los altos Andinos, estaba relacionada con un colapso gravitacional orogénico similar al descrito para los Himalayas (Dewey, 1988).

Efectivamente, los tensores de esfuerzos obtenidos del mecanismo focal y los datos neotectónicos en la Cordillera Blanca, sugieren un estado de la extensión en el eje 3 con orientación N60°, casi ortogonal a la Cordillera y compatible con la falla normal de la Cordillera Blanca. Igualmente son importantes las fallas normales con orientación E- O de la Cordillera Occidental a 100 kilómetros al norte de Arequipa y de la región del Cuzco, que están asociadas con un volcanismo calcoalcalino y shoshonítico respectivamente (Sévrier y Soler, 1991).

RECONSTRUCCIÓN DE LAS PLACAS

De acuerdo con Minster y Jordan (1978) la velocidad de convergencia y la dirección de la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana es 10.8 cm/año y N78° respectivamente. El polo de rotación está ubicado en 48.9 N, 86.4 E; por lo tanto, hay poca variación entre las proporciones de convergencia con respecto a la latitud a lo largo del margen Andino (Scotese y otros, 1988). El fondo oceánico adyacente al margen Andino es más joven que los 50 Ma. (Pilger, 1981; Pardo Casas y Molnar, 1987). Sin embargo, es imposible conocer la edad del fondo oceánico subductado antes del Mioceno (25 Ma). Las reconstrucciones de la placas Mesozoicas son aún peores (Fig.2.4 y 2.5), ya que la evolución de los centros de expansión, responsables de las lineaciones en la placa Fénix del Pacífico occidental, es desconocida; debido al intervalo de silencio magnético del Cretáceo (Pardo Casas y Molnar, 1987, Scotese y otros, 1988).

EVOLUCIÓN DE LA DORSAL DE NAZCA - IMPLICACIONES TECTÓNICAS

La dorsal de Nazca es una dorsal asísmica formada en un centro de expansión que se intercepta con la fosa Perú - Chile. A diferencia de muchas dorsales asísmicas del Pacífico occidental, esta dorsal no altera la curvatura planimétrica de la fosa Perú-Chile. El eje de la fosa se sumerge solamente 2 Km. y es un rasgo mas amplio que la dorsal de Nazca que se encuentra lejos de la fosa (Schweller y otros, 1981). Sin embargo los efectos en el ángulo de subducción y la segmentación de los Andes son muy claros (Barazangi, 1976).

Debajo de los Andes Sudamericanos, hay dos segmentos distintos con bajo ángulo de subducción que se extienden a profundidades de 150 Km. (Isacks y Barazangi, 1977). El cambio de los segmentos normal (30°) a plano ha sido descrito por corresponder a una torcedura abrupta o más progresiva de la losa no desgarrada.

Los intentos iniciales para predecir la posición de las dorsales

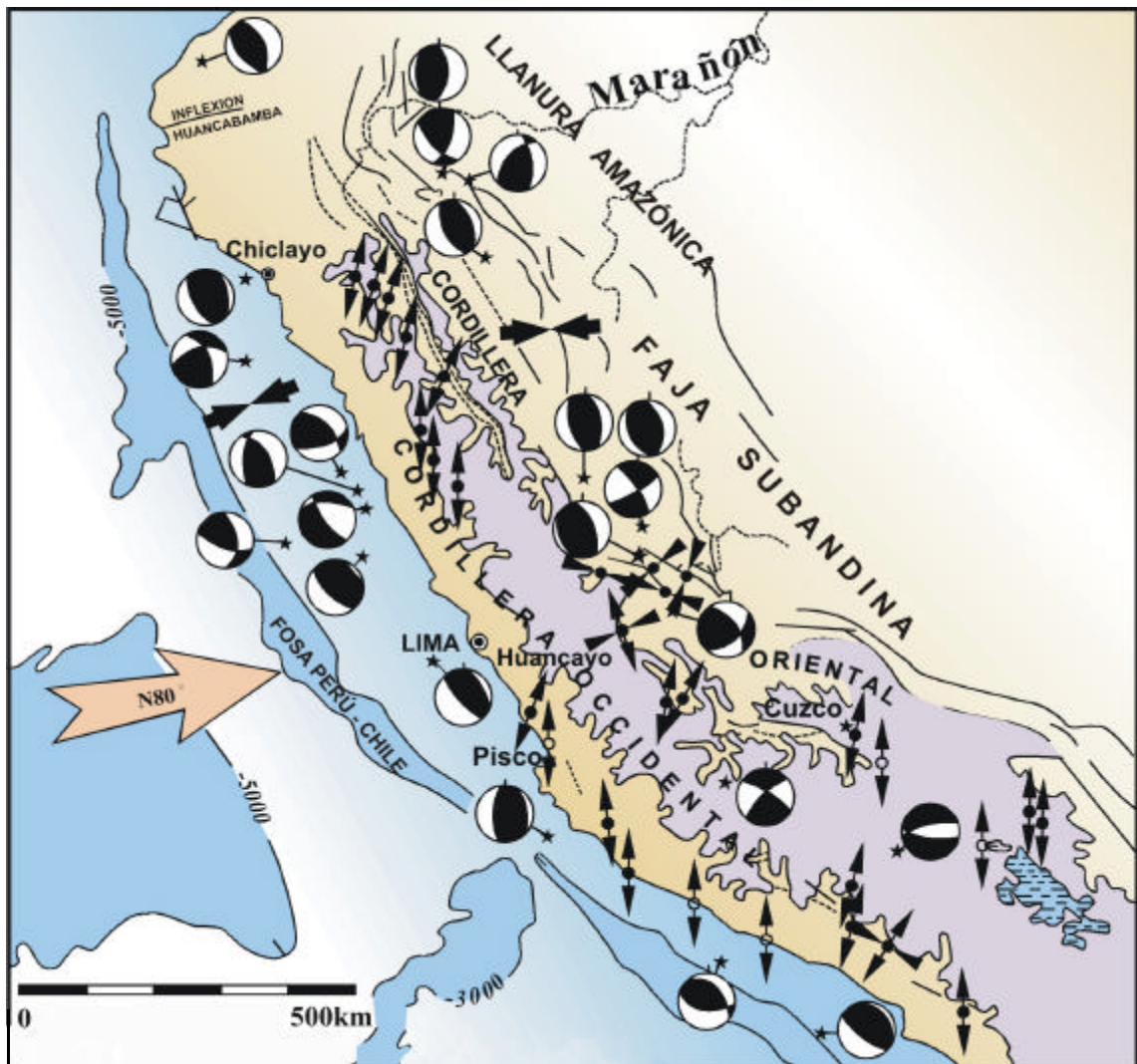


Figura N° 2.3.- Estado actual del campo de esfuerzos. Tomado de Sebrier y Solier (1991).



Figura N° 2.4.-
Reconstrucción Plaza Pacífico
Este. Tomado de Larson y
Pitman (1972)

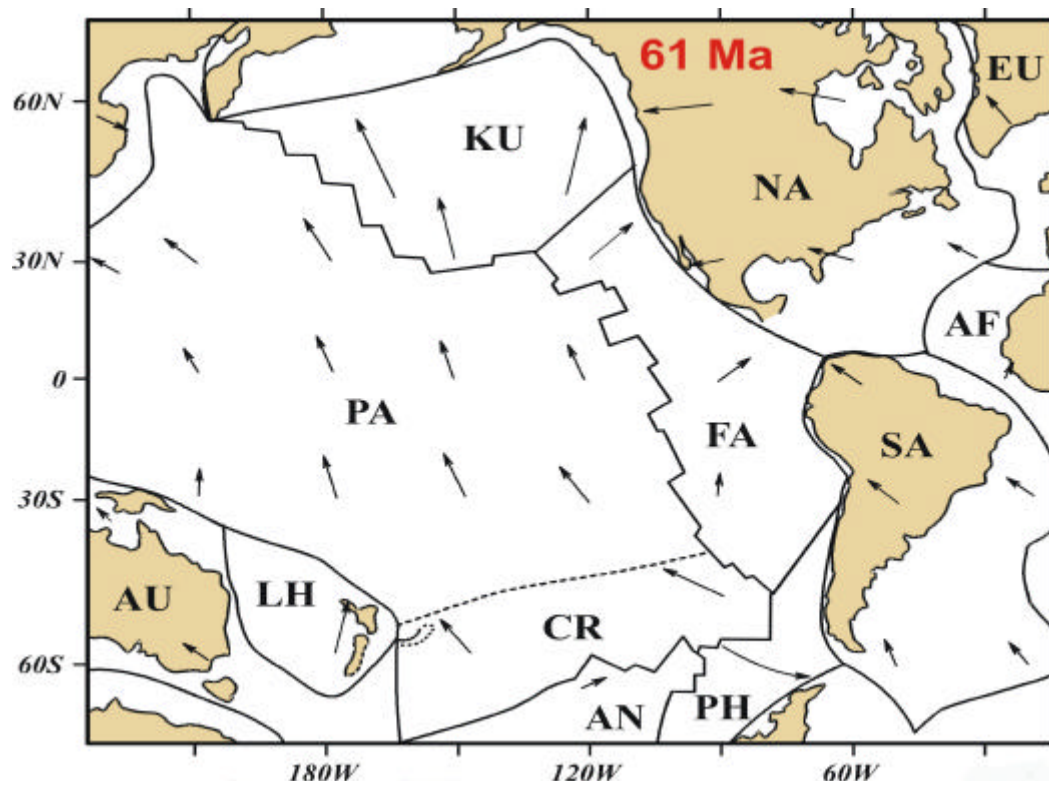


Figura N° 2.5.- Reconstrucción Placa Pacifico Este - Paleoceno. Tomado de Gordon y Jurdy (1986).

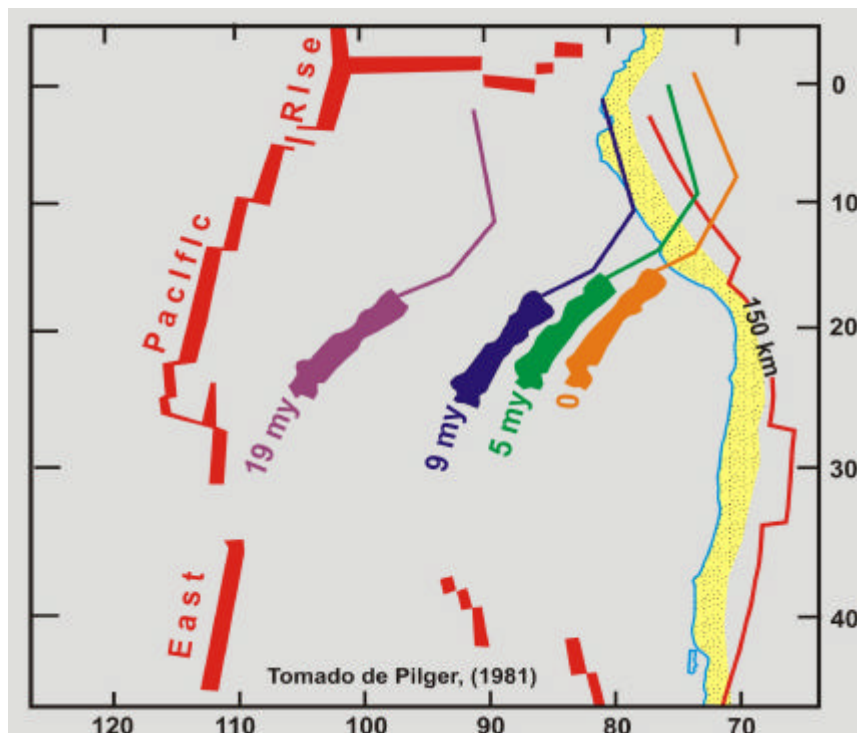


Figura N° 2.6.- Reconstrucción Placa Nazca. Tomado de Pilger (1981).

de Nazca y Juan Fernández, emplearon la hipótesis de los puntos calientes (hot spots) fijos usando parámetros como el movimiento de placa – punto caliente, publicado para las placas del Pacífico y Nazca (Pilger, 1978). Después Pilger (1981) asumió que las dorsales de Nazca y Tuamotú muestran un origen en común para los procesos del centro de expansión de Farallón Pacífico, adyacente a la formación de las placas Pacífica y Nazca. La vieja dorsal Tuamotu era el reflejo de la Dorsal de Nazca y podría usarse esta relación para predecir su configuración.

Es evidente la ausencia de actividad volcánica en las áreas donde existe bajo ángulo de subducción.

La subducción de la Dorsal de Nazca ha sido relacionada con el levantamiento de la cuenca Sechura en el Mioceno tardío (Macharé y otros, 1986; Marty, 1989). Azálgara (1993) también ha usado el proceso de la subducción de la Dorsal de Nazca para explicar el levantamiento del "alto Trujillo" - Salaverry en el Mioceno tardío, así como de gran parte de las cuencas de antearco en el norte peruano. Más al sur, Teves (1975) atribuye el levantamiento de San Juan de Marcona como consecuencia de la subducción de la Dorsal de Nazca. En la cuenca Pisco, el patrón global de las tasas de levantamiento de las terrazas marinas es más bajo al norte de la cuenca y más rápida en la parte sur; relación que es atribuida a la migración de la Dorsal de Nazca (Fig. 2.6) hacia el sur (Macharé y otros, 1986).

EL SISTEMA ARCO - FOSA

Un sistema de arco - fosa ha estado activo a lo largo del margen peruano por lo menos desde el Jurásico Inferior (James, 1971). El magmatismo de arco relacionado a la subducción desde el Jurásico al Cuaternario, se halla registrado en la Cordillera Occidental. No están presentes depósitos de prisma de acreción del Mesozoico al Paleoceno a lo largo de la margen peruana y a lo largo de todo el occidente sudamericano. Aunque los plutones Jurásicos no son comunes, la actividad del arco volcánico está sugerida por la presencia de secuencias volcánicas gruesas del Jurásico a lo largo de la costa peruana (Lambayeque - Tacna). El arco Jurásico fue contemporáneo con las facies de antearco depositadas en estrechas cuencas de extensión. La renovación de la extensión causó el hundimiento y la subsidencia de las facies Jurásicas de antearco y la sedimentación de rocas Neocomianas con secuencias que se extienden desde Lima hasta Arequipa. Entre el Jurásico Temprano, Cretáceo Inferior y el Cenozoico; la extensión ha sido interrumpida por episodios cortos y diacrónicos de compresión.

Un arco volcánico bien-definido y lineal, se desarrolló episódicamente del Albiano al Eoceno Tardío. La convergencia oblicua determina el desarrollo de la fosa paralela a las fallas de rumbo. Éstos proporcionaron una zona de debilidad para el

emplazamiento del Batolito de la Costa. El mayor proceso de erosión de subducción puede responder a la falta de un prisma de acreción que inhibió la apertura del arco-fosa y el desarrollo de amplias cuencas de antearco. Sin embargo, los saltos de falla a lo largo del rumbo crearon cuencas transtensionales que han sido rellenadas por facies gruesas de antearco.

El proceso continuo de subducción, deducido por el lineamiento del arco y por los cambios duraderos en las tasas de convergencia en tiempo y espacio, está registrado por la evolución del sistema de arco - fosa. La subsidencia y a menudo la depositación han estado interrumpidas por eventos cortos de transgresión. Estos episodios compresionales representan fases múltiples de la Orogenia Andina y cuentan para muchos casos con el levantamiento de la margen continental peruana.

LA FOSA PERÚ-CHILE Y ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN

La fosa Perú-Chile es relativamente poco profunda entre el Perú y el Sur de Chile, con profundidades axiales máximas de 6.5 Km. en el punto más bajo de su eje, y con dos importantes dorsales que dividen a la fosa (Schweller y otros, 1981). La fosa está rellenada por turbiditas o sedimentos hemipelágicos y es de 2 a 3 km. menos profunda que las otras fosas de arcos de islas del Pacífico occidental (Kulm y otros, 1981; Schweller y otros, 1981).

Más de 100 metros de sedimentos hemipelágicos cubren a la placa de Nazca y cerca a la fosa estos sedimentos muestran fallamiento normal debido al flexuramiento de la placa oceánica (Prince, 1974, Schweller y otros, 1981). Moore y Taylor describen una fosa de 2 - 3 Km. de ancho en dos perfiles sísmicos distintos con 400 a 500 m. de sedimentos de fosa, con estratificación plana.

Un núcleo cerca a estos dos perfiles indica lodolitas intercaladas con limos turbidíticos y arenas (Kulm y otros, 1981). La placa oceánica subductada se observa bien en las líneas sísmicas profundas y puede rastrearse por lo menos 26 km. al Este del eje de la fosa (Von Huene y otros, 1985; Von Huene y Lallemand, 1990; Azálgara, 1993). Un complejo accreionario relativamente pequeño de edad Cenozoica muestra imbricación bien desarrollada con buzamiento al este (Azálgara, 1993). Los estudios geofísicos de la Placa de Nazca a lo largo de la fosa, muestran que la placa tiene de 33 a 36 Ma al norte de la Zona de la Fractura de Mendaña, 41 Ma en la latitud 12°, y 44 Ma al sur de la Dorsal de Nazca.

El ODP dirigió el estudio sísmico regional a lo largo de la margen peruana antes de perforar varios pozos. Este proyecto fue un intento por resolver la historia tectónica de las cuencas de antearco y la importancia del proceso de erosión / subducción en tiempo y espacio. La subsidencia del Mioceno Medio desde

el borde hacia el mar Sudamericano se atribuye a la erosión tectónica subcortical (Suess y Von Huene, 1988; 1990). La construcción del prisma de acreción Cenozoico recién comenzó en el Mioceno Tardío (Suess y Von Huene, 1988). El cese de la erosión e inicio de la creación del prisma acrecionario resultó del incremento de las tasas de la convergencia del Mioceno Tardío (Pardo Casas y Molnar, 1987).

Se proponen dos mecanismos para la erosión tectónica del Mioceno Medio en la latitud 9° S (Von Huene y Lallemand, 1990). El primer mecanismo está vinculado a la subducción de la dorsal de Nasca y predice el levantamiento y rotura del talud inferior y la posterior subducción de los escombros. El segundo es la erosión a lo largo de la base de la placa superior, que requiere una fragmentación severa de la placa superior activada por las condiciones de sobrepresión debido a la deshidratación.

El ángulo de la subducción está controlado por la edad de la losa, las discontinuidades litosféricas, la presencia o falta de fuerza de ascensión de las dorsales asísmicas y mesetas, tasas de convergencia, y movimiento absoluto de la placa subductada. La fuerza de ascensión es creada por el estado termal de la litósfera joven y tiende a reducir el ángulo de subducción. Las discontinuidades litosféricas en la placa oceánica y/o continental pueden separar zonas de ángulos diferentes de subducción (Barazangi, 1976; 1979; James, 1971). La ausencia de volcanes Cuaternarios entre Huancabamba y la deflexión de Abancay coincide con el bajo ángulo de subducción y la superposición de dos placas litosféricas. Esto podría haber causado el desplazamiento de una cuña astenosférica. Sin embargo, las deflexiones de Huancabamba y de Abancay también coinciden con las dorsales de Carnegie y Nazca respectivamente.

ARCO ALBIANO - PALEOCENO TARDIO: EL BATOLITO DE LA COSTA

El núcleo de la Cordillera Occidental está ocupado por un batolito largo (1600 Km.) y poco ancho (60 Km), compuesto por múltiples intrusiones (más de 1,000 plutones), conocido como el Batolito de la Costa (Pitcher, 1985; Cobbing y Pitcher, 1983). El Batolito se ha emplazado episódicamente desde el Albiano (102 Ma) hasta el Paleoceno Tardío (59 Ma) y causó el engrosamiento de la corteza (Fig. 2.7 y 2.8) (Soler y Bonhomme, 1991). El emplazamiento del Batolito se interpreta como que está controlado por fracturas corticales profundas que guían el desplazamiento del magma e intrusiones a profundidades someras (Pitcher y Bussell, 1977). A pesar de la heterogeneidad litológica, el mecanismo de intrusión es uniforme en todo el batolito (Pitcher, 1985). Los plutones individuales se emplazaron por la subsidencia continua de las calderas y por el ascenso gradual de los plutones asociado con la formación de domos en cantidades menores de la roca primogénita

(Pitcher y Cobbing, 1985). Mientras las tonalitas y granodioritas forman la mayoría de las zonas complejas, los verdaderos granitos ocurren como grandes plutones homogéneos o como plutones centrados y enjambre de diques (Cobbing y Pitcher, 1972, 1982, Bussell, 1985).

La mayor parte del Batolito de la Costa se emplazó durante un período de actividad tectónica compresiva débil, caracterizada por fallas de rumbo dextral (Soler y Bonhomme, 1991). Se han reconocido cinco segmentos y originalmente se interpretó que la segmentación estuvo relacionada con la segmentación estructural de los Andes (Cobbing y Pitcher, 1972). La identificación de Súperunidades también sugiere variación de la composición dentro del batolito. Algunos segmentos como el de Lima despliegan una migración de la actividad volcánica con el tiempo (Mukasa, 1984; Pitcher, 1985). Sin embargo, Soler y Bonhomme (1990) distinguen sólo dos períodos: del Albiano al Campaniano Tardío (102 a 78 Ma).

LAS CUENCAS DE ANTEARCO

La reflexión sísmica y los perfiles batimétricos permiten identificar dos dorsales estructurales con tendencia N-NO: la dorsal de plataforma externa (OHS) y el talud superior de la dorsal (URS), (Thornburg y Kulm, 1981 y Kulm y otros, 1982). Estas dorsales proveen los límites tectónicos para la plataforma y las cuencas de talud a lo largo del margen continental peruano (Fig. 2.1 y 2.9). Thornburg y Kulm (1981) identificaron aproximadamente 10 cuencas de ante-arco de norte a sur: Progreso, Talara, Sechura, Salaverry, Trujillo, Lima, Pisco Occidental, Pisco Oriental, Mollendo y Moquegua (Fig. 2.1 y 2.9). Según Suess y Von Huene (1988), durante el Eoceno, la plataforma se extendió hacia el mar; es decir desde su actual posición de quiebre de plataforma de talud hasta por lo menos debajo de la posición del talud medio actual. La subsidencia de la cuenca se atribuye a la erosión tectónica y la subducción posterior del material de la placa continental (Hussong y Wiperman, 1981). Un problema con esta interpretación es que ignora la importancia de la transtensión y transpresión a lo largo del margen.

El basamento de las cuencas de plataforma consiste a menudo de gneises y esquistos Proterozoicos cubiertos por más de 1,000 m. de sedimentos Cenozoicos (Thornburg y Kulm, 1981; Azalgará, 1993). Hay evidencia que rocas Mesozoicas del antearco están incluidas en la Cuenca Pisco. La dorsal de plataforma externa soportó varios episodios Cenozoicos de subsidencia y levantamiento. La deformación más importante es el evento post-Oligoceno asociado con el levantamiento de la Cuenca Trujillo (Thornburg y Kulm, 1981). La inversión de la cuenca coincide con el hiato depositacional extendido en el Oligoceno, que ha sido descrito e interpretado por Suess y Von Huene (1988, 1990) para correlacionarlo con la migración del arco y la actividad volcánica hacia el Este (Benavides,



Figura N° 2.7.- Segmentación del Batolito de la Costa. Tomado de Pitcher & Cobbing (1985) y Soler & Bonhomme (1990).

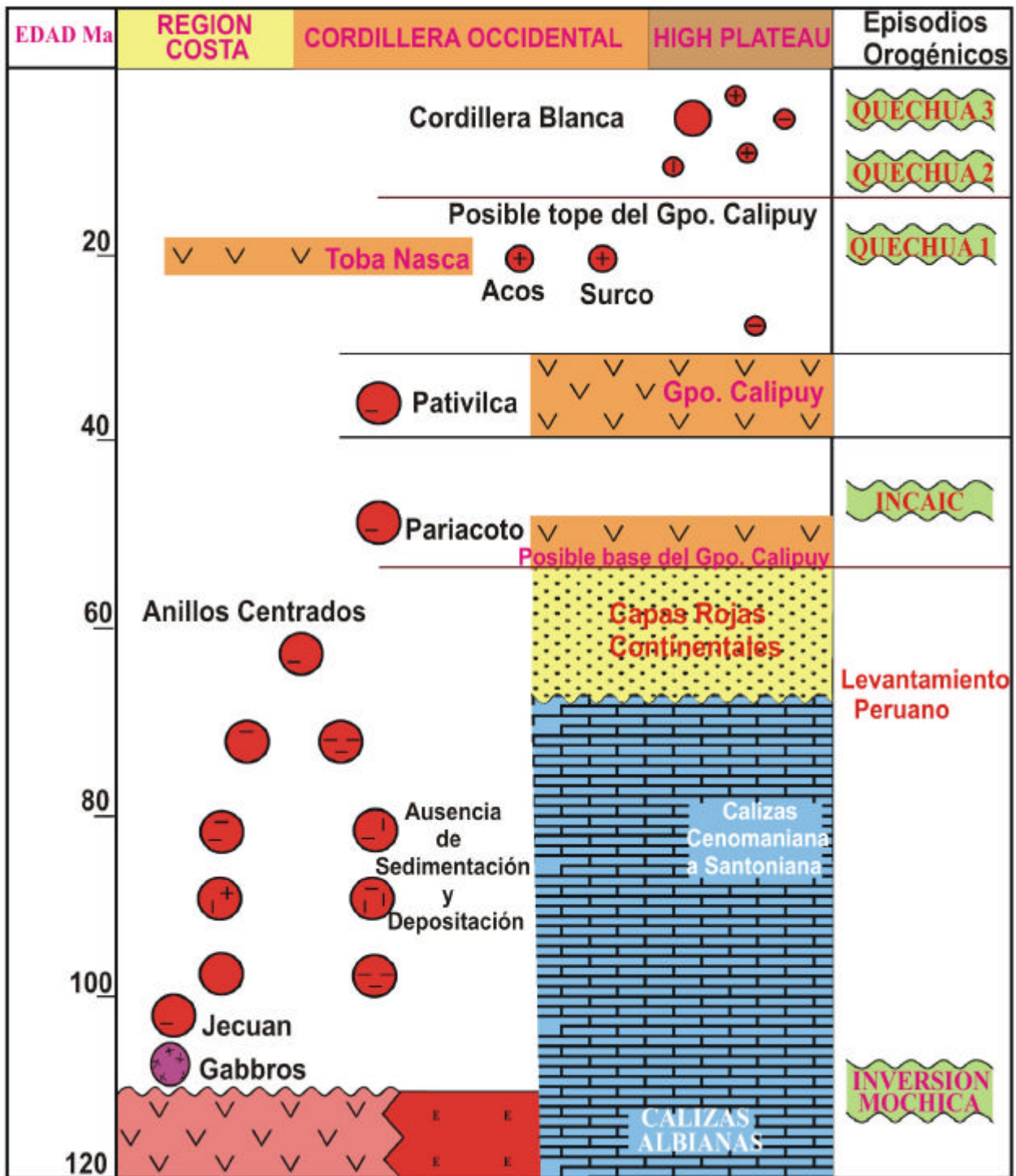


Figura N° 2.8.- Cronología y distribución espacial de las rocas magmáticas. Tomado de Cobbing (1998).

1999). La subsidencia del Mioceno Medio del borde del continente se atribuye a la erosión tectónica subcortical (Suess y Von Huene, 1988; 1990).

Un evento extensional de edad Eocena ha sido propuesto para las cuencas de antearco (Azálgara, 1993). Es así que en la cuenca Salaverry se reporta rocas del Eoceno Inferior, donde la secuencia consiste de areniscas transgresivas basales que gradan sección arriba a facies lodosas de talud con flujos de escombros de aguas profundas del Eoceno Medio a Tardío. En las cuencas Lima y Trujillo, una secuencia de plataforma relativamente delgada del Eoceno Medio subyace a una secuencia de agua profunda de baja energía de edad Miocena (Thornburg y Kulm, 1981; Azálgara, 1993). Azálgara (1993) cartografió rocas del Eoceno en la cuenca offshore Pisco Occidental. También han sido reportadas secuencias bien definidas del Eoceno en la cuenca Pisco Oriental (Caldas, 1978; Macharé, 1987; Dumbar y otros, 1988; Dávila, 1989).

Hay un hiato Oligocénico extendido a lo largo de las cuencas del antearco peruano (Suess y Von Huene, 1988) interpretado como relacionado con el levantamiento de la cuenca Trujillo (Thornburg y Kulm, 1981) y la migración del arco y la actividad volcánica hacia el Este (Benavides, 1999). Sin embargo, la Cuenca Pisco Oriental contiene una secuencia Oligocénica bien definida (Macharé, 1987, Dumbar y otros, 1988, DeVries, 1998). Los estratos Neógenos en la mayoría de las cuencas de antearco están caracterizados por una proporción muy baja de arena/lutita y dominados por lodolitas biogénicas depositadas bajo condiciones neríticas externas a batiales (Azálgara, 1993). Hacia el este, la sedimentación estuvo dominada por el proceso de la plataforma. En las cuencas Progreso, Sechura y Pisco Oriental se depositaron sedimentos silicoclásticos gruesos de aguas poco profundas a nerítica externas, que estuvieron relacionados a eventos extensionales locales y cercanos a la fuente de aportes. Esto está bien ilustrado en la Cuenca Mollendo donde la Formación Camaná está dominada por una secuencia silicoclástica gruesa de agua poco profunda con sedimentos derivados del basamento. Más al sur, la depositación Cenozoica en la cuenca Moquegua tuvo lugar bajo condiciones no marinas.

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE ANTEARCO

Azálgara (1993) identificó cuatro eventos compresivos: Cretáceo Tardío - Paleoceno, Eoceno Medio, Mioceno Tardío y Plioceno Medio y dos episodios extensionales principales durante el Eoceno Medio y el Plioceno Tardío. Debido a que el basamento pre-Cenozoico está involucrado en estos eventos tectónicos, el evento compresivo Cretáceo - Paleoceno está a menudo mal entendido con respecto al episodio del Eoceno Medio debido al pobre carácter sísmico (Azálgara, 1993). En las cuencas Salaverry y Trujillo, Azálgara (1993) documentó

unos estratos horizontales del Eoceno temprano que cubren a una secuencia plegada del Cretáceo. De hecho uno de estos pliegues amplios fue perforado por Repsol (Lobos-1X) que lo interpretó de manera errónea como un "abanico de fondo de cuenca".

La extensión E-O a ESE-ONO del Eoceno Medio fue un evento regional que afectó a la mayoría de las cuencas de antearco caracterizadas por la formación de semigrábenes (Azálgara, 1993) cuya tasa de extensión estuvo en equilibrio con el aporte del sedimento (Azálgara, 1993). La presencia de la fosa paralela al antearco y en donde la extensión ha sido contemporánea con la compresión ortogonal de la fosa y el retro-arco, sólo se explica bajo un marco de convergencia oblicua (Azálgara, 1993). Así la convergencia oblicua causó el fallamiento de rumbo debido a la partición de los esfuerzos y puede dar una explicación de la deformación de transtensión -transpresión penetrante del antearco. De hecho, Azálgara (1993) ha postulado una fosa-subparalela con una falla lateral derecha que separó las zonas de extensión con las de no extensión.

Aleman (inédito) sostiene que la dorsal de plataforma externa y la dorsal del talud superior pueden representar dorsales de presión formadas por el fallamiento de rumbo transpresivo durante los saltos de falla. Las cuencas son del tipo pull apart elongadas, formadas durante la transtensión.

Los cambios en la tasa y ángulo de convergencia dan una explicación para la reactivación de las fallas de rumbo y la formación de las estructuras. Las bajas tasas de la convergencia oligocénica están asociadas con la inmovilidad tectónica (Pardo Casas y Molnar, 1987) y con el levantamiento de la mayoría de las cuencas de antearco. Las tasas de convergencia aumentaron en el Mioceno causando la reactivación de las fallas de rumbo y la renovación de la extensión. El alto continuo de Salaverry-Trujillo del Mioceno tardío a Plioceno, ha dado como resultado una batimetría reducida, localizada y sostenida en el quiebre del talud-plataforma (Azálgara, 1993). Este alto de intracuenca, el complejo de pliegues y sobrescurrimientos (thrusting) con inversiones episódicas; también pueden explicarse en términos de una fosa paralela al sistema de fallas de rumbo.

EPISODIOS DE DEFORMACIÓN: LA OROGENIA ANDINA

La Orogenia Andina representa fases múltiples donde el tiempo, estilo de deformación e intensidad varían espacialmente. La Fase de Virú del Jurásico Tardío es la extensión de la Fase Araucana descrita en Chile y Argentina (Ramos y Aleman, 2000). Desgraciadamente, esta fase de la Orogenia Andina se documenta pobremente a lo largo del Andes Peruanos. La única evidencia para la Fase Orogénica Virú podría ser los cambios abruptos de las petrofacies en el límite Jurásico - Cretáceo. El

cambio de los aportes derivados del arco a proveniencia de sedimentos ricos en cuarzo, derivados del basamento metamórfico está asociado a la extensión penetrante y al levantamiento del basamento Proterozoico cristalino. Este evento regional se extiende desde Lima (Grupo Morro Solar) hasta Arequipa (Formación Huallhuani).

La deformación asociada con la Fase Mochica es relativamente simple como se describe en las áreas de Huarmey y Cañete (Myers, 1974). Los pliegues rectos, raramente apretados están asociados con fallas grandes extendidas de alto ángulo que tienen historias de reactivación múltiples. De otro lado, el volcanismo alcalino basáltico hace pensar fuertemente en la extensión intracontinental (Soler y Bonhomme, 1990). El emplazamiento del Batolito de Costa enmascara con frecuencia esta fase orogénica (Fig.2.10). Realmente, la inyección de un enjambre de diques en el Batolito de la Costa está seguida por una compresión suave asociada con la ascensión del magma granitoide seguido por el levantamiento regional (Bussell, 1983; Moore y Agar, 1985).

Desde el Maastrichtiano (70 Ma) la Placa de Nazca ha convergido con la Placa Sudamericana; sin embargo, la tasa de convergencia entre estas placas varió considerablemente (Pilger, 1981, Pardo Casas y Molnar, 1987). Las bajas tasas de convergencia ocurrieron desde el Maastrichtiano al Eoceno inferior (70-50 Ma) y se correlacionan con la Fase Peruana del Cretáceo Tardío de la Orogenia Andina. El levantamiento de la Cordillera Occidental está asociado con el "underplating" ígneo que podría haber causado el fallamiento de rumbo y la compresión regional (Bussell y Pitcher, 1985). La mejor evidencia para esta deformación está en el registro sedimentario. En el noroeste del Perú, el cambio abrupto de la sedimentación de la secuencia derivada del arco (Copa Sombrero) a rocas derivadas de fuentes Paleozoicas (Formación Tablones), está representado por una discordancia regional.

Basados en las reconstrucciones de las placas, Pardo, Casas y Molnar (1987) calcularon la tasa y dirección de la convergencia en la latitud del Perú Central y correlacionaron la convergencia rápida de la placa con los episodios orogénicos bien conocidos (Steinmann, 1929, Mégard, 1984, Sébrier y Soler, 1991). Según Pardo, Casas y Molnar (1987), las tasas rápidas de convergencia se correlacionan con la fase Incaica del Eoceno Medio (50 y 42 Ma) y Quechua del Mioceno (26 Ma hacia adelante) de la Orogenia Andina; sin embargo, las tasas bajas de la convergencia (36 y 26 Ma) se correlacionan con los períodos de tranquilidad tectónica.

La fase Incaica del Eoceno Medio, la primera deformación Andina Terciaria, se documenta en la parte nororiental de la Cordillera Occidental. Un faja de pliegues compresivos y sobreescurrecimientos bien expuestos al este de la Cordillera

Blanca, se conoce como la Faja Plegada del Maraño (Wilson, 1967, Mégard, 1984). Una secuencia volcanoclástica del Eoceno Tardío a Mioceno Temprano rellena los pliegues abiertos en esta faja (Wilson y otros, 1967). Más al este, la interpretación por huella de fisión de apatita, sugiere una deformación en el Eoceno Medio (Aleman y Marksteiner, 1997). Realmente, esta deformación se documenta cerca de la región interior (hinterland) adyacente a la Faja Plegada y Sobreescurrecida del subandino, donde una secuencia de conglomerados que contiene una toba datada en 54 Ma., sobreyace discordante a las capas rojas del Maastrichtiano (Naeser y otros, 1991).

El evento tectónico Aymara del Oligoceno está pobremente descrito; sin embargo, Sébrier y Soler (1991) han identificado una dirección de acortamiento NNE-SSO que presagia la rápida convergencia andina miocénica (Pardo Casas y Molnar, 1987). La fase tectónica del Mioceno Temprano (Quechua I) se describe bien en el Perú central donde existen evidencias de la reactivación de la Faja Plegada del Maraño (Soulas, 1977), y en el norte del Perú donde los volcánicos sub-horizontales del Mioceno Temprano están cubriendo a las rocas plegadas del Mesozoico y Cenozoico (Noble, y otros, 1990). El análisis estructural sugiere que el acortamiento fue aproximadamente E-W (Soulas, 1977). El Mioceno Medio (Quechua II) también está bien documentado y sigue la dirección de acortamiento del Quechua I (Mégard, 1984). Realmente la faja plegada y sobre-escurrecida Subandina, que originalmente se pensó era principalmente de edad Miocénica Tardía (Quechua III), es el resultado de la deformación episódica que involucró las tres fases de deformación Quechua como lo sugiere la deformación de las molasas asociadas (Aleman y Marksteiner, 1997). Desde tiempos del Plioceno, poco después de las tres fases Quechua, los Andes se levantaron por lo menos 3,000 metros. La Faja Plegada y Sobre-escurrecida del Subandino continúa su propagación al antepaís. Sin embargo el alto andino y las tierras bajas del Pacífico experimentaron fallas de rumbo e inversión de fallas (Sébrier y Soler, 1991).

La deformación por efecto de las fallas de rumbo ha jugado un papel muy importante en la evolución de los Andes debido a la convergencia oblicua de las placas. Esta deformación aumentó por la partición de los esfuerzos a lo largo del margen. La linealidad del arco hace pensar en la presencia de fallas corticales profundas que fueron los conductos para el emplazamiento del batolito (Pitcher y otros, 1985). Durante el Mesozoico los saltos de falla crearon cuencas alargadas y estrechas adyacentes al arco. Las tasas de convergencia rápida del Mioceno Medio asociados con el movimiento absoluto rápido de la placa subducida, causó el retroceso (rollback) de la fosa aumentando los procesos transtensionales. El fallamiento de rumbo paralelo a la fosa en la cuenca de antearco permitió el desarrollo de cuencas pull-apart separadas por dorsales de presión lineal.

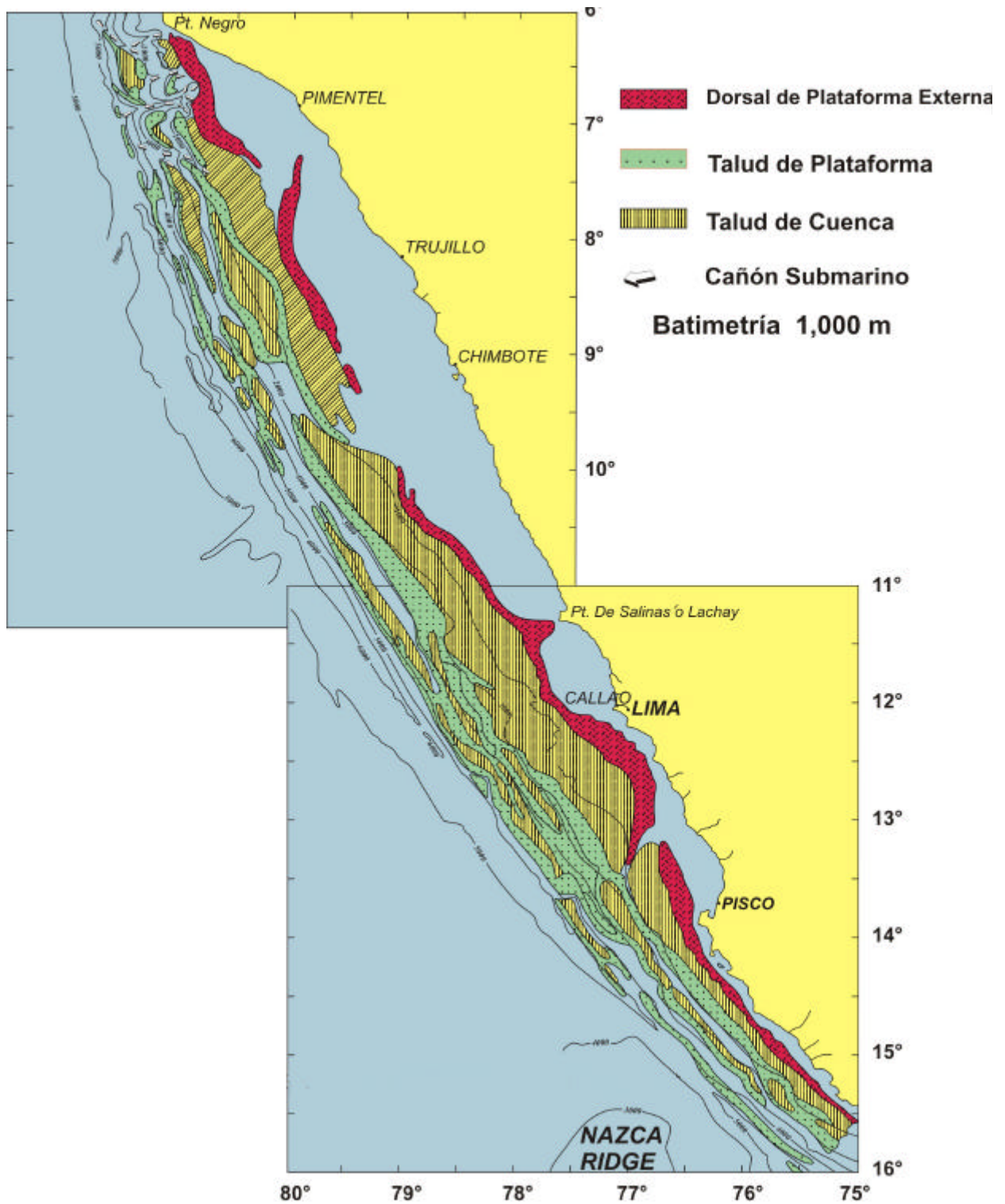


Figura N° 2.9.- Morfología y estructura margen peruana. Tomado de Thornburg y Kulm (1980).

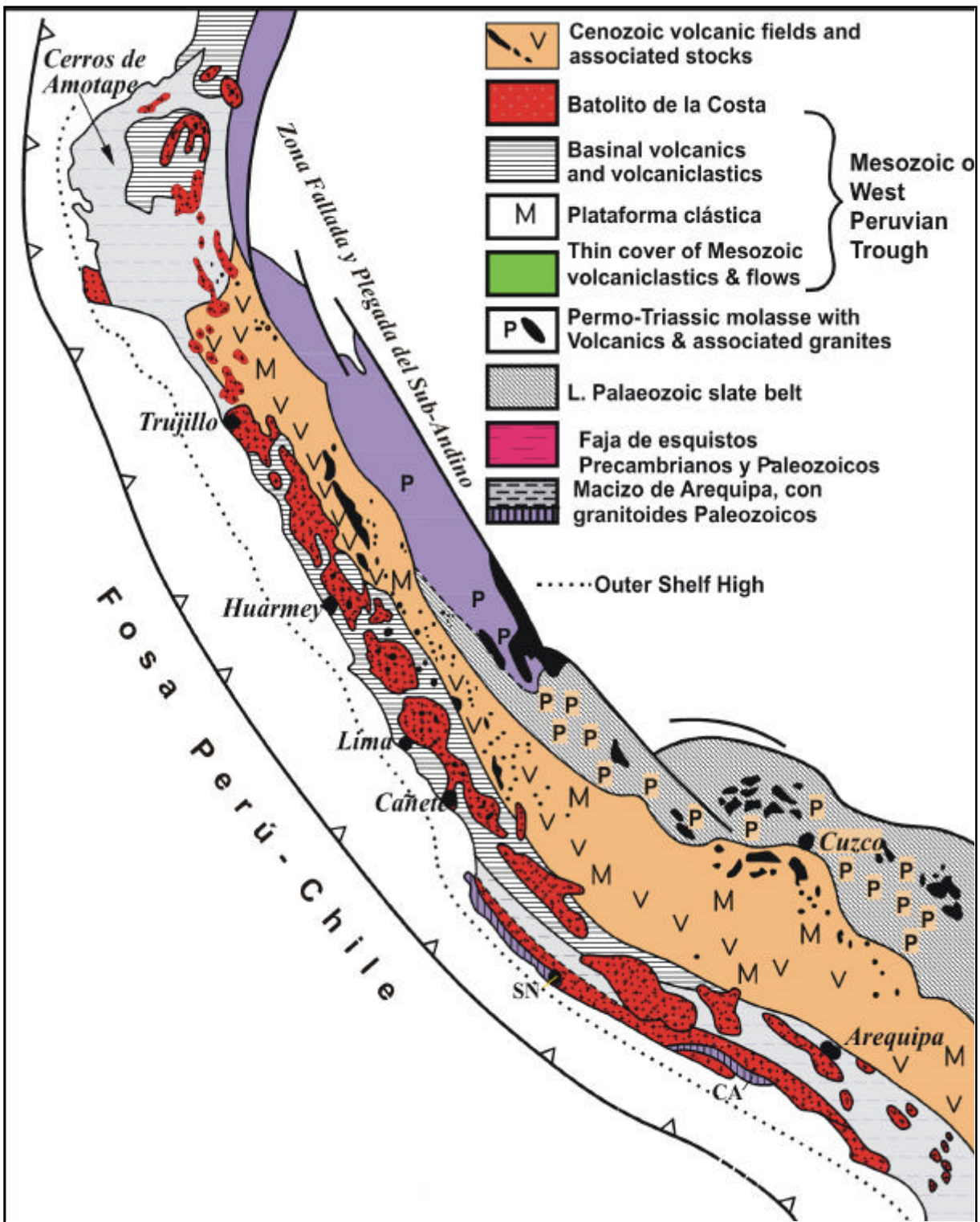


Figura N° 2.10.- Principales fajas granitoides en el Perú. Tomado de Pitcher y Cobbing (1985).

CAPÍTULO III

SINTESIS ESTRATIGRÁFICA DEL PRECENOZOICO

En este capítulo se describe de forma resumida y solo como información general la estratigrafía del substrato Pre-Cenozoico de la Cuenca Pisco Oriental, sobre el cual han evolucionado los numerosos grábenes Cenozoicos. El presente trabajo no ha tenido como objetivo estudiar las rocas pre Cenozoicas, sino considerarlas como el armazón estructural de litología heterogénea que está presente en la margen central peruana.

La evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Pisco es una historia compleja que dura desde el Proterozoico hasta el Cuaternario reciente (Fig.3.1), tiempo en el cual se produce la evolución de la cadena costanera al pie de la Cordillera de los Andes. Las rocas más antiguas (Proterozoico) pertenecen al Complejo Basal de la Costa y afloran en la zona litoral de la costa sur (Bellido y Narváez, 1960); y ellas consisten de gneises, granitos gneisoides, y esquistos micáceos (Formación San Juan). La evolución continuó con la formación de los conglomerados, cuarcitas, calizas marmolizadas y metapelitas del Grupo Marcona asignada por Loevy (2004) al Neoproterozoico – Ordoviciano Temprano, aunque Shackleton (1979) lo consideró del Ordoviciano Tardío – Siluriano Temprano; todas estas rocas han sufrido metamorfismo penetrante (Caldas, 1978). Entre el Siluriano Tardío al Devoniano se registraron dos pulsos magmáticos efímeros como parte del emplazamiento del Batolito de San Nicolás (Mukasa y Henry, 1990). Un duradero hiato depositacional y erosional ha sido coetáneo con los múltiples eventos orogénicos que se han producido antes de formarse las areniscas y lutitas del Grupo Ambo (Carbonífero Inferior).

La Formación Guaneros del Jurásico Medio–Superior, consiste de rocas volcánicas y flujos de lavas que documentan un arco volcánico calco-alcalino que se extendió desde el norte peruano hasta Chile (Ramos y Aleman, 2000). Las rocas clásticas ricas en cuarzo de la Formación Huallhuani (Neocomiano) son contemporáneas con la extensión cortical y el hundimiento del arco Jurásico (Jenks, 1948; Aleman, 1996). La extensión se pone en evidencia por el cambio abrupto de la fuente de aporte, que cambia de los terrenos del arco volcánico a los bloques continentales como resultado del levantamiento de las rocas proterozoicas y paleozoicas. Estos bloques han sido la fuente principal para las areniscas ricas en cuarzo presentes desde Lima hasta Arequipa (Grupo Morro Solar – Formación Huallhuani). Este episodio que ocurrió en la costa

peruana está probablemente relacionado con el cambio abrupto del movimiento de la placa Sudamericana y el ángulo de subducción (Aleman, 1996). Sobre la Formación Huallhuani se encuentran los volcánicos y lavas Albianas descritas como la Formación Copara (Grupo Casma). Esta unidad representa las facies de arco frontal contemporáneo con los gabros y doleritas del Batolito de la Costa (Pitcher y Cobbing, 1985; Atherton, 1990). Dentro de la Formación Copara se encuentran varias sucesiones gruesas de calizas con alto contenido orgánico, similar al que presenta la Formación Pariatambo en la región andina.

El sistema arco-fosa establecido desde el Jurásico Medio, siguió activo aún durante el Cenozoico y la sedimentación Terciaria no comenzó hasta el Eoceno Medio. La convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana causó la partición de los esfuerzos y la transtensión en el antearco (Pilger, 1981; Pardo Casas y Molnar, 1987).

PROTEROZOICO

Bellido y Narváez (1960) usaron el nombre de Complejo Basal de la Costa para describir una secuencia de rocas metamórficas que afloran a lo largo de la costa sur peruana (Fig. 3.2). Las exposiciones de esta faja metamórfica están de manera discontinua desde la península de Paracas hasta el norte de Chile. Estos terrenos también son descritos con el nombre de "Macizo de Arequipa" (Douglas, 1920; Dalmayrac y otros, 1977; Shackleton y otros, 1979). En la costa central este macizo separa a las cuencas Pisco Oriental y Occidental y sus límites han sido trazado mar adentro (offshore) con el nombre de "dorsal de plataforma externa" (Thornburg y Kulm, 1981).

PALEOZOICO

Las rocas Paleozoicas presentes en la cuenca Pisco, se restringen a los afloramientos de conglomerados, calizas y metapelitas del Grupo Marcona y las rocas silicoclástica del Grupo Ambo de edad Carbonífero Inferior. El episodio ígneo está documentado por el Batolito de San Nicolás que se ha emplazado a lo largo de la Cordillera de la Costa.

El Batolito San Nicolás

El Batolito San Nicolás forma parte de la Cordillera de la Costa y sus plutones se distribuyen desde la Península de Paracas

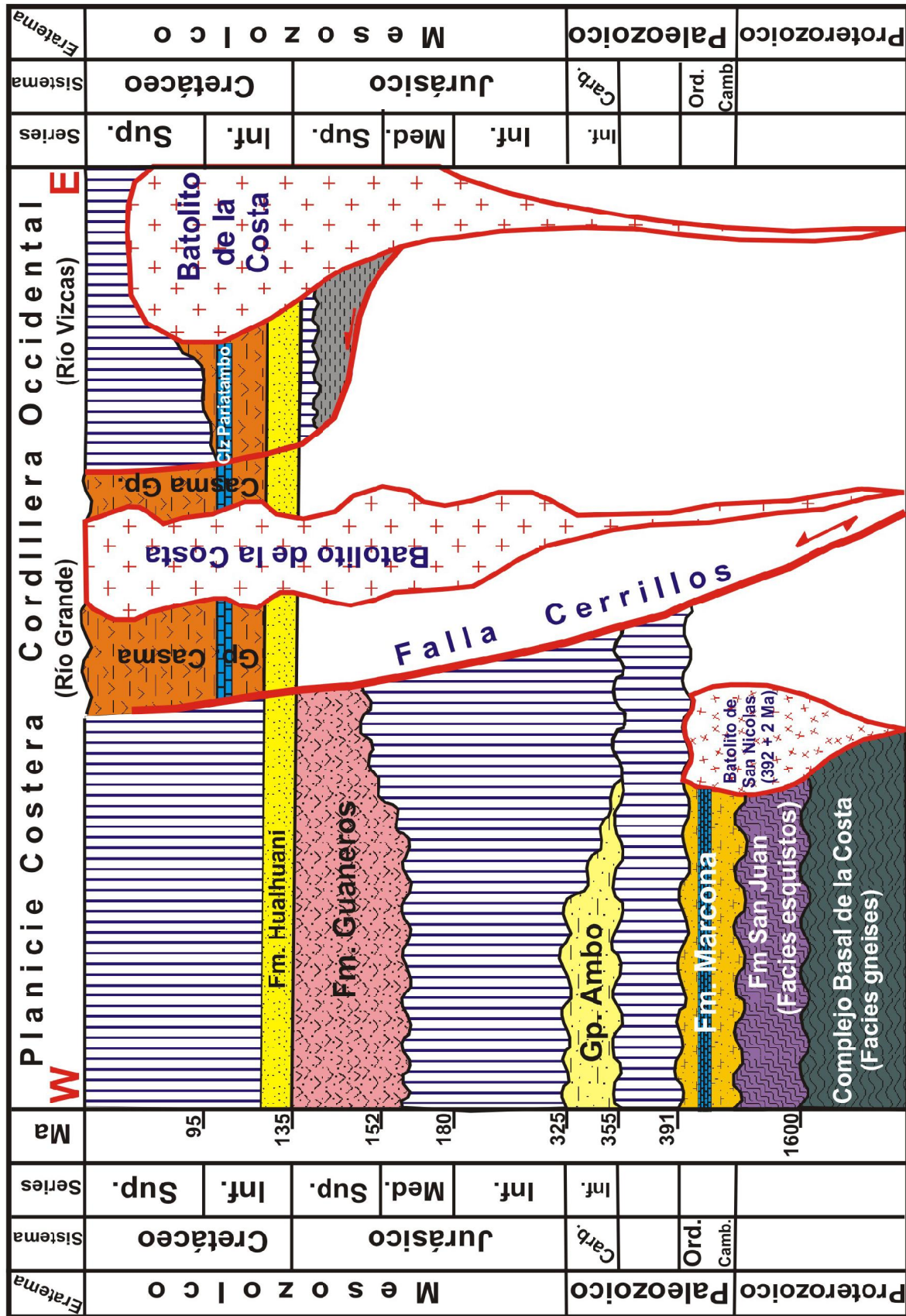


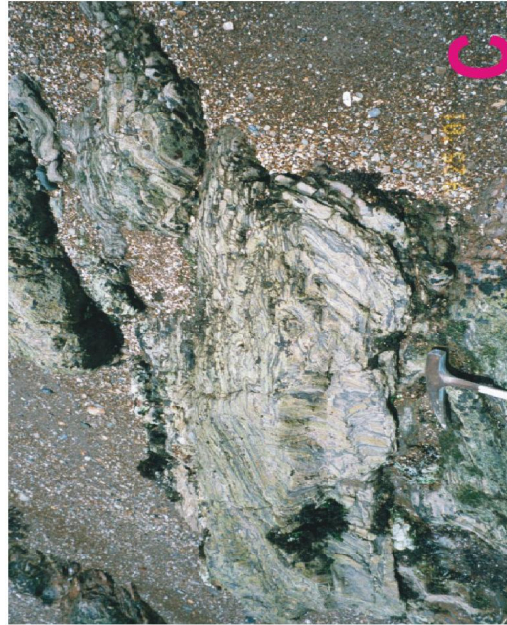
Figura Nº 3.1.- Correlacion Estratigrafica Unidades Precenozoicas en el área de Pisco.



A. Foliación desarrollada durante la segregación de la ortosa que muestra fuerte aplanamiento y alargamiento dentro de los micaesquistos con ortosa. (Zona del milonita?).



B. Acercamiento de la orientación dominante de la ortosa en los esquistos.

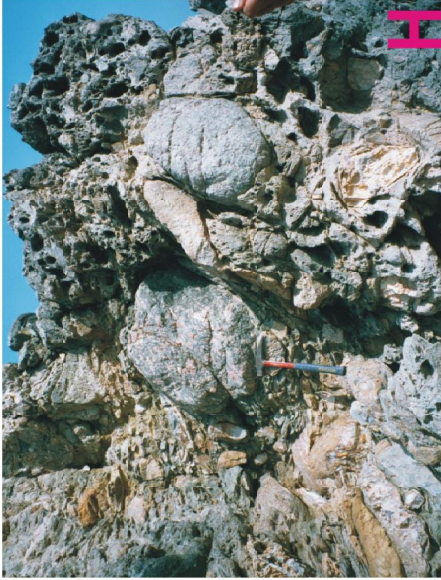


C. Pliegue desarrollado en una zona de milonita.



D. Conglomerado mal clasificado de la Formación Chiqueríos.

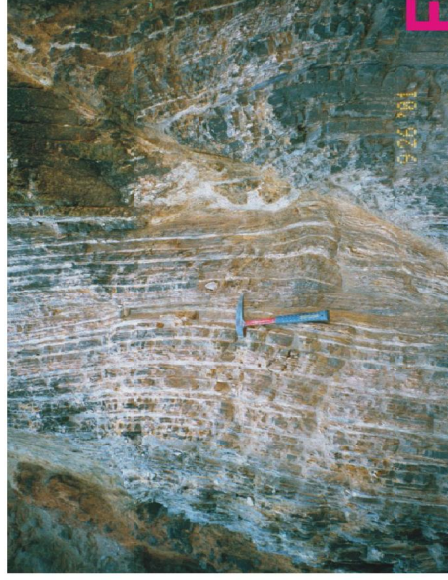
Figura Nº 3.2.- Rocas Precambrianas de la Cordillera de la Costa (San Juan de Marcona).



H. Esquisto de cuarzo - ortosa que muestra el alargamiento del cristal de ortosa.



G. Esquisto de cuarzo-mica que muestra aplanamiento pronunciado de los guijarros de un protolito de flujo de escombros.



F. Falla lateral derecha que afecta una lodolita laminada interpretada como una varva? de la Formación Chiquerios.



E. Cizallamiento y pliegue vertical desarrollado a lo largo de una zona de milonita.

Figura Nº 3.2.- Rocas Precambrianas de la Cordillera de la Costa (San Juan de Marcona).

hasta San Juan de Marcona. Estos intrusivos tienen como roca caja a los metamórficos Proterozoicos y a las rocas del Paleozoico Inferior (Caldas, 1978; Mukasa y Henry, 1990). Durante su fase de emplazamiento el batolito desarrolló tres tipos de rocas predominantes distribuidas en tres formas concéntricas diferentes: un núcleo donde se encuentra emplazada una adamelita (monzogranito), una parte intermedia donde se encuentra las granodiorita con las dioritas y finalmente el extremo de los anillos que está formado por los gabros (Caldas, op. cit.). Los gabros y gabrodioritas ocurren también en forma de diques radiales. Los plutones de gabros, granodioritas y monzogranitos se caracterizan por la abundancia de magnetita y fenocristales de hornablenda euhedral de hasta 2 cm. de longitud (Pitcher, 1974; Wilson, 1975). El batolito exhibe una foliación bien definida y una lineación que está representada por la orientación de los cristales de hornablenda y de otros minerales.

La interpretación de la distribución de los elementos mayores, sugiere la presencia de un magma calco-alcalino con alta concentración de K₂O debido a la extracción selectiva del feldespato potásico del basamento Proterozoico (Mukasa y Henry, 1990). Así mismo, el batolito contiene zircones derivados de rocas proterozoicas. Las primeras edades reportadas en base a isócronas Rb/Sr se interpretaron como edad Jurásica, luego Wilson (1975), usando el método K/Ar dató dos pares de hornablenda y biotita cogenéticas obteniendo las edades de 439 ± 9 Ma. para el área de Marcona Ma. y 421 ± 11 Ma. para la Península de San Nicolás. Más tarde Caldas (1978) reportó para este batolito edades K/Ar de 442 ± 10.4 Ma, 438 ± 9 Ma, y 421 ± 10 Ma. Además, los estudios de geocronología U/Pb realizados en zircones del Batolito de San Nicolás, han dado como resultado la identificación de dos eventos magmáticos de vida corta; la primera entre 425 Ma. y la segunda entre 394 - 388 Ma. (Mukasa y Henry, 1990).

Grupo Ambo

Newell y otros (1953) en su artículo primigenio sobre las rocas del Paleozoico Superior del Perú, describieron y correlacionaron los afloramientos de la playa La Mina con las rocas de la localidad típica (Ambo, Huánuco) ubicada en los Andes Centrales. El Grupo Ambo consiste de areniscas de grano grueso y delgado con estratificación cruzada, intercaladas con capas delgadas de lutitas carbonosas. En la Playa La Mina se ha medido 145 m. en la sección en la que tanto el tope como la base se encuentran fallados (Figs. 3.3 y 3.4).

Las secciones estratigráficas en detalle indican depositación de ríos meandriformes con litofacies de complejos sedimentarios de leveés, llanuras de inundación y rellenos de canal (point bar). Aunque las areniscas son ricas en cuarzo, contienen abundantes fragmentos de rocas volcánicas que

sugieren su procedencia desde un arco volcánico desconocido, contemporáneo con la sedimentación.

Fuchs (1903), Zeiller (1910), y Berry (1922) describieron la paleo-flora del Grupo Ambo de Paracas, asignando la edad Westfaliana que fue confirmada por Steinmann (1929). Los paleontólogos de INGEMET identificaron *Cyclostigma pacifica* (Steinmann), *Calamites cf.*, *Calamites peruvianun* Gothan, y *Lepidodendron sp.*, *Sphenopteris paracasica* Gothan??, *Rhacopteris circularis* Walton, cuyas edades coinciden con el Mississippiano. Los estudios de Alleman y Pfefferkorn (1991) describen la presencia de bosques carboníferos con restos de *Tomiodendrom* en posición vertical e inclinada. Alleman (1991) también reporta la presencia del lamelibranchio *Myalinidae* de agua salobre, en la sección de la Playa La Mina.

ROCAS MESOZOICAS

Las rocas Mesozoicas del área estudiada tienen edades que van del Jurásico Medio hasta el Cretáceo Tardío. La base se inicia con rocas volcanoclásticas del Bajociano a Titoniano que documentan la presencia del arco insular Jurásico. El cambio abrupto de la procedencia de sedimentos derivados del arco volcánico (Formación Guaneros) a fuentes de sedimentos ricos en cuarzo, ha sido contemporáneo con el levantamiento de los bloques metamórficos (extensión ensiálica) y con el hundimiento del arco Jurásico a inicios del Cretáceo. Este evento ha dando lugar a la presencia de rocas silicoclásticas (Formación Huallhuani) de ambiente fluvial a marino somero.

Una característica importante es el paso casi concordante de las rocas Jurásicas a Cretáceas, que se registra desde Lima hasta Arequipa. El contacto entre la Formación Huallhuani y el Grupo Casma (Albiano) se observa en pocos afloramientos, destacando la sección que se ubica frente al desvío a San Juan de Marcona (Panamericana Sur).

Jurásico

Un importante hiato estratigráfico existe entre los depósitos del Grupo Ambo y la Formación de Guaneros, debido a fallamientos sin y post-depositacionales. Las rocas Jurásicas sólo afloran en áreas poco extensas y antes a este estudio habían sido cartografiadas como formaciones distintas: Formación Río Grande (Ruegg 1956), Formación Jaguay (Ruegg 1961), Formación Chocolate (Fernández Dávila, 1993), Formación Monte Grande (Montoya y otros, 1993) y Formación Guaneros (Fernández Dávila, 1993); dando como resultado una proliferación de unidades que solo han causado confusión en las correlaciones estratigráficas regionales.

Formación Guaneros

Es característica de esta unidad que los volcanoclásticos estén intercalados con niveles sedimentarios. Los volcanoclásticos son principalmente andesíticos, sin embargo algunos son de

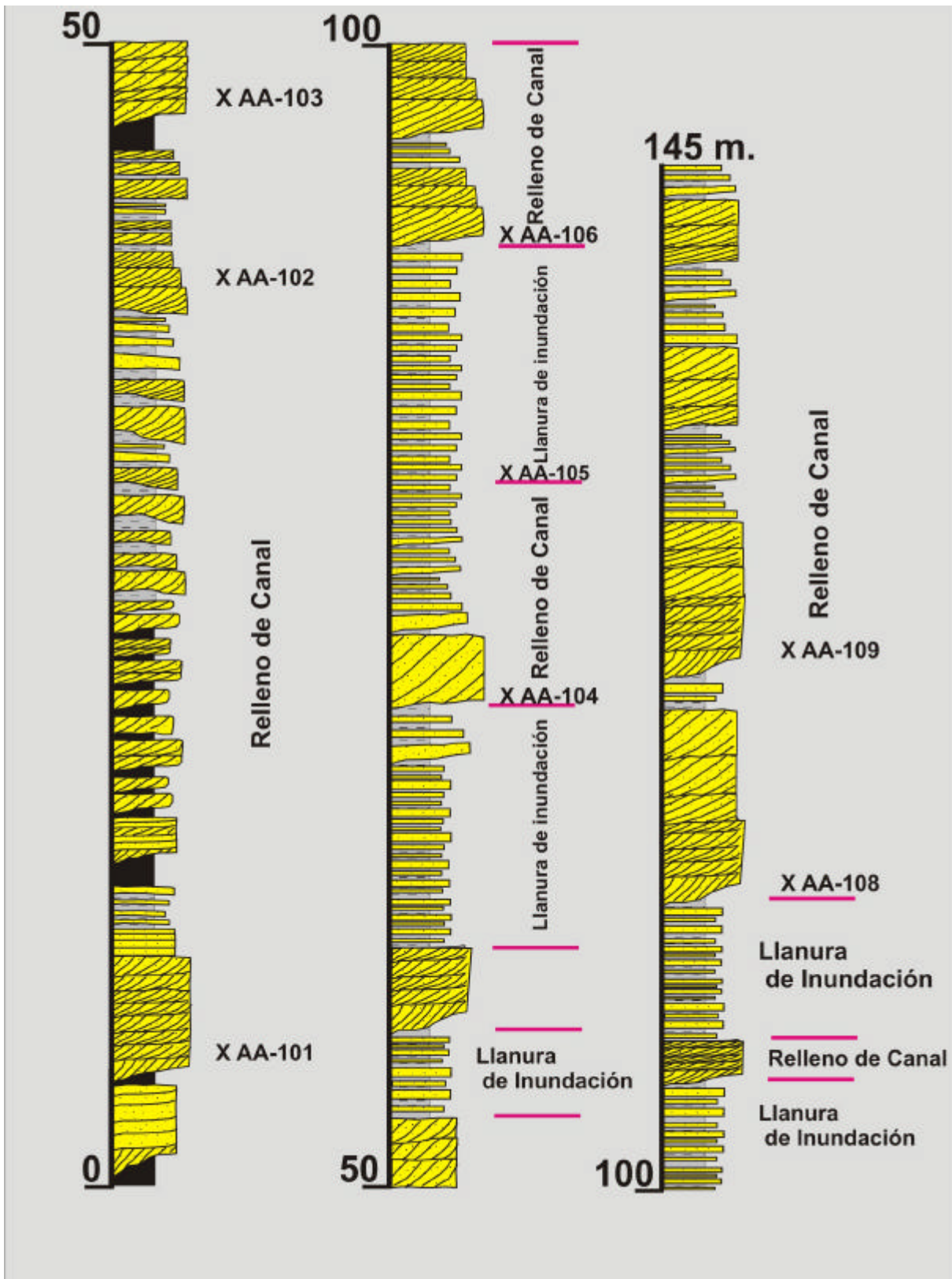


Figura N° 3.3.- Grupo Ambo - Sección La Mina



A. Vista panorámica del Grupo Ambo que muestra varios ciclos estrato y grano-decreciente.



B. Detalle que muestra la erosión de la base de los estratos decrecientes.



C. Canal erosivo de gran escala que corta carbones y pizarras carbonosas.



D. Base del canal que muestra estratificación cruzada pobremente desarrollada.



F. Manto delgado de carbón (facies de llanura de inundación) intercalada con areniscas masivas.



G. Manto grueso de carbón con una capa de jaspe (depósito de llanura de inundación) subyaciendo a areniscas gruesas de un canal erosivo.



H. Primer plano mostrando discreto ciclo grano-decreciente de un manto de carbón.

Figura N° 3.4.- Playa La Mina (Grupo Ambo)

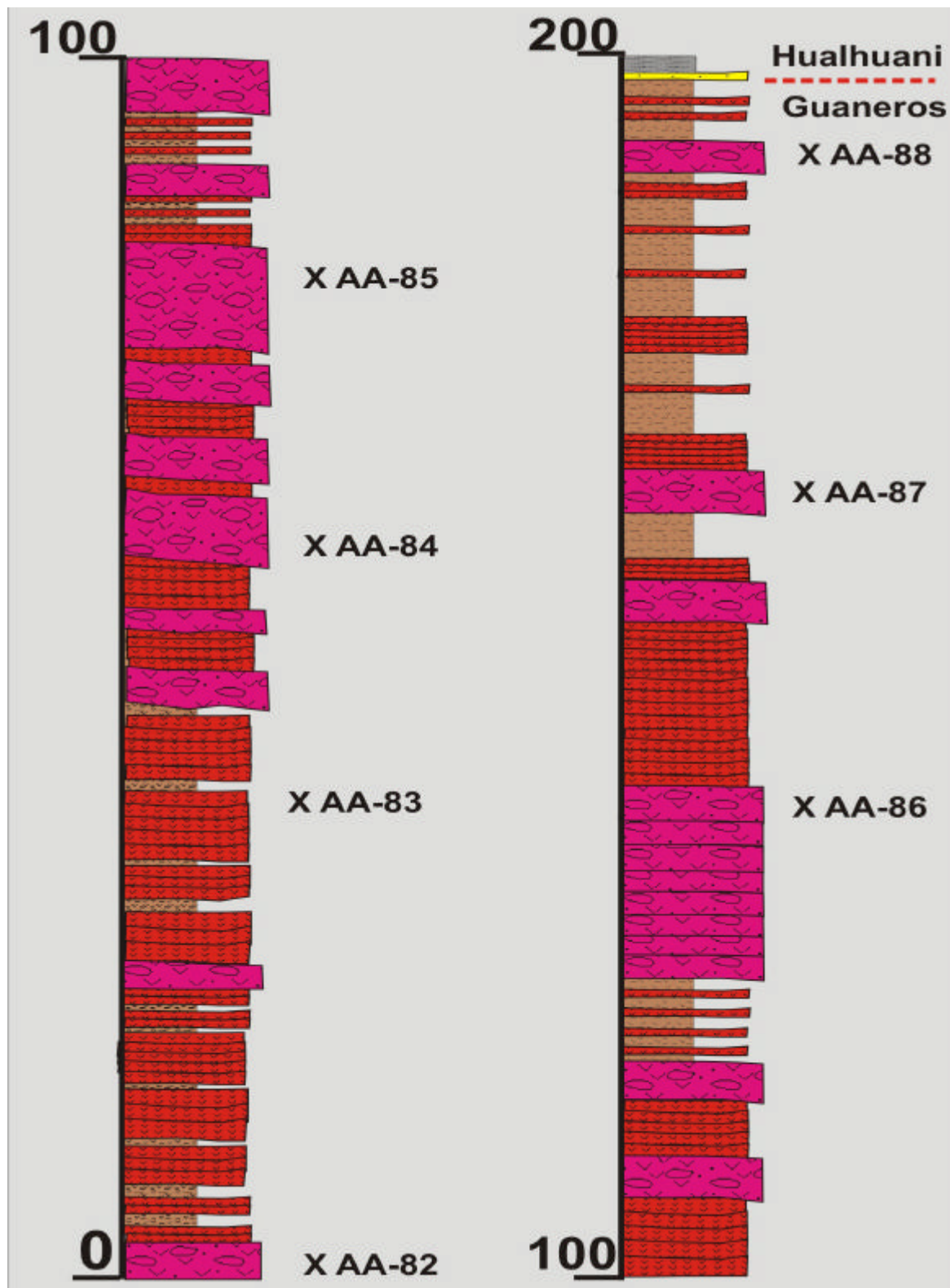


Figura N° 3.5.- Formacion Guaneros
(Cabildo - Río Grande)

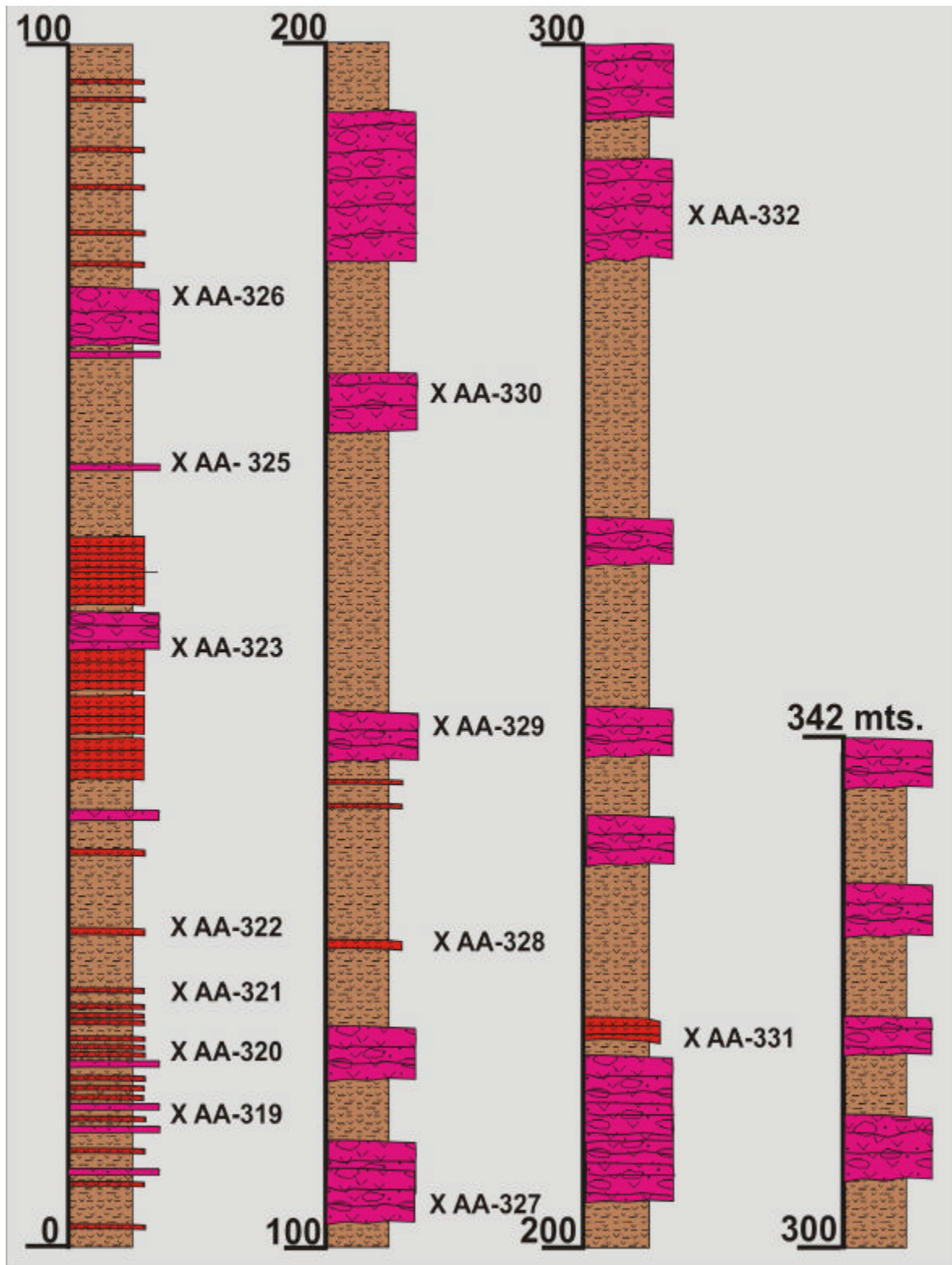
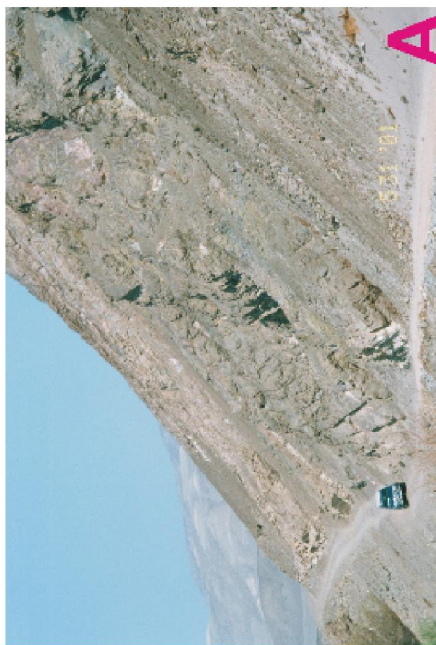


Figura N° 3.6.- Formacion Guaneros (cerca a Ocucaje).



A. Vista panorámica de los flujos de lavas intercaladas con brechas piroclásticas y tobas de lapilli en la carretera a Cabildo (Río Grande). Vista al oeste.



B. Primer plano de los flujos de lavas en capas gruesas.

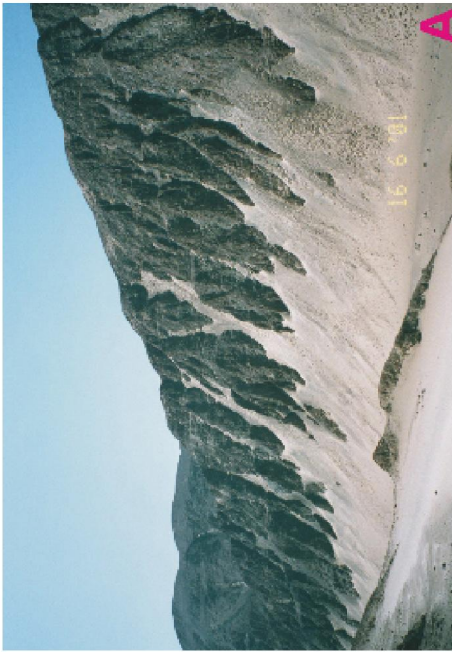


C. Tobas de lapilli y brechas piroclásticas cerca al tope de la Formación Guaneros.



D. Primer plano de las brechas piroclásticas en capas gruesas cerca al tope de la Formación Guaneros.

Figura Nº 3.7.- Formación Guaneros (cerca a Cabildo - Río Grande).



A. Vista panorámica mirando al sur de la Formación Guaneros mostrando brechas intercaladas con tobas piroclásticas y tobas de lapilli.



B. Detalle de los flujos de lavas interstratificadas con brechas piroclásticas y tobas de lapilli.



C. Vista panorámica que muestra una posible falla que separa en la parte izquierda rocas volcánicas con buzamiento fuerte y en la parte derecha volcánicos con buzamiento bajo.



D. Brechas interstratificadas con tobas de lapilli.

Figura N° 3.8.- Afloramiento de la Formación Guaneros cerca a Ocucaje.

composición riolítica. Las rocas volcánicas incluyen a las cineritas, tobas de lapilli, piroclásticos, brechas hialoclásticas y flujos de lavas porfíricas afaníticas (Figs. 3.5, 3.6, 3.7 y 3.8). Las calizas varían de lodolitas calcáreas a grainstones fosilíferos y packstones, que están presentes en capas gruesas que varían de 10 cm. a 2 m. La parte inferior de la unidad cubre en discordancia a la Formación San Juan y la parte superior está debajo de la Formación Huallhuani en forma concordante. El espesor de la unidad es difícil de calcular debido a la exposición fragmentada y discontinua de sus afloramientos. La edad de la Formación Guaneros se extiende desde el Bajociano al Titoniano. La presencia de la unidad volcánica se interpreta como una parte del arco volcánico que se extendió del norte del Perú (Formaciones Colán y Oyotún) hasta el norte de Chile (Formación La Negra).

Cretáceo

La sedimentación Cretácea comienza con el levantamiento regional de los bloques antiguos y el hundimiento del arco volcánico Jurásico, presente a lo largo de la costa. Como resultado de la extensión ensialica, las rocas Proterozoicas y Paleozoicas se levantan en bloques y se convierten en fuentes de sedimentos ricos en cuarzo para la Formación Huallhuani. Esta unidad está formada por secuencias silicoclásticas fluviales a marinas de aguas poco profundas, depositadas en grabenes alargados. El cambio abrupto de la procedencia y estilo de sedimentación es seguido por el inicio del emplazamiento del Batolito de la Costa. Es decir, de los silicoclásticos de la Formación Huallhuani se pasa a secuencias gruesas de volcanoclásticos del Grupo Casma, que se han depositado al este de la Falla Cerrillos. Esta estructura es una falla de rumbo paralela al arco con una componente significativa de desplazamiento normal. El emplazamiento post Albiano del Batolito de la Costa causó "underplating" y por consiguiente dio lugar al levantamiento de la Cordillera de la Costa antes del evento extensional del Eoceno Medio.

Formación Huallhuani

Caldas (1978) describió con el nombre de Formación Yauca una secuencia abigarrada de rocas silicoclásticas que afloran cerca a la pampa de Yauca. Los estudios realizados por los autores de este trabajo, demuestran que la litología y posición estratigráfica de la Formación Yauca es similar a la Formación Huallhuani cuya distribución de afloramientos va desde Ica hasta Tacna.

En el paraje de Cabildo (Río Grande) se ha medido una sección de 150 m. de grosor de la Formación Huallhuani, que consiste en su parte inferior de lutitas finamente laminadas rojo - púrpura y verde azulado, limolitas grises intercaladas con areniscas sacaroideas de grano fino, rosadas a blancas; las cuales cubren transicionalmente a la Formación Guaneros (figs. 3.9 y 3.10).

La parte superior consiste de areniscas cuarzosas blancas y rosadas en estratos gruesos, intercaladas con lutitas y limolitas similares a la parte inferior. La flora encontrada en esta unidad incluye *Alethopteris branneri*, *Equisetites fortillis* y *Weischselia peruviana* que se interpreta como de edad Jurásica a Cretáceo Inferior (Caldas, 1978).

Fernández Dávila (1993) cartografió a la Formación Huallhuani dentro del Grupo Yura en los cuadrángulos de Ica y Córdova. En esta área describe una secuencia inferior de areniscas ricas en cuarzo con estratificación cruzada, de color blanco a marrón rojizo; calizas arenosas, intercaladas con lutitas laminadas y andesitas porfíricas. La parte superior está dominada por cuarcitas ferruginosas con estratificación cruzada intercaladas con lutitas. El mismo autor coleccionó la *Trigonia forti* Lisson y *Weichsellia peruviana* Zeiller, y *Mactra peruana* Steinmann que son de edad Neocomiana a Aptiana. Montoya y otros (1993) cartografiaron esta unidad entre los ríos Ingenio y Nazca (cuadrángulo de Palpa) sin encontrar fauna fósil.

Grupo Casma

Las rocas volcánicas del Grupo Casma se encuentran al este de la falla Cerrillos; lugar donde comparte sus dominios con los plutones del Batolito de la Costa. Dentro de los límites de la cuenca Pisco no se exponen afloramientos de rocas ígneas Cretáceas, debido a que la falla Cerrillos limitó la actividad volcánica hacia el oeste.

Caldas (op. cit.) utilizó el término de Formación Copara, para describir a una secuencia gruesa de volcanoclásticos que consiste de brechas volcánicas, areniscas feldespáticas, grauvacas gris verdosas, subgrauvacas y areniscas rojas intercaladas con niveles delgados de lutitas, tobas y flujos de lava; que afloran en los Cerros Copara (Figs. 3.11 y 3.12). Estas rocas volcánicas se interpretan como equivalentes al Grupo Casma y son contemporáneas con el emplazamiento inicial del Batolito de la Costa.

La litología del Grupo Casma está mejor representada en los 5,300 m de sección medida en los cerros Santa Cruz – Huayurí (Palpa). La sección consiste de flujos masivos de lavas porfíricas y afaníticas; brechas piroclásticas gris verdosas a gris rojizo, con capas medianas de cenizas y tobas de lapilli; brechas hialoclásticas y calizas bituminosas gris oscuras. En varias capas muestreadas en el cerro Huayurí, los volcanoclásticos contienen granos de cuarzo; presencia que se interpreta por el levantamiento de rocas ricas en cuarzo de edad más antigua que el Albiano. Las variaciones rápidas de las facies y grosores en distancias cortas indican la depositación del Grupo Casma en un sistema de grabenes ligados al sistema arco- fosa.

En el cerro Portachuelo (Nazca) así como en otras localidades;

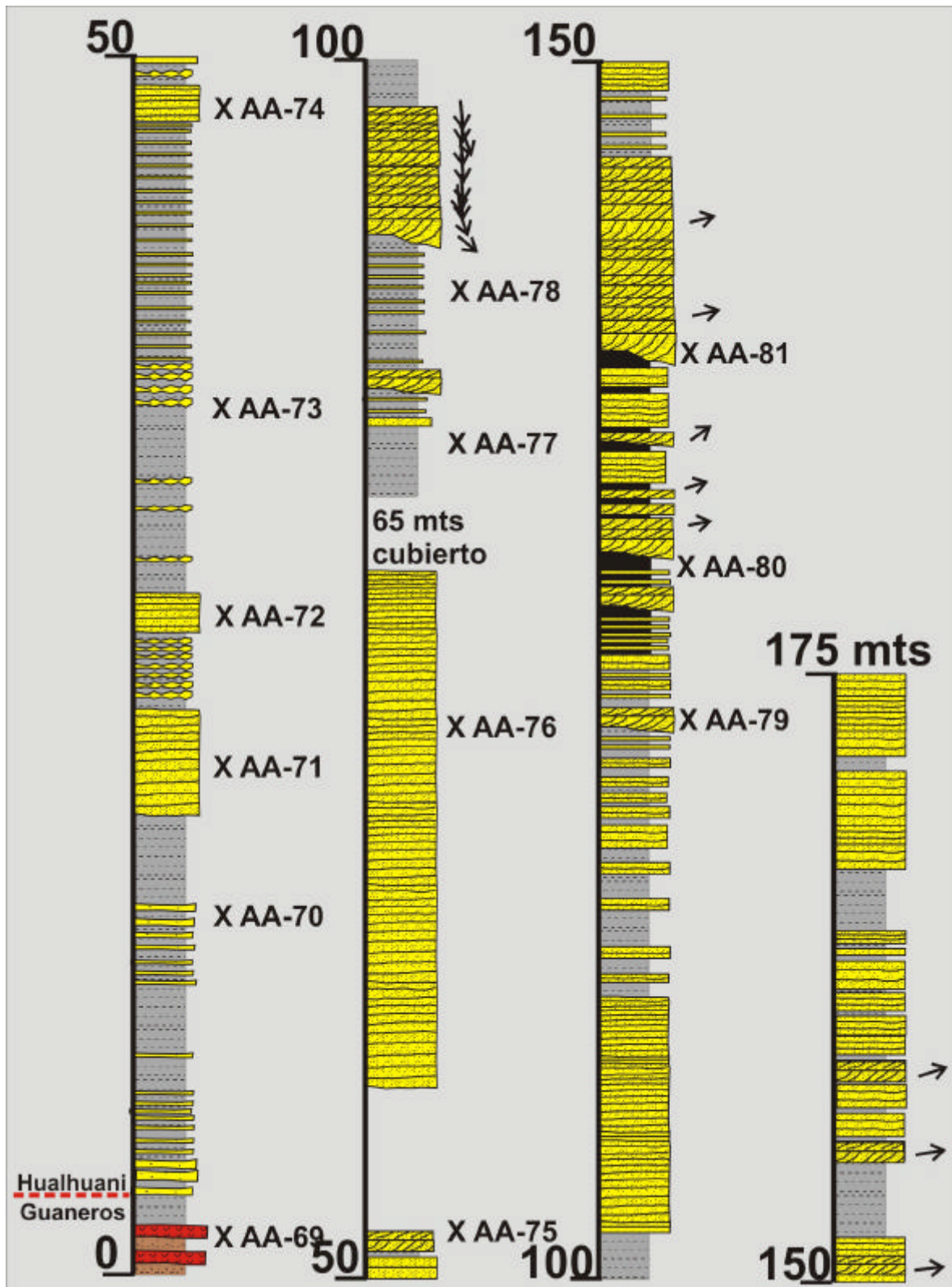


Figura N° 3.9.- Formación Hualhuani (cerca a Cabildo (Río Grande)).



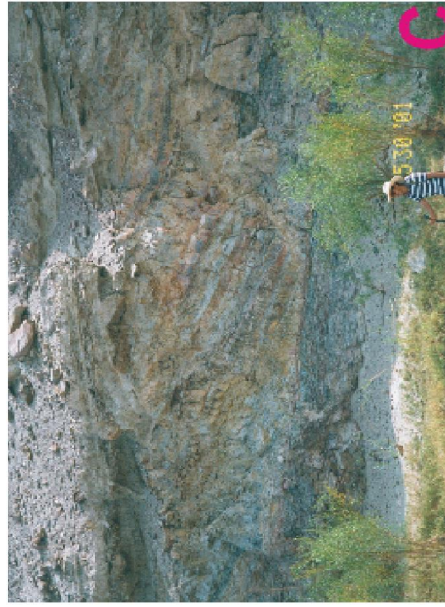
B. Primer plano de las areniscas intercaladas con capas de carbón en ciclos estrato - granocreciente (avulsión?).



D. En primer plano, ciclo estrato - granocreciente con un canal exhibiendo capas acrecionadas de avulsión.



A. Vista panorámica de las areniscas en capas gruesas con delgados mantos de carbón (margen izquierda de Río Grande). Las areniscas muestran ciclos estrato y grano-creciente. Una falla normal pequeña desplaza la capa de carbón.



C. Acercamiento de los olistolitos grandes (capas con buzamiento fuerte) en capas de areniscas y lutitas.

Figura Nº 3.10.- Formación Hualhuani en Río Grande (cerca a Cabildo).



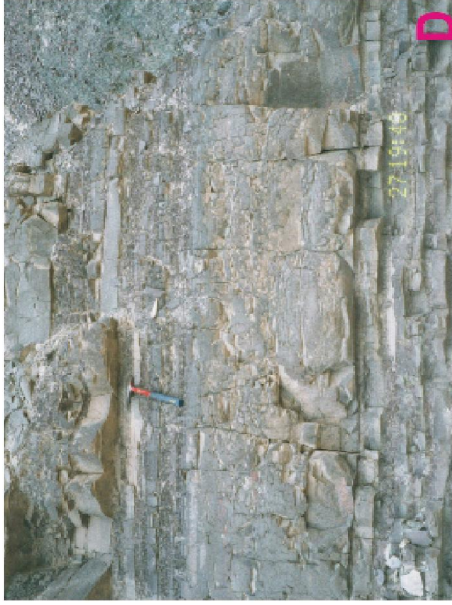
A. Vista panorámica mostrando la meteorización típica de los volcanoclásticos del Grupo Casma.



B. Brecha piroclástica sobreyaciendo a una toba de lapilli de grano grueso.



C. Acercamiento de una brecha hialoclastica de andesita basáltica.



D. En primer plano, tobas de lapilli de grano fino y grueso intercaladas en capas delgadas.

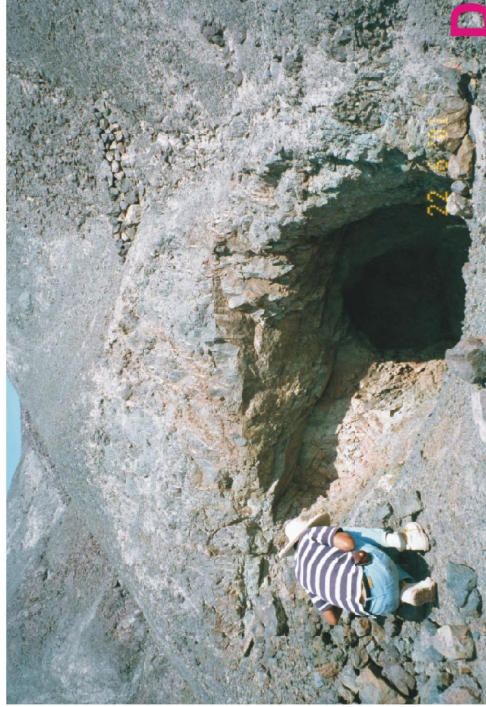
Figura N° 3.11.- Afloramiento del Grupo Casma (Formación Copara) en el cerro Huayuri.



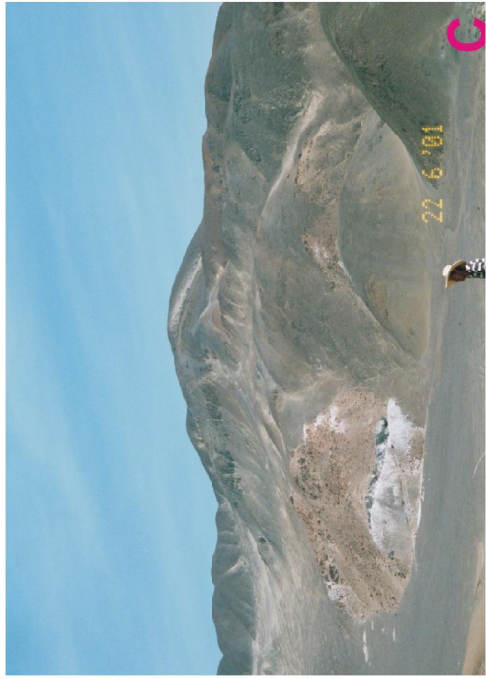
B. Vista panorámica al contacto entre el plutón cuarzo-monzonítico (color bronce) y los volcanoclásticos del Grupo Casma.



A. Vista panorámica del plutón cuarzo-monzonítico de la Super - unidad Tiabaya que intruye a los volcanoclásticos gruesos del Grupo Casma. Los diques andesíticos tardíos cortan a su vez al intrusivo cuarzo-monzonítico.



D. Una labor de exploración minera cerca al contacto entre la cuarzo-monzonita y los volcanoclásticos del Grupo Casma.



C. Otra vista panorámica del plutón pequeño cuarzo-monzonítico cortando un sill de andesita del Grupo Casma. Cerca a la Mina Copara.

Figura Nº 3.12.- Afloramientos del Grupo Casma (Formación Copara) a lo largo del camino a la Mina Copara.

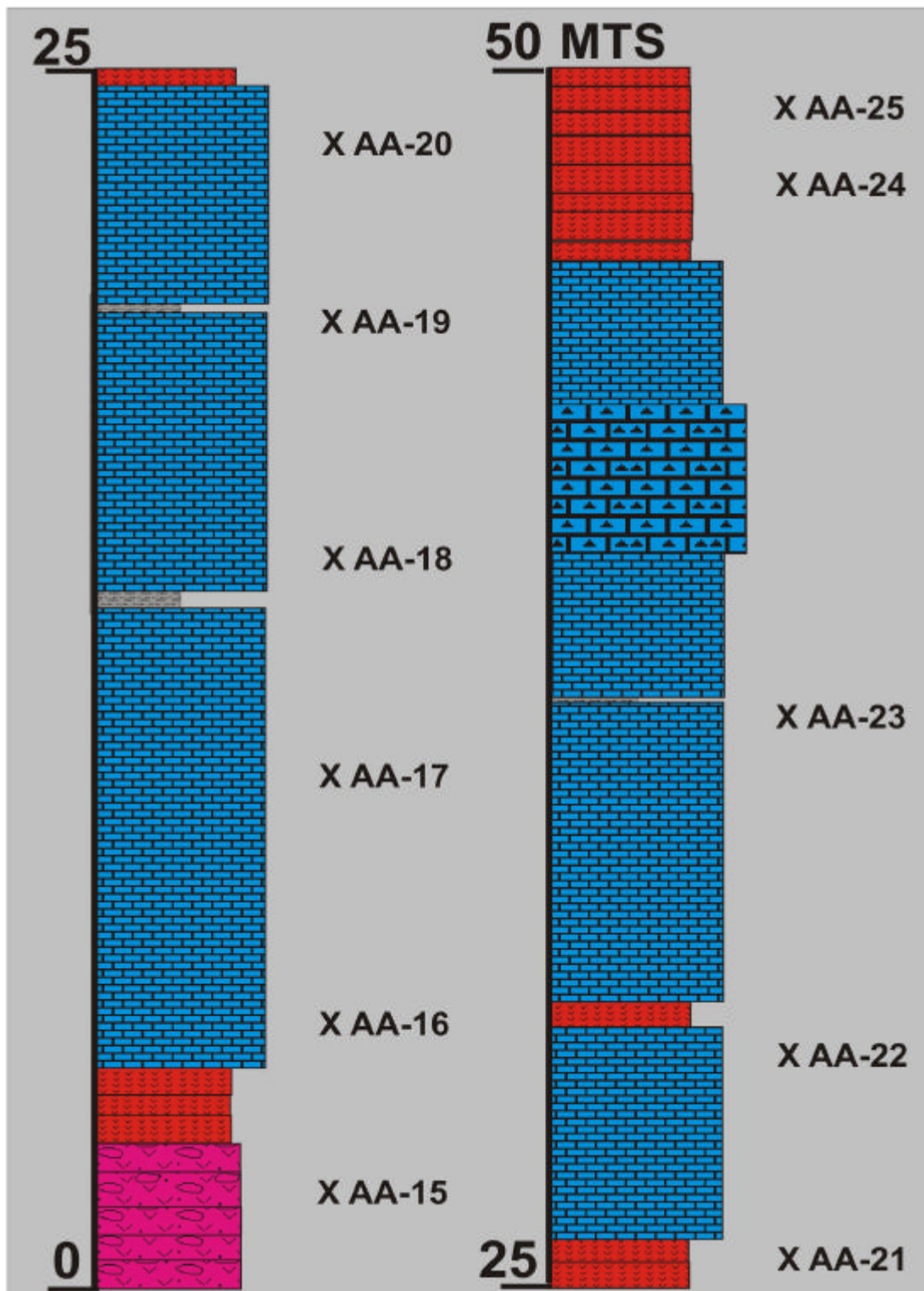


Figura N° 3.13.- Caliza Facies Pariatambo (cerca a Ingenio, Palpa).



A. Vista panorámica del Grupo Casma cerca a Palpa, mostrando flujos gruesos de lavas intercaladas con brechas piroclásticas, tobas de lapilli y calizas bituminosas cerca al tope.



B. Calizas bituminosas intercaladas con las tobas de lapilli.



C. Acercamiento de las calizas bituminosas finamente estratificadas



D. Vista panorámica de las calizas con buzamiento fuerte intercaladas con los volcanoclásticos gruesos del Grupo Casma.

Figura N° 3.14.- Caliza Facies Pariatambo (cerca a Ingenio, Palpa)

existen andesitas porfíricas masivas con fenos de plagioclasas (ocoitas) que están cortando al Grupo Casma.

Calizas Facies Pariatambo

Caldas (op. cit), Montoya y otros (op. cit), y Fernández Dávila (op. cit.) describen dentro del Grupo Casma una secuencia distintiva y gruesa de calizas bituminosas gris oscuras a marrón grisáceo, en capas delgadas y laminadas; que se asemejan a las litofacies de la Formación Pariatambo de los Andes Centrales. Por esta razón, en el presente estudio se prefiere emplear el término de **Calizas Facies Pariatambo** debido a la similitud litológica y posición cronoestratigráfica; sin que ello signifique sostener que se trate de la misma Formación Pariatambo del Perú central.

Las Calizas Facies Pariatambo se extienden como una franja alargada discontinua; observándose sus mejores afloramientos en la quebrada Cocharcas (Ica), minas Ica, ríos Ingenio (Figs. 3.13 y 3.14) y Viscas; cerros Santa Cruz, Huayurí (Palpa) y Portachuelo (Nazca). En todas estas localidades se observan varios niveles de calizas bituminosas que están entre los volcániclasticos y lavas. En la sección de los cerros Santa Cruz - Huayurí se ha observado tres niveles de calizas oscuras bien estratificadas; habiendo medido 192 m. en el primer nivel, 470 m. en el segundo y 76 m. en el tercero. Una característica en estas facies es la presencia de bandas de chert y laminas de lutitas tobáceas con cineritas.

La sección del río Ingenio consiste de calizas bituminosas intercaladas con tobas de lapilli y brechas piroclásticas. Sin embargo, en el cerro Portachuelo los 200 m. de calizas de esta facies no presentan ninguna intercalación de volcániclasticos (Figs. 3.15 y 3.16). Los contactos estratigráficos de las calizas con los volcániclasticos del Grupo Casma, son de tipo concordante.

Fernández Dávila (1993) reportó en el cuadrángulo de Córdova (área de Palpa) *Oxytropidoceras carbonarium* (Gabb), *Oxytropidoceras cf.*, *Oxytropidoceras peruvianum* (Von Buch) y *Oxytropidoceras sp.* de edad Albiana media. Esta fauna también ha sido reportada en la Formación Pariatambo del Perú central.

Batolito de la Costa

El Batolito de la Costa al igual que el Grupo Casma ocupa los dominios orientales del área investigada, paralelo a la línea de costa. Una parte del batolito identificada "Segmento Arequipa" se extiende desde Lima hasta Arequipa a lo largo de 800 km. (Cobbing, 1978). La diferente composición litológica del segmento Arequipa, refleja la vinculación entre la fuente principal de generación del magma con las variaciones de geometría de la placa subductada y el grado de contaminación cortical (Pitcher, 1985, Moore y Agar, 1985).

El Segmento de Arequipa tiene características similares al Segmento Lima; particularmente en los procesos de generación magmática, intrusión controlada por la deformación frágil, tectónica vertical episódica y emplazamiento de alto nivel (Moore y Agar, 1985). Sin embargo, el Segmento Arequipa está compuesto por 7 superunidades con una longitud mucho mayor que el Segmento Lima (400 Km.) que presenta sólo 4 superunidades. Por otro lado, los complejos centrados y desgarramientos sin-plutónicos son comunes para el Segmento Lima pero están ausentes en el Segmento Arequipa, que se caracteriza por la foliación mineral que es menos común en el segmento Lima. En cuanto al emplazamiento, el Segmento Arequipa lo hace en dos episodios distintos ocurridos entre los 107-80 Ma. y el Segmento Lima se emplaza en cuatro episodios comprendidos entre 100 - 37 Ma. (Moore y Agar, 1985; Pitcher, 1985; Beckinsale y otros, 1985; Agar y Bel, 1985).

De acuerdo a su composición el Segmento Arequipa en conjunto siempre es más rico en potasio pero con menos sílice que el Segmento Lima. Las proporciones Sr86/Sr87 para el Segmento Lima es aproximadamente 0.7042, y en el segmento Arequipa alcanza un valor más alto de 0.7053, indicando una fuerte contaminación. La mineralización metálica siempre está más asociada con el Segmento Arequipa que con el Segmento Lima que es relativamente estéril.

De acuerdo con Moore y Agar (1985), el Segmento Arequipa contiene superunidades que se han emplazados en el siguiente orden: 1) Superunidad Patap, 2) Superunidad Pampahuasi, 3) Superunidad Linga, 4) Superunidad Incahuasi, 5) Superunidad Tiabaya y otras unidades que no pueden asignarse a superunidades específicas.

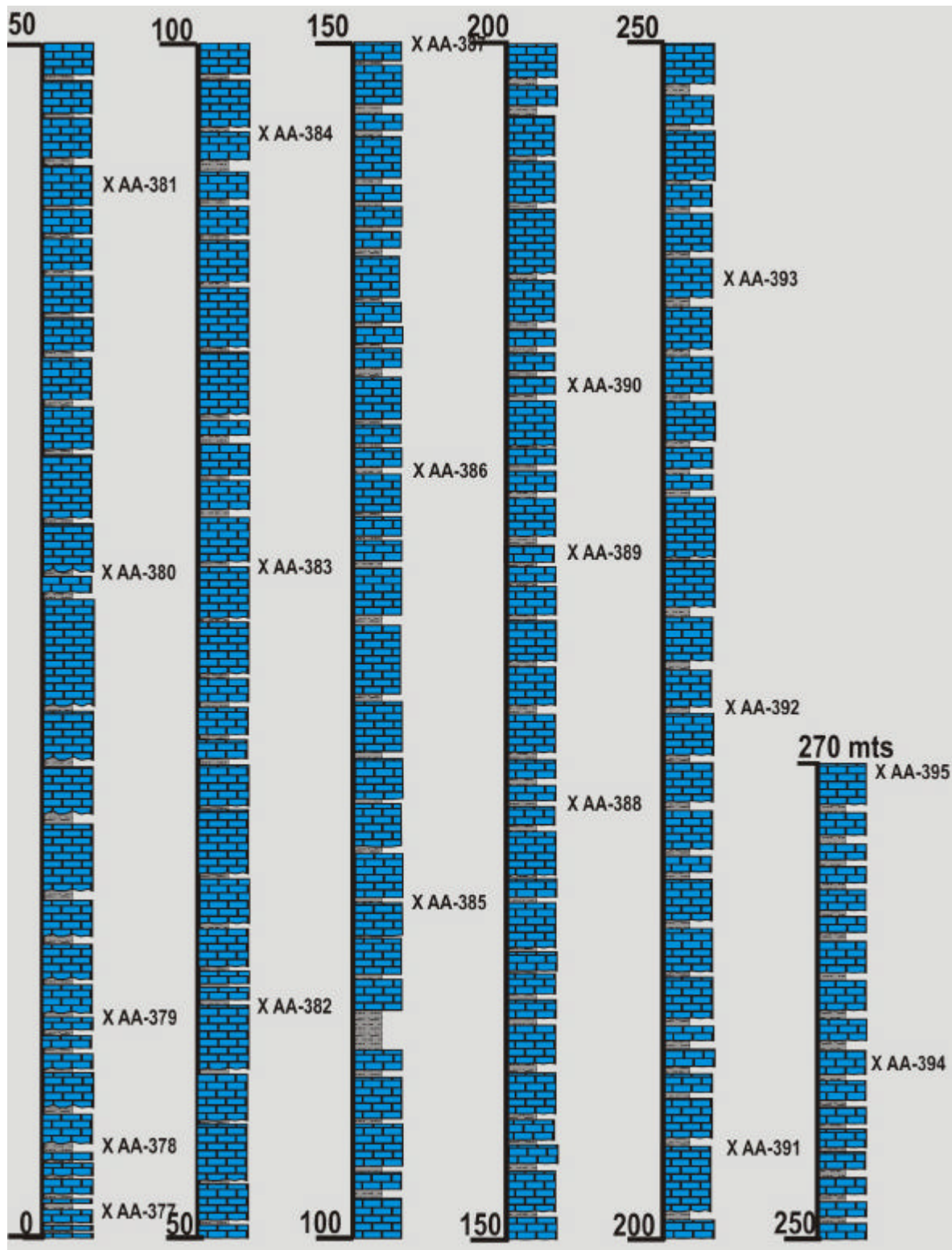
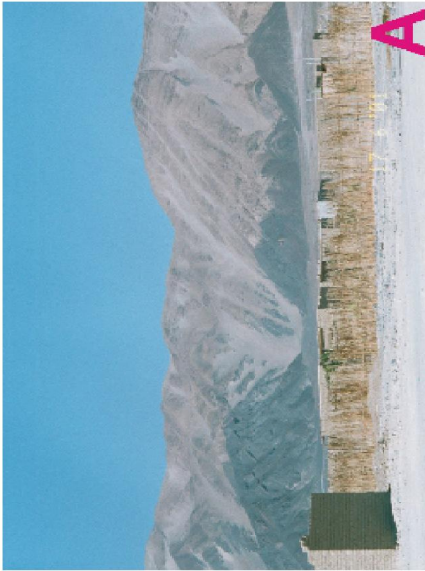
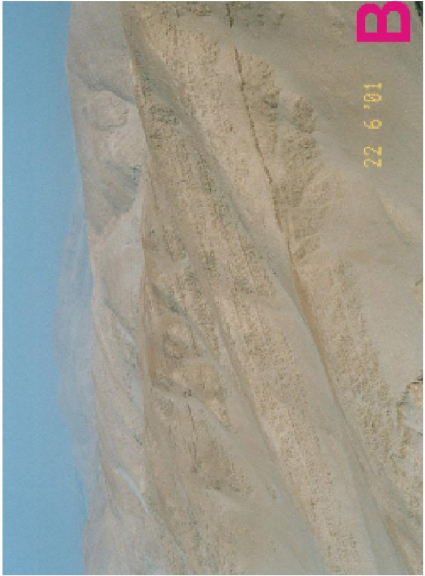


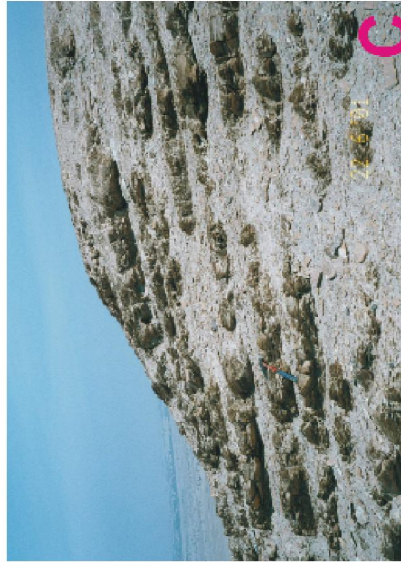
Figura N° 3.15.- Caliza Facies Pariatambo (cerro Portachuelo, Nasca).



A. Vista panorámica de las calizas bituminosas que sobreyacen a los volcánicos del Grupo Casma.



B. Vista panorámica de las calizas bituminosas finamente estratificadas.



C. Primer plano de las calizas bituminosas finamente estratificadas.



D. Otro primer plano de las calizas bituminosas tabulares.

Figura Nº 3.16.- Caliza Facies Pariatambo (cerro Portachuelo, Nasca).

CAPÍTULO IV

ESTRATIGRAFÍA SEDIMENTOLÓGICA Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES DE LAS ROCAS CENOZOICAS

Los primeros trabajos sobre el Cenozoico de la cuenca Pisco fueron realizados por Lisssón (1898) al estudiar los fosfatos de Ocucaje. Adams (1906) dio el nombre de Formación Pisco a las rocas blancas que afloran alrededor de Pisco y que se extienden más al sur, considerándola de edad Terciaria. Broggi (1925) cartografió la extensión del Terciario entre Cañete e Ica, durante el estudio de las diatomitas del Puente del río Pisco. Hanna e Israelsky (1925) estudiaron la microflora y establecieron la equivalencia entre los depósitos de diatomitas del Puente Pisco y las lutitas de la Formación Monterrey de California. Petersen (1954) realizó el primer reconocimiento geológico de la faja costanera en el departamento de Ica, donde describe y nombra las formaciones Paracas, Pisco, "Huamaní" y Cañete. Este trabajo fue complementado por los reconocimientos geológicos realizados por Newell (1956) entre Pisco – Nasca y el de Ruegg (1956) realizado entre Cañete - San Juan de Marcona. Mertz (1966) elabora un estudio sistemático sobre la sedimentología y estratigrafía de la Formación Pisco. Caldas (1978) levantó el primer mapa geológico de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. Balarezo y otros (1980) en su sinopsis del mapa geológico de Ica, sintetizan los cuadrángulos geológicos inéditos de INGEMMET de Pisco, Ica y Palpa existentes a la fecha y que fueron publicados posteriormente por Montoya y otros (1994) y Fernández Dávila (1993); estos autores resumieron la cartografía del Cenozoico en rocas clásticas de la Formación Paracas y las diatomitas tobáceas y fosfáticas de la Formación Pisco.

Macharé (1987) realizó los estudios estratigráficos y estructurales que establecen la primera columna estratigráfica detallada de la cuenca Pisco, la cual fue posteriormente empleada por Dumbar y sus estudiantes (1988). Sin embargo, Dávila (1989) usó los mapas inéditos de Caldas (1980) para aclarar el problema de la Formación Caballas y muchas otras controversias estratigráficas derivadas de los estudios de Macharé (Fig. 4.1). Dumbar (1990) resume los trabajos de sus estudiantes y emplea las importantes contribuciones de los geólogos de INGEMMET en su publicación. De Vries (1998) publicó información bioestratigráfica de microfósiles de la secuencia Cenozoica. Vicente y otros (2000, 2004) describen la dinámica extensional presente en el grabén de Montegrande. Finalmente León & Aleman (2002, 2005)

presentan el modelo general de la evolución tectónica, estratigráfica y sedimentológica de la cuenca Pisco Oriental.

La sedimentación Cenozoica estuvo controlada por la tectónica regional de tipo transtensional que dio lugar a la formación de semigrábenes y grábenes completos que fueron rellenadas por rocas clásticas de edades diferentes. La sedimentación temprana en los grábenes está representada por las areniscas fluviales de la Formación Caballas del Eoceno Medio, que solo aflora en Puerto Caballas y en Maijo – Montegrande (Fig. 4.1). Las facies fluviales están cubiertas por las areniscas bioturbadas de la Formación Los Choros, que representan el inicio de la primera transgresión marina. Subiendo en la columna estratigráfica se encuentran las lodolitas biogénicas de la Formación Yumaque del Eoceno Superior – Oligoceno, que son el resultado de la subsidencia de los grábenes en forma horizontal y uniforme. La depositación de las areniscas fosilíferas/bioturbadas de la Formación Chilcatay del Oligoceno Tardío, evidencian un segundo episodio de extensión. El período contemporáneo entre la extensión y la subsidencia está registrado con la acumulación de sedimentos ricos en diatomeas pertenecientes a la Formación Pisco del Mioceno Inferior – Plioceno. La depositación de sedimentos silicoclásticos gruesos del Mioceno Medio, confirma la presencia de un importante evento extensional intra-Pisco, que separa a la formación en **Pisco Inferior** y **Pisco Superior**.

La secuencia marina superior está compuesta por lodolitas diatomáceas que se interrumpen localmente por facies de agua dulce (sección cerro Las Brujas). La subsidencia regional de los grabenes en el Plioceno estuvo acompañada por la depositación de limoarcillitas de aguas someras, areniscas fosilíferas y lodolitas de la Formación Changuillo. El levantamiento de los Andes durante el Pleistoceno dio origen al abundante suministro de conglomerados que formaron los abanicos aluviales de la Formación Cañete, distribuidos en numerosas terrazas que reflejan el levantamiento tectónico asociado con la subducción episódica de la Dorsal de Nazca.

Tanto la topografía como la edad del basamento han jugado un papel importante en la distribución de las facies y los estilos tectónicos de la cuenca Pisco. Las rocas del Eoceno al Plioceno descansan discordante sobre el sustrato cristalino precenozoico. Esta relación sugiere la exposición de diversos

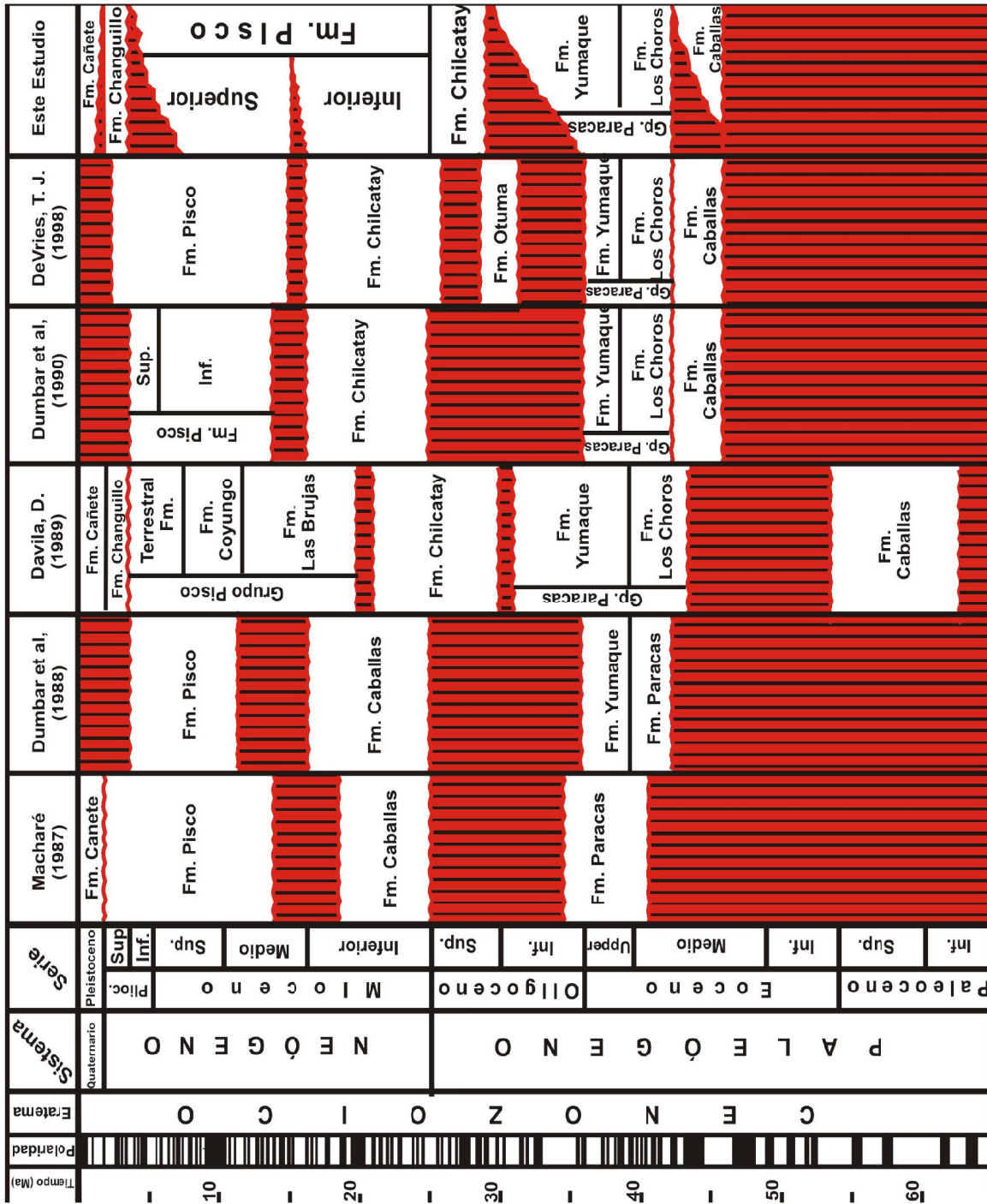


Figura Nº 4.1.- Nomenclatura Estratigráfica de la Cuenca Pisco

umbrales del basamento durante la sedimentación, es decir que las irregularidades del basamento formaron altos estructurales que fueron cubiertos por los sedimentos marinos. Un ejemplo de estos "altos" cubiertos por depósitos de nearshore, se observa en las playas Lagunillas y Yumaque, lugares donde aún es posible identificar la paleo-topografía deposicional a pequeña escala. La transgresión fue formando superficies escarpadas donde a menudo desde el hombro del graben iban cayendo grandes bloques de rocas hacia las partes bajas, tal como han quedado preservados en la Playa La Mina. En otros casos, el basamento resistió a la erosión completa y formó grandes rasgos topográficos como se aprecia en la Quebrada Huaricangana, donde rocas del Terciario están trasladando al basamento metamórfico (Stock, 1989).

FORMACIÓN CABALLAS

Caldas (inédito, 1980) usó el término de Formación Caballas para describir una secuencia fluvial rojiza de edad "pre - Formación Paracas" que aflora en Puerto Caballas que fue cartografiada en el Cuadrángulo de Palpa el año 1980. Este mismo mapa fue oficialmente publicado por INGEMMET en 1993 (Montoya y otros). Desconociendo la información inicial de Caldas, Macharé (1987) y Macharé & Fourtanier (1987) usaron este nombre para designar una unidad cronoestratigráfica, en la cual incluyeron todo los terrenos datados del Oligoceno Tardío al Mioceno Inferior con el fin de representar una transgresión marina regional en la cuenca Pisco (Macharé, 1987). Esta unidad ha sido posteriormente redefinida como Formación Chilcatay por Dávila (1989) y Dumbar (1990), tema que será discutido más adelante. La Formación Caballas sólo aflora en dos áreas: en la localidad de Puerto Caballas y en el gráben de Parcana - Mainsa, 2 Km. al sur del paraje Monte Grande.

La sección de Puerto Caballas está incompleta y parcialmente cubierta por sedimentos eólicos. La parte inferior consiste de areniscas rojas, marrón rojizo y grises que tienen granos finos a gruesos y están pobremente clasificados. Los conglomerados y lodolitas carbonosas así como las tobas líticas y lapillis están en menor proporción (Fig. 4.2). Las areniscas parcialmente presentan estratificación cruzada planar en ciclos estrato-decrecientes que son interpretados como facies de relleno de canal. Los ciclos grano-crecientes representan asociaciones de facies de avulsión (crevasse splay). La secuencia de rocas gruesas consiste de conglomerados con gradación inversa y gravas en capas de 10 a 15 cm. de grosor. Los conglomerados presentes en la base de la sección son de clastos soportados y los cantos son de gneises, cuarcitas, filitas, guijarros y gravas de esquistos que proceden de áreas cercanas. Esta secuencia gruesa está bien estratificada y presenta ciclos estrato-decrecientes que representan los rellenos de canal. Las lodolitas están ligeramente laminadas formando depósitos de llanura de inundación y levees. Estas lodolitas engloban

grandes olistolitos de areniscas que se han formado por el tectonismo contemporáneo con el colapso de las paredes del canal. Las tobas líticas y lapillis son de grano fino a medio y representan una actividad volcánica cercana. Los carbones con facies locales de pantanos están finamente intercalados entre las areniscas; fueron posteriores a la depositación del "crevasse splay" y antes de la incisión del canal. La sección presenta abundantes fallas normales contemporáneas con la sedimentación. El contacto inferior no se observa y la parte superior es transicional con la Formación Los Choros.

Dos pequeños afloramientos de la Formación Caballas se han conservado en pequeños grábenes invertidos en **Parcana - Mainsa** (cerca al paraje de Monte Grande). La sección está formada por estratos de areniscas de grano grueso rojas, marrón rojizo y amarillas, y por guijarros intercalados con lodolitas rojas. Las areniscas bioturbadas representan incursiones marinas efímeras. Los estratos de areniscas guijarrosas presentan estratificación cruzada y ciclos estratodecrecientes y grano-crecientes, asociados con el desarrollo de barras laterales y transversales propias de ríos en trenza. Las lodolitas guijarrosas están en capas gruesas pobremente estratificadas. Los cantos y guijarros provienen de las rocas volcánicas de la Formación Guaneros (Jurásico); como resultado de la erosión del hombro del gráben (footwall) que ha dado lugar a depósitos de flujos de escombros en abanicos aluviales, debido al retroceso de la escarpa de la falla principal.

La Formación Caballas es interpretada como resultado de la sedimentación de las facies fluviales durante la evolución temprana del rift. Los sedimentos han provenido principalmente de los terrenos metamórficos Proterozoicos y de las rocas volcánicas Jurásicas del pre-rift. Las escarpas de fallas activas se formaron durante la extensión, desarrollando al pie del talud facies de abanicos aluviales y abanicos de delta. Posteriormente estas facies han sido retrabajadas por procesos de ríos en trenza (Fig. 4.3 y 4.4) que han dejado depósitos de barras transversales y longitudinales, debido a la atenuación de la actividad tectónica. Lejos de la escarpa de falla y del talud, se desarrollaron las facies de meandros dominadas por las llanuras de inundación, rellenos de canal y zonas de oscilación de olas. El sin-tectonismo se evidencia por las fallas normales contemporáneas con la sedimentación; y ha dado lugar a olistolitos ligados al fallamiento activo.

Dávila (1989) asignó a la Formación Caballas la edad Paleoceno a Eoceno. En nuestra opinión la edad de esta unidad por el contexto tectónico, parece no ser más antigua que el Eoceno, debido a que representa la fase inicial del sin-rift durante el desarrollo de la cuenca transtensional y por la presencia de microfauna del Eoceno Medio en la Formación Los Choros.

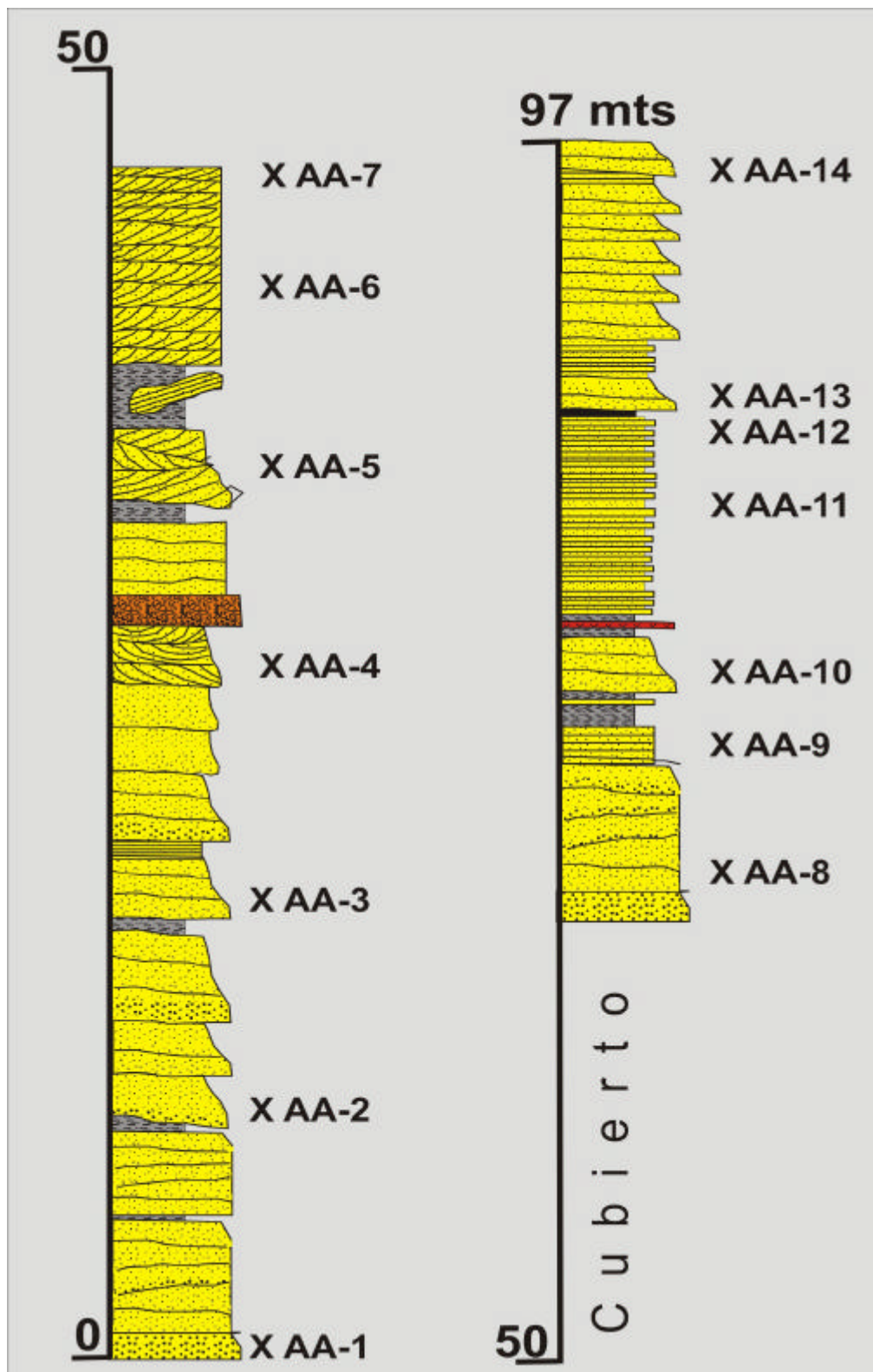


Figura N° 4.2.- Formación Caballas (Puerto Caballas).

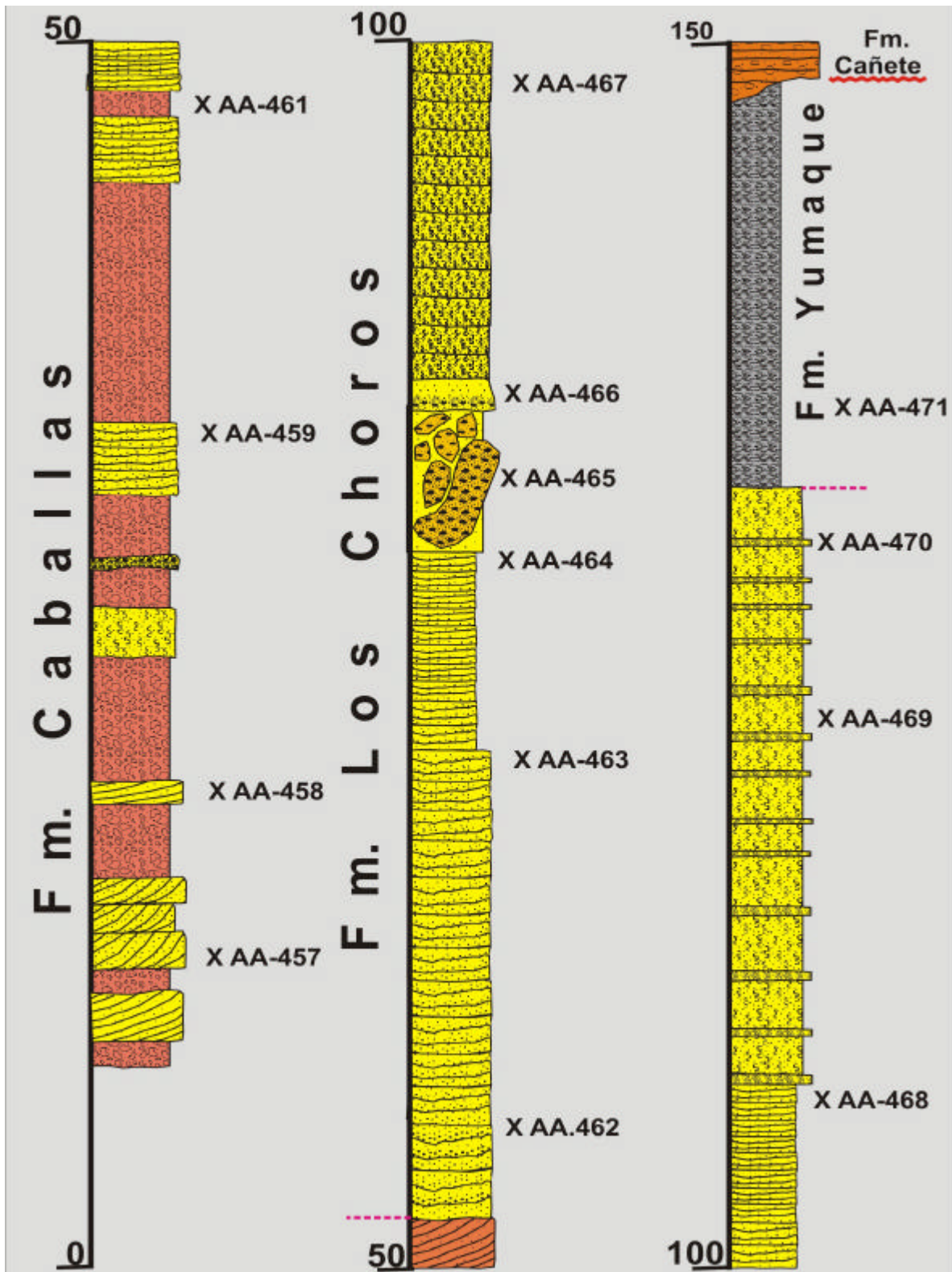
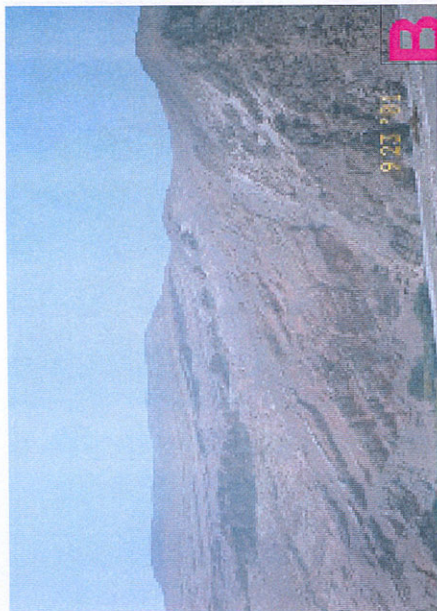


Figura N° 4.3.- Graben de Montegrando (margen izquierda Río Grande).



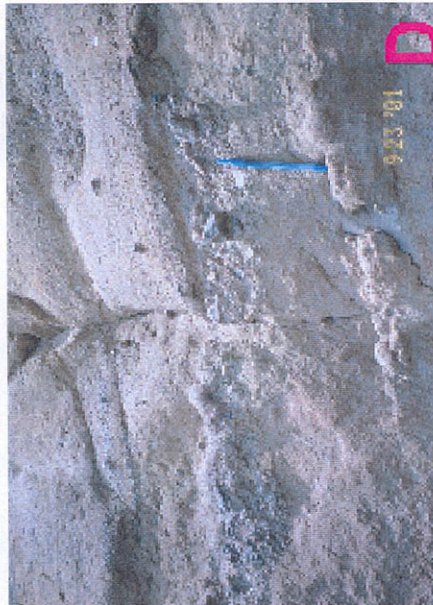
A. Vista panorámica del relleno del graben de Montegrande, mostrando el contacto entre la Formación Caballas (amarillo rojizo) y la Formación Los Choros (bronceado). Observe el contacto entre la secuencia rift y la pre-rift afectado por una falla invertida.



B. Otro ejemplo del contacto entre las formaciones Caballas (amarillo rojizo) y Los Choros (bronceado). Observe la falla antitética que pone la Formación Caballas en contacto con la Formación Guaneros.



C. Vista panorámica de las areniscas conglomeráticas de grano grueso interstratificadas con lodolitas rojas guijarrosas (flujos de escambros) en contacto fallado con los volcánoclasticos de la Formación Guaneros.

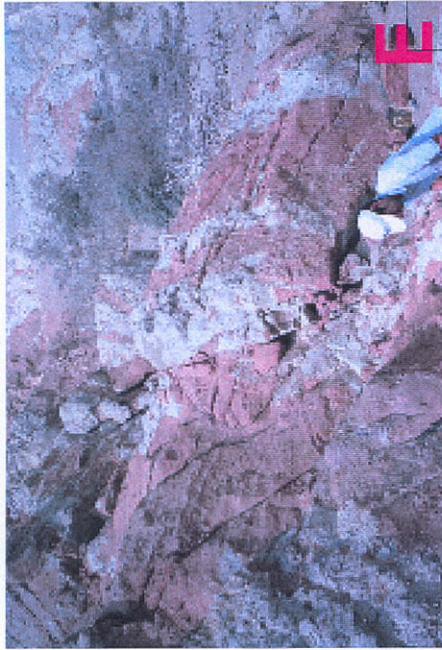


D. Acercamiento de las areniscas conglomeráticas con una capa conglomerática fina que muestra gradación inversa mal definida (depósito de oleada?).

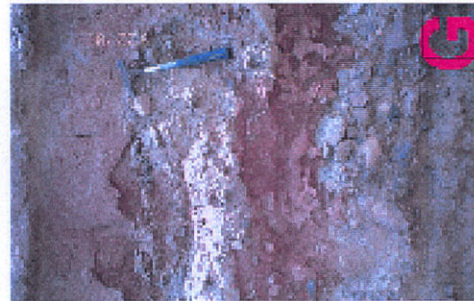
Figura N° 4.4.- Afloramiento de la Formación Caballas en Río Grande, al sur de Monte Grande.



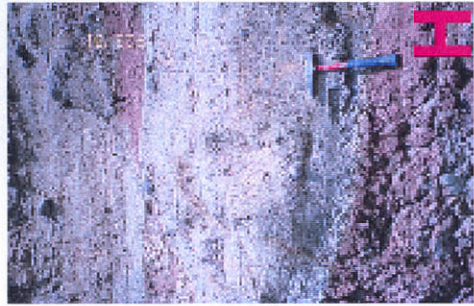
F. Bioturbación en areniscas gravosas rojizas que ilustran la breve incursión marina.



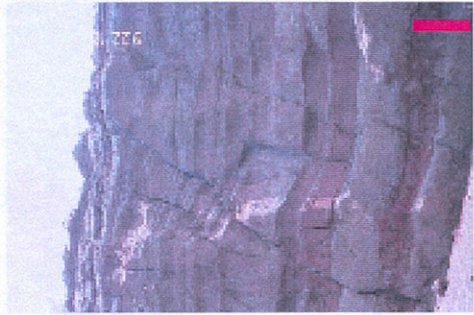
E. Acercamiento de las areniscas conglomeráticas intercaladas con lodolitas gravosas rojas (flujos de escombros).



G. Primer plano de ciclos pequeños de conglomerados inversamente gradados y areniscas.



H. Acercamiento de las areniscas conglomeráticas intercaladas con lodolitas gravosas rojas.



I. Vista panorámica de las areniscas conglomeráticas intercaladas con lodolitas rojas.



J. Acercamiento de las areniscas conglomeráticas intercaladas con lodolitas gravosas rojas (flujos de escombros).

Figura N° 4.4.- Afloramiento de la Formación Caballas en Río Grande, al sur de Monte Grande.

GRUPO PARACAS

Petersen (1954) definió a la "Formación Paracas" en la Península del mismo nombre. Newell (1956) realizó un estudio detallado de las secuencias Terciarias, midiendo en la bahía Lechuza 563 m. de areniscas de grano fino y en la bahía de Mendieta, 850 m. de areniscas cuarzosas con orbitoides e intercalaciones de tobas y lutitas que presentan concreciones calcáreas.

El mismo autor en Salinas de Otuma describió una sección de casi 700 m. de areniscas tobáceas intercaladas con lutitas del Eoceno Tardío al Oligoceno. Empleando el término de Formación Paracas, INGMET cartografió las rocas marinas del Eoceno – Oligoceno presentes entre San Juan de Marcona y la bahía de Paracas (Caldas, 1978; Fernández Dávila, 1993; Montoya y otros, Mendivil (1983) y Dumbar y otros (1988) elevan la Formación Paracas a la categoría de grupo, el cual incluye las formaciones Los Choros y Yumaque que representan el intervalo Eoceno Superior - Oligoceno (Fig. 16). La edad fue definida por la presencia de foraminíferos en la parte más baja de esta unidad, como *Bulimina chirana*, *Buliminella peruviana*, *Boliviana maculata*, *Nodosaria chirana*, *Robulus coaledensis*, *Uvigerina* peruviana; fauna similar a la encontrada en la Formación La Chira del noroeste peruano (Petersen, 1954; Newell, 1956). También encontraron microfósiles del Eoceno como *Ostrea paracaensis* Rivera y *Ostrea pejerreyensis* Rivera.

Formación Los Choros

La Formación Los Choros ha sido establecida en la playa del mismo nombre, ubicada en la Península de Paracas. La sección tipo expone más de 115 m. de areniscas bioturbadas con grano medio a grueso, intercaladas con areniscas fosilíferas de grano fino a medio que tienen estratificación cruzada (Figs. 4.5 y 4.6) y concreciones calcáreas. La medición de las estratificaciones cruzadas indica que las paleocorrientes han seguido direcciones del este al sureste.

Las capas de areniscas bioturbadas - fosilíferas presenta ciclos esporádicos estrato-decreciente y grano-creciente. Las areniscas con estratificación cruzada tabular que reemplazan a las areniscas fosilíferas, registran procesos depositacionales de carga en el shoreface superior. Esta unidad es equivalente a la Formación Paracas descrita por Petersen (1954).

En la Playa La Mina, aflora una sección pequeña de la Formación Los Choros que cubre en discordancia angular al Grupo Ambo (Figs. 4.7 y 4.8). La discordancia refleja los efectos que ha causado la acción de las olas en una costa abierta durante la transgresión. La Formación Los Choros consiste de capas medianas de areniscas marrón gris a amarillo grisáceo de grano fino a grueso; presentan estratificación cruzada y se intercalan con areniscas fosilíferas - bioturbadas. En la base

de la sección existen capas gruesas de areniscas de grano medio, que engloban bloques grandes y angulosos con litologías del Grupo Ambo (Fig. 4.8). Estos bloques caídos se han formado por la acción erosiva de las olas y han sido rápidamente soterrados a medida que la línea de costa migraba. Las areniscas son de grano medio a grueso y tienen estratificación cruzada en artesa y planar. La dirección de paleocorrientes sugiere transportes desde el este, noreste y sureste. Las areniscas fosilíferas son de grano fino a medio y contienen abundantes restos de pelecípodos, gasterópodos y ostras; observándose en los estratos la icnofacies de *Cruziana* y madrigueras de equinodermos. La parte inferior de la sección también contiene areniscas bioturbadas en ciclos repetidos estrato- grano-crecientes, con grosores de 0.5 a 3.5 m. las cuales están cubiertas por areniscas fosilíferas con estratificación cruzada. Estos ciclos representan facies de shoreface inferior y superior. Existen otros ciclos estrato-decrecientes bien definidos con fuerte erosión en la base que representan los canales de resaca. Hacia el tope de la sección se presentan ciclos mayormente grano-crecientes en capas gruesas dominadas por areniscas con madrigueras que sugieren profundización de las aguas e inundación progresiva de la plataforma.

En la playa La Catedral la Formación Los Choros consiste de 65 m. de areniscas marróngrisáceo, de grano fino a medio, en capas gruesas que alternan con areniscas fosilíferas de grano medio a grueso (Figs. 4.9 y 4.10). Estas capas progresivamente pasan hacia arriba a secuencias gruesas con ciclos grano-crecientes, encontrando en la base una arenisca fosilífera guijarrosa que representa a las barras de vaivén de olas (swash bars), presentando además litologías bioturbadas (burrowed) con icnofacies de *Cruziana*. Los ciclos grano-crecientes están presentes localizadamente y en múltiples sets de grosores variables, indicando la progradación episódica de las facies a lo largo de la línea de costa (Figs. 4.9 y 4.10). Los ciclos grano-crecientes y estratodecrecientes, estratificados en forma rítmica, sugieren la agradación de la línea de costa. La base de esta unidad no está expuesta, en cambio el contacto superior es transicional con la Formación Yumaque. Es importante anotar que en la base de la sección medida, existe un nivel de arenisca bioturbada con fuerte olor a kerosene, detalle que será discutido más tarde.

En Punta Mendieta, la Formación Los Choros está parcialmente cubierta por sedimentos eólicos, razón por la cual sólo hay expuestos 56 m. de areniscas bioturbadas de color gris marrón y marrón claro, son de grano fino a medio y están en capas gruesas intercaladas con areniscas fosilíferas conglomerádicas con estratificación cruzada (Figs. 4.11 y 4.12). Las areniscas bioturbadas son de grano fino a medio y están casi completamente homogenizadas por tubos de la icnofacies *Cruziana*. Las areniscas con estratificación cruzada son de

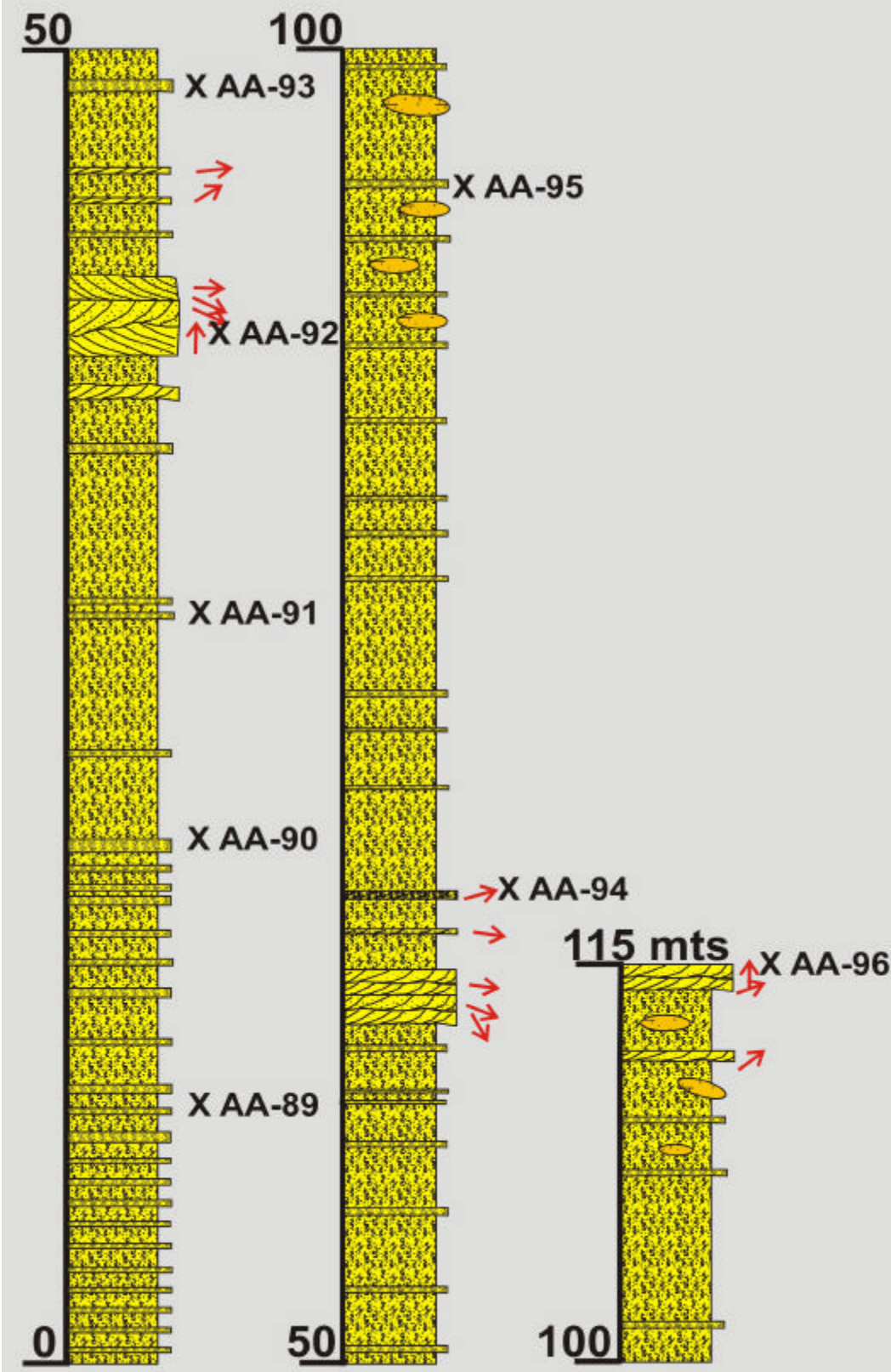
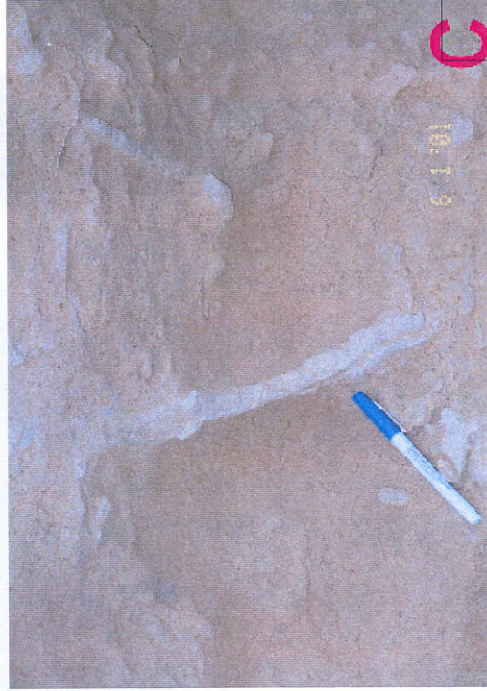


Figura N° 4.5.- Formación Los Choros (Playa Los Choros).



B. En primer plano, ciclos de areniscas granocreciente bioturbadas, cubiertas por areniscas calcáreas fosilíferas.



C. Arenisca bioturbada mostrando una traza fósil de Thalasinoides.



A. Vista panorámica de capas gruesas de areniscas calcáreas fosilíferas que se parecen a concreciones.

Figura N° 4.6.- Formación Los Choros (Playa Los Choros).

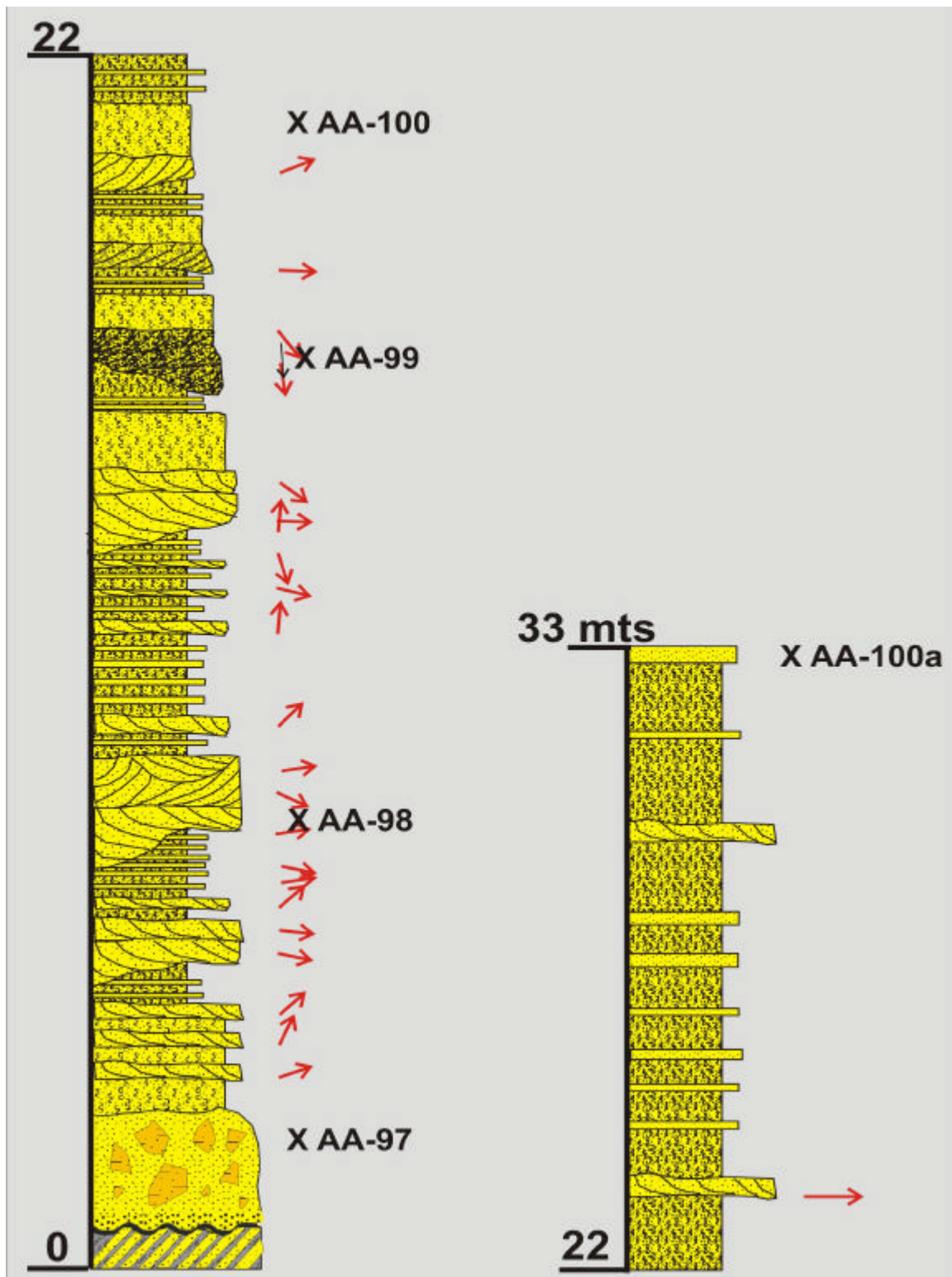


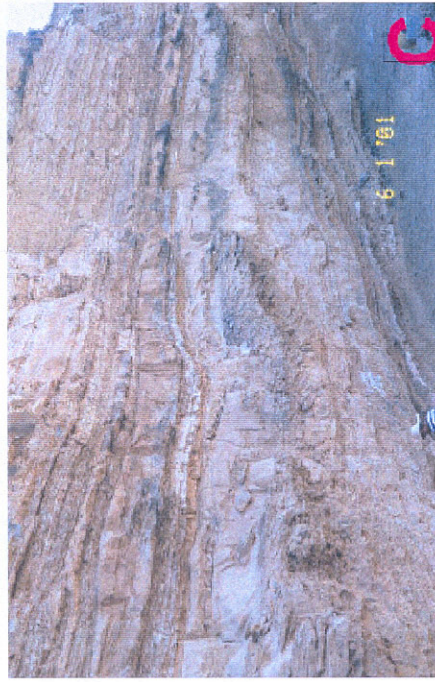
Figura N° 4.7.- Formación Los Choros (Playa La Mina)



A. Vista panorámica que muestra las areniscas gruesas con estratificación cruzada de la Formación Los Choros cubriendo al Grupo Ambo. El contacto es una disconformidad angular.



B. Primer plano de los bloques grandes de las areniscas del Grupo Ambo (olistolitos) que han caído al interior de la Formación Los Choros.



C. Acercamiento de los canales someros de la Formación Los Choros que muestran ciclos discretos grano-decrecientes y estratificación cruzada a gran escala.



D. Areniscas de grano fino intercaladas y lutitas limosas finamente laminadas.

Figura N° 4.8.- Formación Los Choros (Playa La Mina).

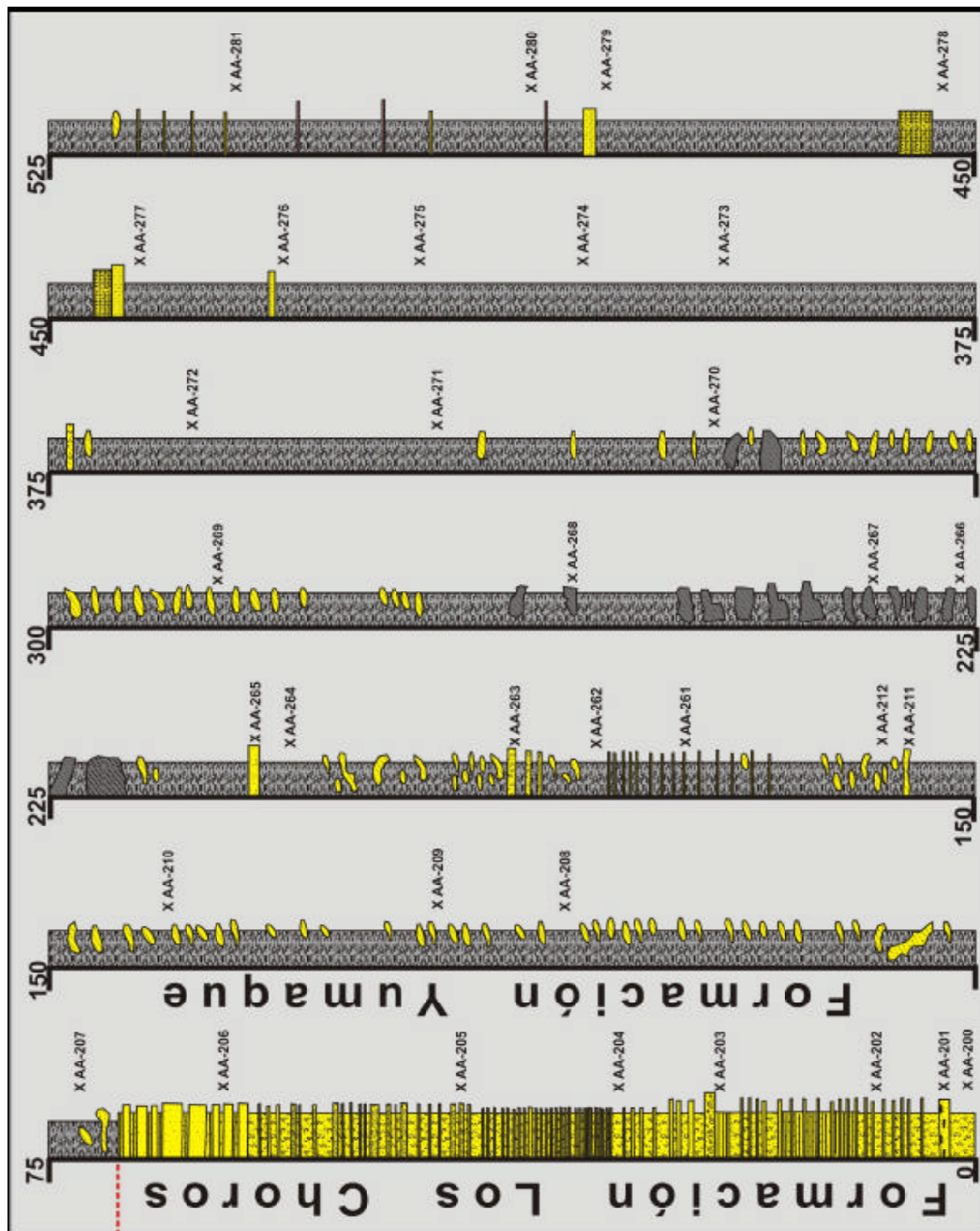


Figura N° 4.9.- Formación Los Choros y Yumaque (cerca a La Catedral).



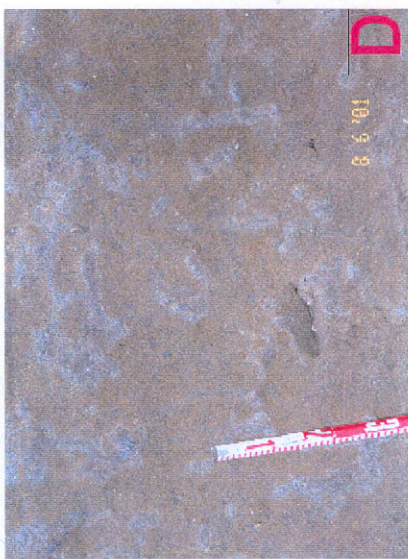
A. Vista panorámica de la playa La Catedral mirando al sur. Se observa varios ciclos granocrecientes de areniscas.



B. Vista panorámica de la playa La Catedral mirando al norte, mostrando una flexura montada sobre un bloque grande del basamento. Las capas más resistentes son areniscas fosilíferas cementadas por calcita que marcan el tope de los ciclos granos-crecientes.



C. Vista panorámica de dos facies distintas. La parte inferior y superior consisten de areniscas masivas bioturbadas y la parte media consiste de areniscas fosilíferas con estratificación cruzada.



D. acercamiento de las trazas fósiles de *Thalassinoides* en una arenisca bioturbada con fuerte olor a petróleo.

Figura N° 4.10.- Formación Los Choros (Playa La Catedral).

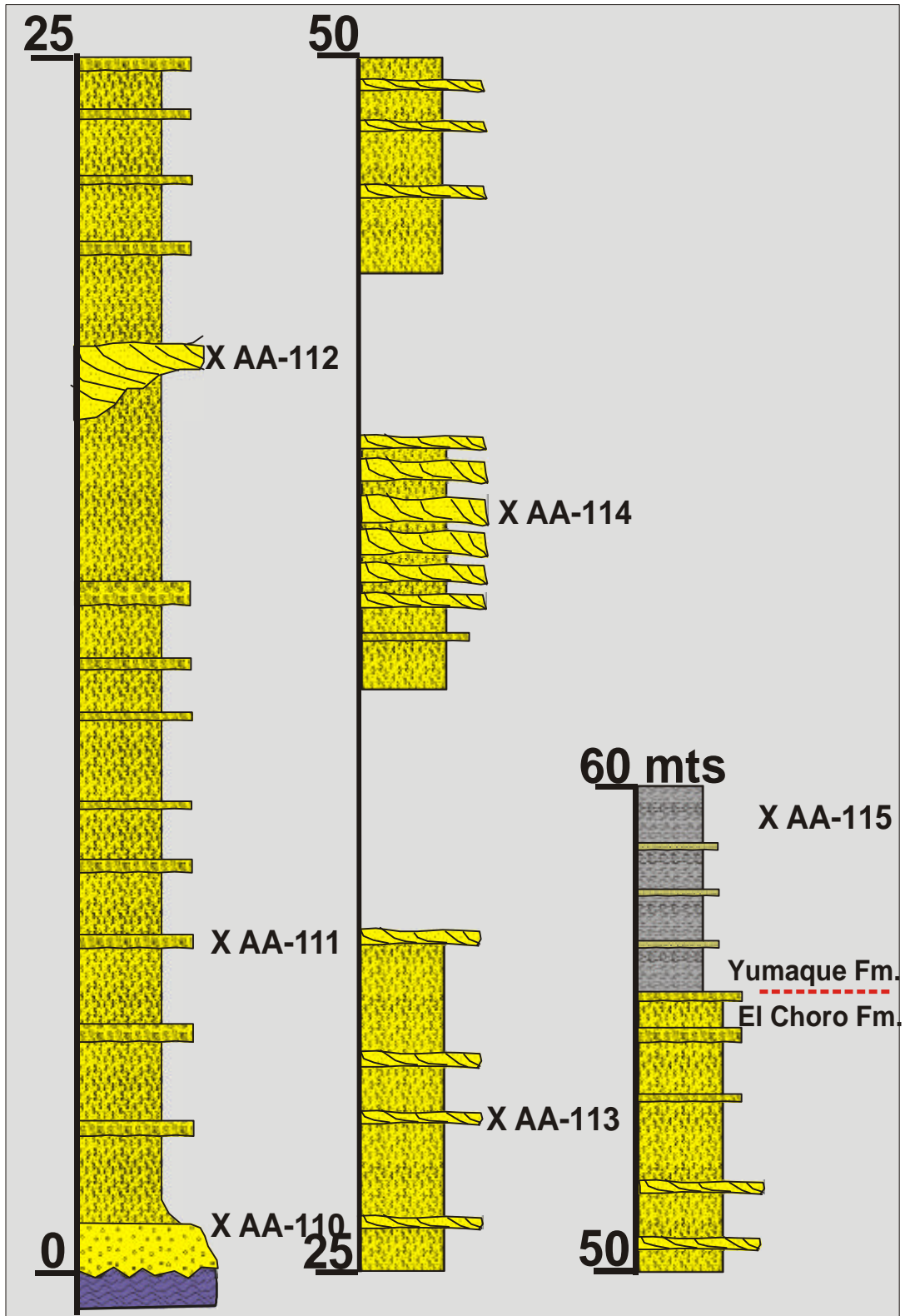


Figura N° 4.11.- Formación Los Choros (Punta Mendieta).



A. Vista panorámica mirando al sur de las areniscas bioturbadas y areniscas fosilíferas que cubren en discordancia a los gneises y esquistos Proterozoicos.



B. En primer plano, areniscas bioturbadas y fosilíferas cubriendo a los gneises y esquistos Proterozoicos.



C. Primer plano del solapamiento del conglomerado basal subyacente a las areniscas fosilíferas.



D. Ciclos repetitivos de las areniscas bioturbadas fosilíferas que muestran la icnofacies Glossifungites bien definida.

Figura N° 4.12.- Formación Los Choros (Punta Mendieta).

grano medio a grueso y son a menudo guijarrosas; presentando una superficie erosiva en la base de los estratos. Las areniscas fosilíferas son de grano medio a grueso en estratos de 10 a 20 cm., contienen abundantes pelecípodos, fragmentos de gasterópodos y foraminíferos largos. Existe un nivel bien estratificado de conglomerados gruesos con cantos y guijarros de rocas metamórficas. La presencia de areniscas bioturbadas en ciclos grano-crecientes, cubiertas por areniscas fosilíferas con estratificación cruzada, indica depósitos del shoreface. Las superficies con incisión profunda indican el inicio de un nuevo ciclo depositacional ligado al canal de resaca en el shoreface. La Formación Los Choros cubre en discordancia a las rocas metamórficas Proterozoicas del Complejo Basal de la Costa y la unidad pasa transicionalmente a las lodolitas biogénicas de la Formación Yumaque. Un foraminífero largo ha sido identificado como *Eulepidocyclus*, y en su mayoría las *Lepidocyclinas* no muestran su proloculus característico (Hunt Oil, 2002, inédito). Estos fósiles indican la edad Eoceno Medio y se relaciona con un ambiente depositacional de plataforma poco profunda y templada.

La Formación Los Choros que aflora en la playa Erizal no ha sido medida, debido a que está ubicada en un acantilado escarpado e inaccesible. Esta sección es relativamente delgada y las areniscas rellenan pequeños grábenes parásitos formados sobre rocas cristalinas Paleozoicas (4.13).

El contacto inferior yace discordante sobre el substrato y el contacto superior es difuso debido a la presencia de una falla gravitacional con deslizamiento de bajo ángulo, que pone en contacto a la Formación Los Choros con la Formación Yumaque.

Más al sur, la Formación Los Choros aflora en la **playa Los Flamingos**, lugar en donde consiste de 71 m. de areniscas bioturbadas de grano fino a medio, de color gris a marrón claro intercaladas con areniscas de grano medio a grueso, guijarros fosilíferos que gradan hacia areniscas de grano grueso con estratificación cruzada sigmoidal. Estas areniscas están cubiertas por conglomerados bien estratificados en capas gruesas formando depósitos de flujos de escombros (Figs. 4.14 y 4.15). Al igual que en las otras secciones, las areniscas bioturbadas son fosilíferas y se presentan en ciclos estrato-creciente de 1.5 a 5 m. de grosor; las cuales representan facies del shoreface superior e inferior. Las areniscas con estratificación cruzada cubren una importante superficie erosiva labrada en capas de areniscas de grano grueso; estas areniscas con estratificación cruzada a escala grande muestran múltiples ciclos (surges) inversamente gradados que representan superficies de deslizamiento propios de dunas de gran tamaño (Figs. 4.14 y 4.15). Las capas de conglomerados consisten de guijarros y cantos soportadas por la matriz, pobremente clasificados y moderadamente estratificados,

acompañados de grandes bloques de rocas ígneas y metamórficas con pobre imbricación. La disminución discreta del grosor de las facies de shoreface superior a inferior en la parte inferior de la sección, se interpreta como una progradación de la línea de costa junto con las facies eólicas que tuvieron corta duración. Este intervalo está cubierto por conglomerados y flujos de escombros que son interpretados como facies de abanicos aluviales.

Estas facies están intercaladas con areniscas bioturbadas con estratificación cruzada que se interpretan como abanicos aluviales construidos cerca a la línea de costa. Las areniscas fosilíferas contienen abundantes *Lepidocyclus*, *Eulepidocyclus* y *Helicolepidocyclus* sp y raramente *Nummulites* (Hunt Oil, 2002) indicando depositación en un ambiente de plataforma interna poco profunda durante el Eoceno Medio a Tardío.

En el **Cerro Molde de Queso** la Formación Los Choros tiene 16.5 m. de grosor y consiste de areniscas fosilíferas bioturbadas de color gris marrón (Figs. 4.16 y 4.17). Las areniscas bioturbadas son de grano fino a medio y presentan capas gruesas retrabajadas por *Thalassinoides*, *Gyrolitos*, madrigueras de equinodermos e icnofacies de *Cruziana*. Las areniscas fosilíferas son de grano grueso y con frecuencia los guijarros contienen abundantes fragmentos de moluscos. Estas asociaciones de facies indican depositación en la zona de shoreface. La sección está conformada por varios ciclos estrato-decrecientes que representan procesos de transgresión con episodios múltiples de incisión del canal. Esta unidad sobreyace discordantemente a los granitos del Devoniano y el contacto superior es gradacional con la Formación Yumaque.

En las **pampas de Chilcatay**, se ha medido el mayor grosor (200 m.) para la Formación Los Choros. La sección consiste de areniscas bioturbadas de grano fino a medio en capas gruesas, de color gris a marrón claro, intercaladas con niveles delgados de areniscas conglomeráticas que presentan gradación inversa y laminas finas de limolitas (Figs. 4.18 y 4.19). Las areniscas bioturbadas son principalmente de grano fino y están presentes en capas gruesas las cuales contienen fósiles trazas de la icnofacies *Cruziana*. Inmediatamente sobre la parte basal, están presentes areniscas bioturbadas en capas gruesas que contienen olistolitos con litologías del granito Devoniano. Estos olistolitos son más abundantes hacia la parte superior y consisten de rocas ígneas y metamórficas. Las areniscas fosilíferas contienen abundantes algas, gasterópodos y fragmentos de pelecípodos, foraminíferos largos planctónicos y bentónicos. Las areniscas conglomeráticas están compuestas por guijarros que flotan en una matriz arenosa de grano grueso, desplegando oleadas múltiples bien desarrolladas que se interpretan como capas de flujo de granos múltiples.

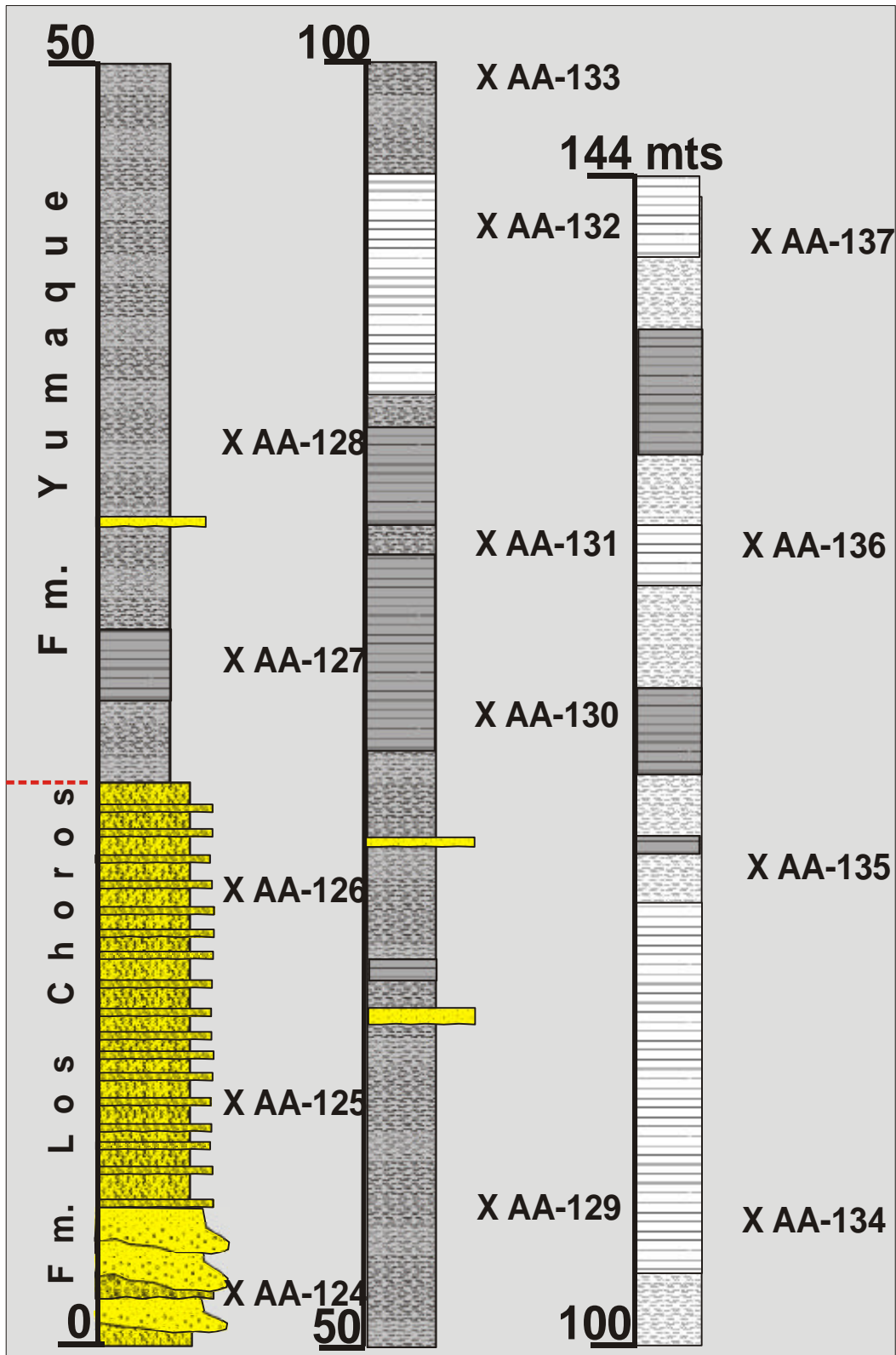


Figura N° 4.13.- Formación Los Choros y Yumaque (Playa El Erizal)

Formación Los Choros (Playa Los Flamings)

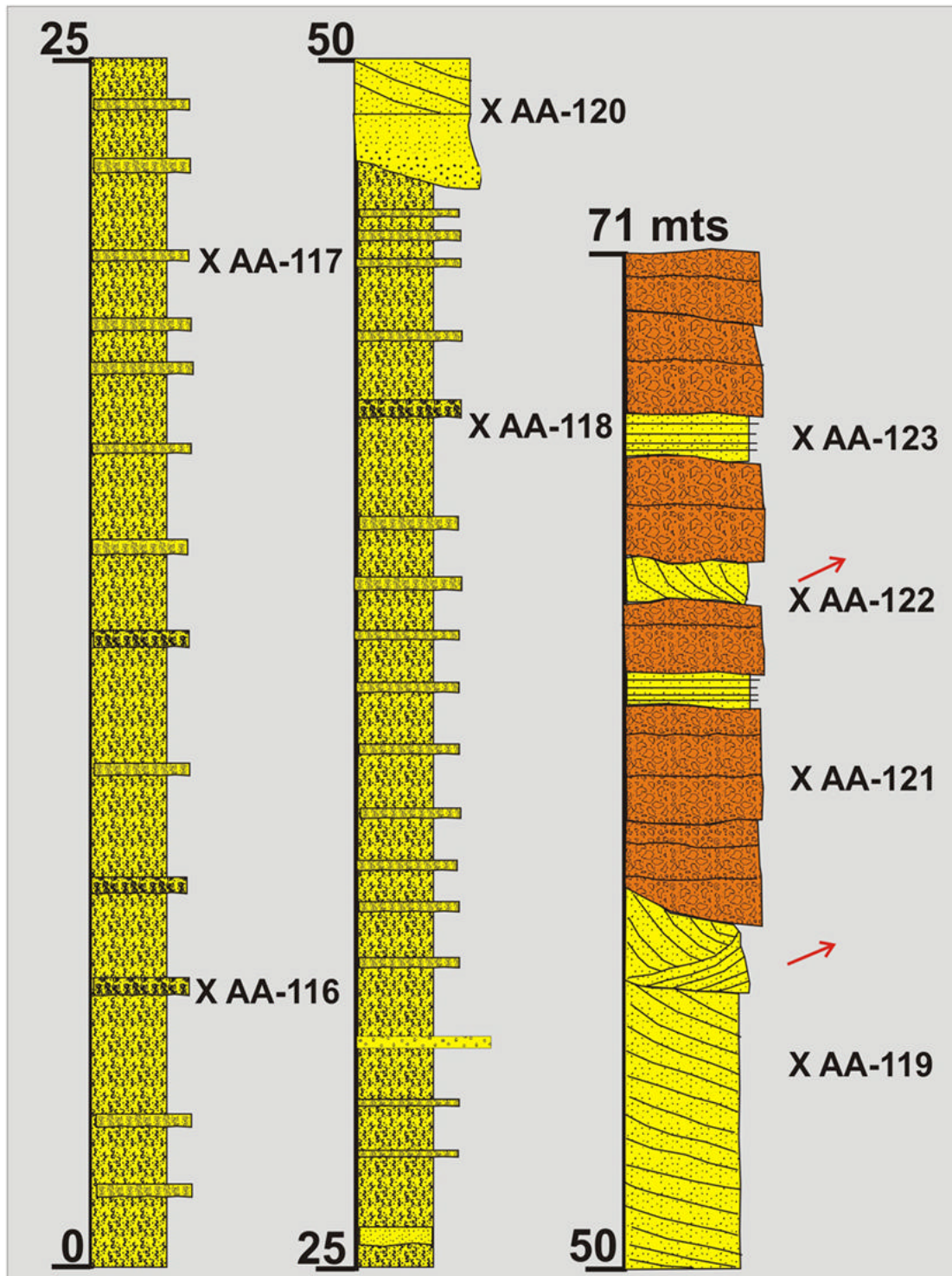


Fig. 4.14

Figura N° 4.14.- Formación Los Choros (Playa Los Flamings).



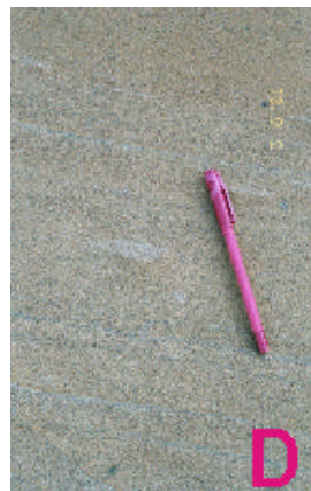
A. Vista panorámica del conglomerado arenoso mal estratificado, intercalado con areniscas conglomerádicas. Los conglomerados son bien redondeados, pero mal clasificados.



B. Primer plano de los conglomerados gruesos pobremente estratificados con cantos y bloques grandes de rocas ígneas y metamórficas.



C. Primer plano de las areniscas con estratificación cruzada a gran escala intercaladas con conglomerados. Los foresets grandes se interpretan como depósitos eólicos y los conglomerados bien redondeados como depósitos de abanicos aluviales retrabajados por proceso litorales.



D. En primer plano, láminas individuales que se interpretan como depósitos de flujos de granos durante la migración de una duna.



E. En primer plano, arenisca bioturbada con madrigueras grandes de *Ophiomorpha*.

Figura N° 4.15.- Formación Los Choros (Playa Los Fllamingos).

Formaciones Los Choros y Yumaque (Cerro Molde de Quezo)

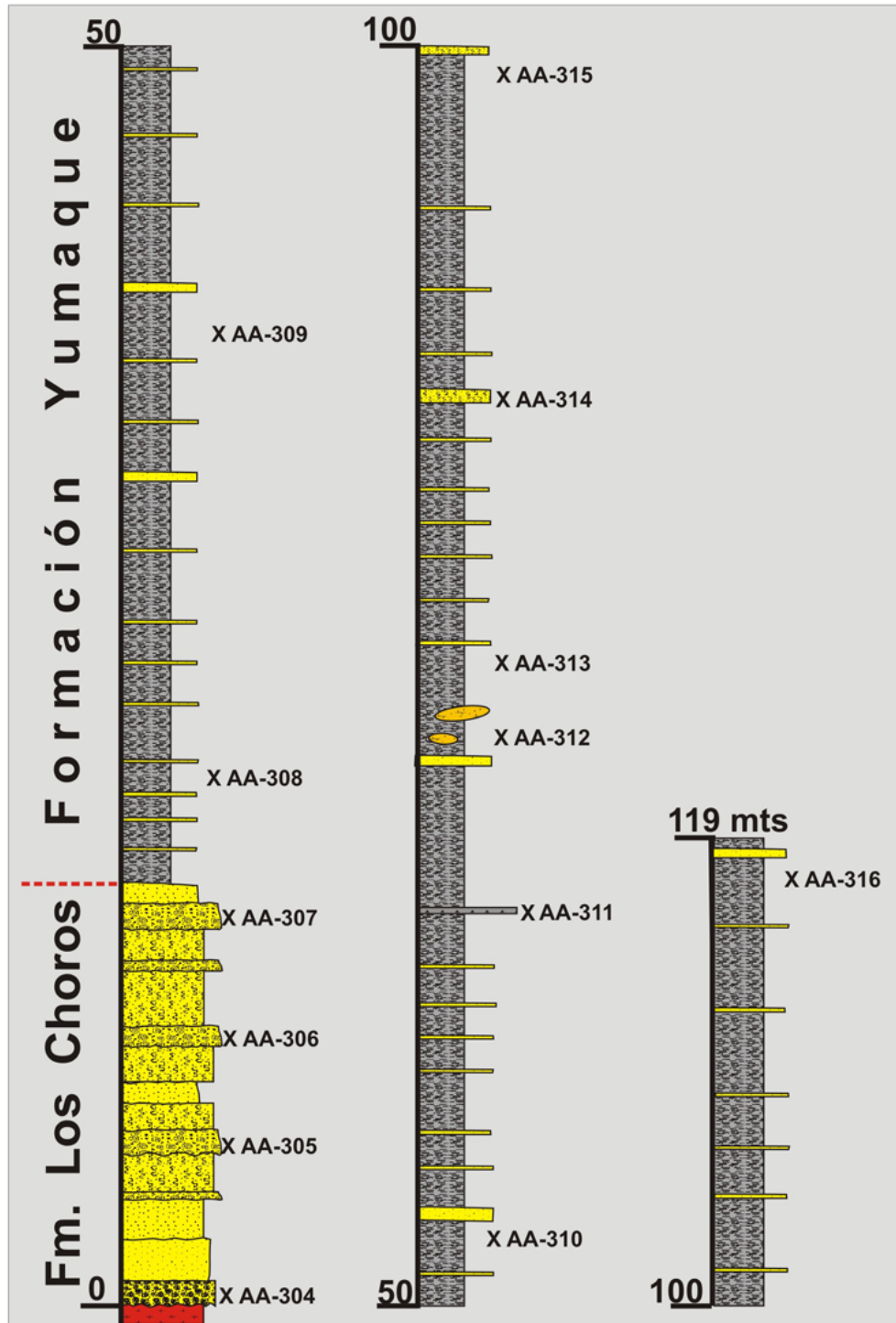
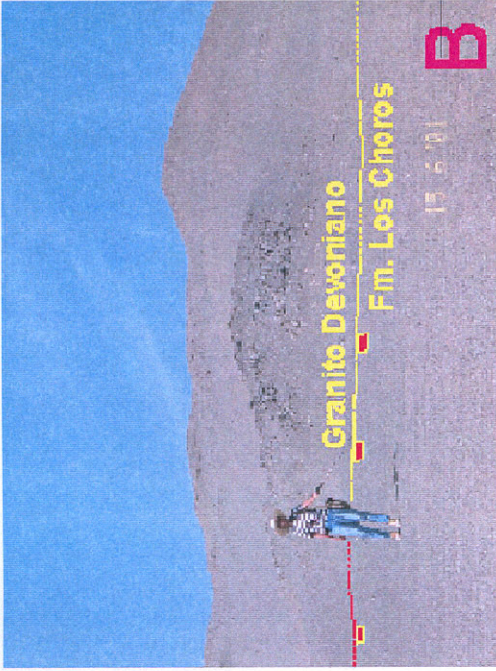
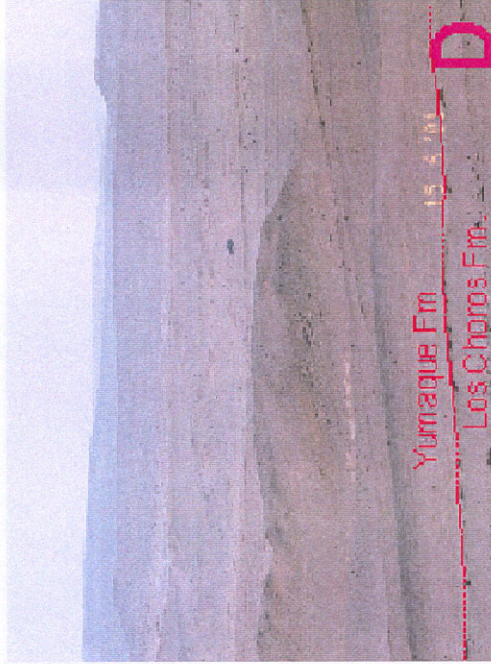


Fig. 4.16

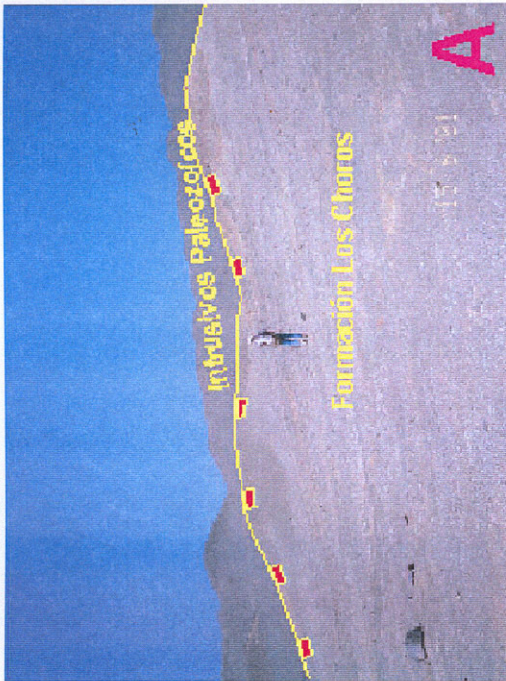
Figura N° 4.16.- Formación Los Choros y Yumaque (Cerro Molde de Quezo).



B. Primer plano del contacto entre la Formación Los Choros y los granitoides Devonianos.



D. Vista panorámica del contacto entre las formaciones Los Choros y Yumaque. Al fondo se observa las formaciones Chilcatay y Pisco.



A. Vista panorámica mostrando el contacto irregular entre la Formación Los Choros y los granitoides Devonianos.



C. Vista panorámica de la Formación Los Choros con buzamiento suave.

Figura N° 4.17.- Formación Los Choros (Cerro Molde de Quezo).

Formación Los Choros (Pampas de Chilcatay)

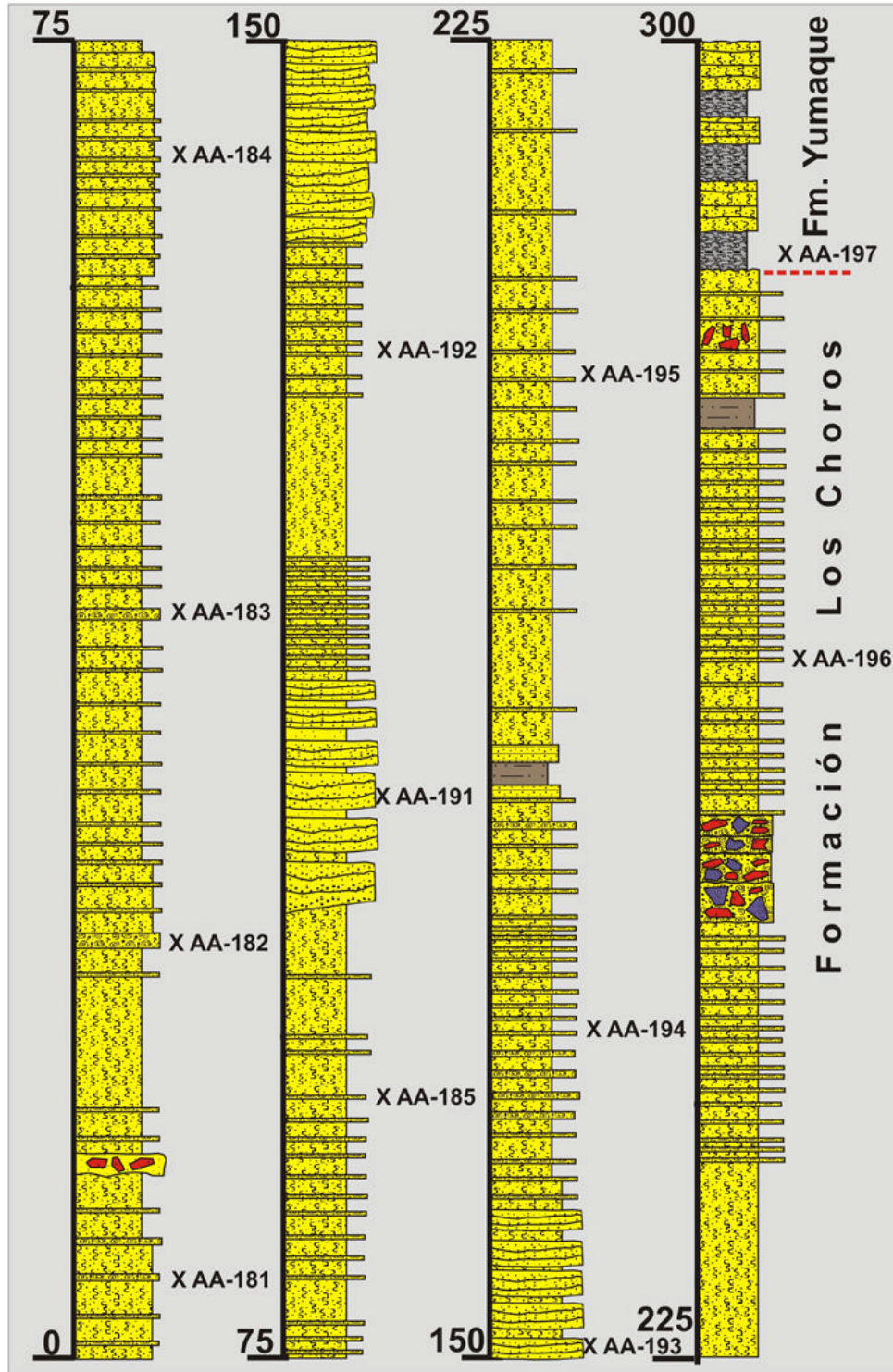


Fig. 4.18

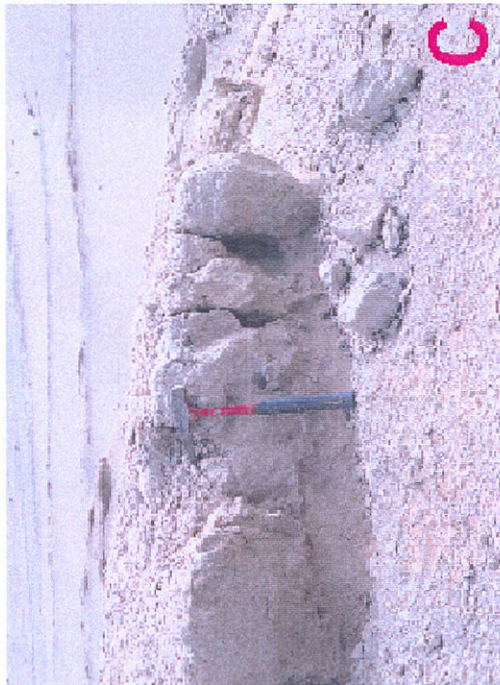
Figura N° 4.18.-Formación Los Choros (Pampa de Chilcatay).



A
A. Vista panorámica de las areniscas bioturbadas y fosilíferas que buzanan moderadamente hacia el este.



B
B. Otra vista panorámica de los ciclos repetitivos que consisten de areniscas bioturbadas fosilíferas.



C
C. En primer plano, areniscas bioturbadas y fosilíferas. El tope del ciclo está marcado siempre por una arenisca calcárea fosilífera resistente.



D
D. Primer plano de la arenisca bioturbada que muestra un *Thalassinoides* mal preservado.

Figura N° 4.19.- Formación Los Choros (Pampas de Chilcatay).

Las areniscas fosilíferas bioturbadas son grano-crecientes y representan facies del shoreface superior e inferior. Las areniscas conglomerádicas se asocian con barras de oleaje preservadas durante la regresión de corta duración. Los olistolitos que están dentro de las areniscas bioturbadas documentan la extensión sincrónica activa con la deposición. El contacto inferior está cubierto pero probablemente sobreyace al Batolito de San Nicolás que aflora cerca de la sección y el contacto superior es transicional con la Formación Yumaque. Las areniscas fosilíferas contienen algunas *Lepidocyclina* (*Eulepidocyclina*), *Peneropolis* y *Nummulites* no determinados; así como escasos foraminíferos planctónicos que sugieren un ambiente de plataforma interna somera de baja energía, que funcionó entre el Eoceno Superior.

En la Quebrada Santa Cruz, la sección inferior está parcialmente cubierta por sedimentos eólicos hacia el contacto con la Formación Caballas y el contacto superior es transicional con la Formación Yumaque. La sección sólo expone 19 m de grosor y consiste de areniscas fosilíferas bioturbadas marrón gris a marrón claro, de grano grueso y en capas gruesas, que contienen fragmentos de moluscos y las icnofacies de *Gyrolites*, *Thalassinoides* y tubos de equinodermos.

Esta sección representa una secuencia estrato-decreciente la cual representa profundización de las condiciones del agua durante la transgresión.

En el paraje de Monte Grande, ubicado en el curso inferior de Río Grande, se observa olistolitos grandes que son contemporáneos con el fallamiento y la rotación de las capas de la Formación Los Choros, que se han preservado como un ejemplo de libro. La sección consiste de 75 m. de areniscas bioturbadas marrón-amarillo a marrón claro, de grano fino a medio, capas gruesas, intercaladas con areniscas fosilíferas y conglomerádicas (Fig. 4.3). Las areniscas bioturbadas se caracterizan por la presencia de *Thalassinoides*, *Gyrolites* y tubos de equinodermos de la icnofacies *Cruziana*. Las areniscas fosilíferas contienen abundantes fragmentos de moluscos, Existe también una capa que contiene abundantes briozoarios así como erizos de mar (*Spatangida*). Las areniscas bioturbadas y fosilíferas, están dispuestas en ciclos estrato-decrecientes y representan facies de shoreface inferior y superior. Sin embargo, las capas gruesas que están bioturbadas y amalgamadas, representan procesos efímeros en el shoreface. Las areniscas guijarrosas son de grano grueso dispuestas en capas gruesas, que se caracterizan por múltiples oleadas discretas de capas inversas a normalmente gradadas que se interpretan como representantes de una deposición en la zona de vaivén de olas. Los olistolitos de casi 6 m. de diámetro están constituidos por litologías que pertenecen a la Formación Caballas y se encuentran al tope de las capas rotadas. La rotación de los bloques aumentó por efecto de las

fallas antitéticas que se unieron a la falla principal (master fault) del semigráben. Indudablemente, el tamaño de los olistolitos decrece en función a la distancia con la falla principal. La presencia de las rocas conglomerádicas marca un nuevo ciclo depositacional.

El contacto inferior de la Formación Los Choros es transicional con la Formación Caballas, al igual que el contacto superior con las lodolitas biogénicas de la Formación Yumaque.

En conjunto, la Formación Los Choros se interpreta como una secuencia totalmente transgresiva depositada poco después de la caída del nivel relativo del mar, influenciada por la tectónica extensional del Eoceno Medio. Las areniscas gruesas bioturbadas y las areniscas en capas medianas con estratificación cruzada, representan depósitos del shoreface. Esta formación se depositó en la plataforma interna dominada por facies de shoreface superior e inferior con múltiples ciclos transgresivos y regresivos. La presencia de los olistolitos con litologías ígneas y metamórficas como los de la Pampa Chilcatay, indican el fallamiento activo durante la deposición. De manera local, existen bloques de rocas Paleozoicas que han caído dentro de las areniscas de la Formación Los Choros, debido a erosión marina de los paleo-acantilados, como se observa en la sección de la playa La Mina.

Formación Yumaque

Dávila (1989) definió esta formación en la localidad de la Playa Yumaque. Esta unidad es equivalente con la Formación Paracas superior descrita por Petersen (1954) que consiste de lodolitas biogénicas y tobáceas finamente laminadas, a veces calcáreas y con capas delgadas de dolomitas que están cortadas por venas de yeso (Fig. 16). Las lodolitas son sedimentos diatomáceos con algunas capas de diatomitas puras como las descritas en Fundo Desbarrancado (Marty 1989). Esta unidad contiene olistolitos de areniscas de grano fino bien estratificadas, así como bloques grandes compuestos de lodolita biogénica en láminas finas y que se han depositado por el colapso del talud. La abundancia de yeso puede ser el resultado de procesos diagenéticos formados a expensas de la calcita biogénica de grano fino, proveniente de los foraminíferos bentónicos o planctónicos.

Cerca a la Playa La Catedral al sur de la Playa Yumaque, afloran más de 456 m. de lodolitas biogénicas marrón-amarillo, marrón-grisáceo a marrón claro, finamente estratificadas, que están intercaladas con areniscas dolomíticas de grano fino a muy fino, en estratos delgados y con capas discretas de tobas (Figs. 4.9 y 4.20). La secuencia también contiene olistolitos de areniscas y lodolitas biogénicas que están frecuentemente cortadas por una malla de venillas de yeso. Las lodolitas biogénicas están laminadas y contienen laminaciones oscuras y claras en forma de varvas de tamaño milimétrico y con



A. Vista panorámica de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas que muestran un olistolito bien redondeado de arenisca dolomítica finamente estratificada tabular de grano fino.



B. Otra vista panorámica de varios olistolitos que buzan en diferentes direcciones de las lodolitas biogénicas.



C. Primer plano de una arenisca dolomítica de forma irregular de grano muy fino flotando en la lodolita biogénica.



D. Otro primer plano de olistolitos distintivos que buzan en diferentes direcciones.

Figura N° 20.- Formación Yumaque (NE de la playa La Catedral).

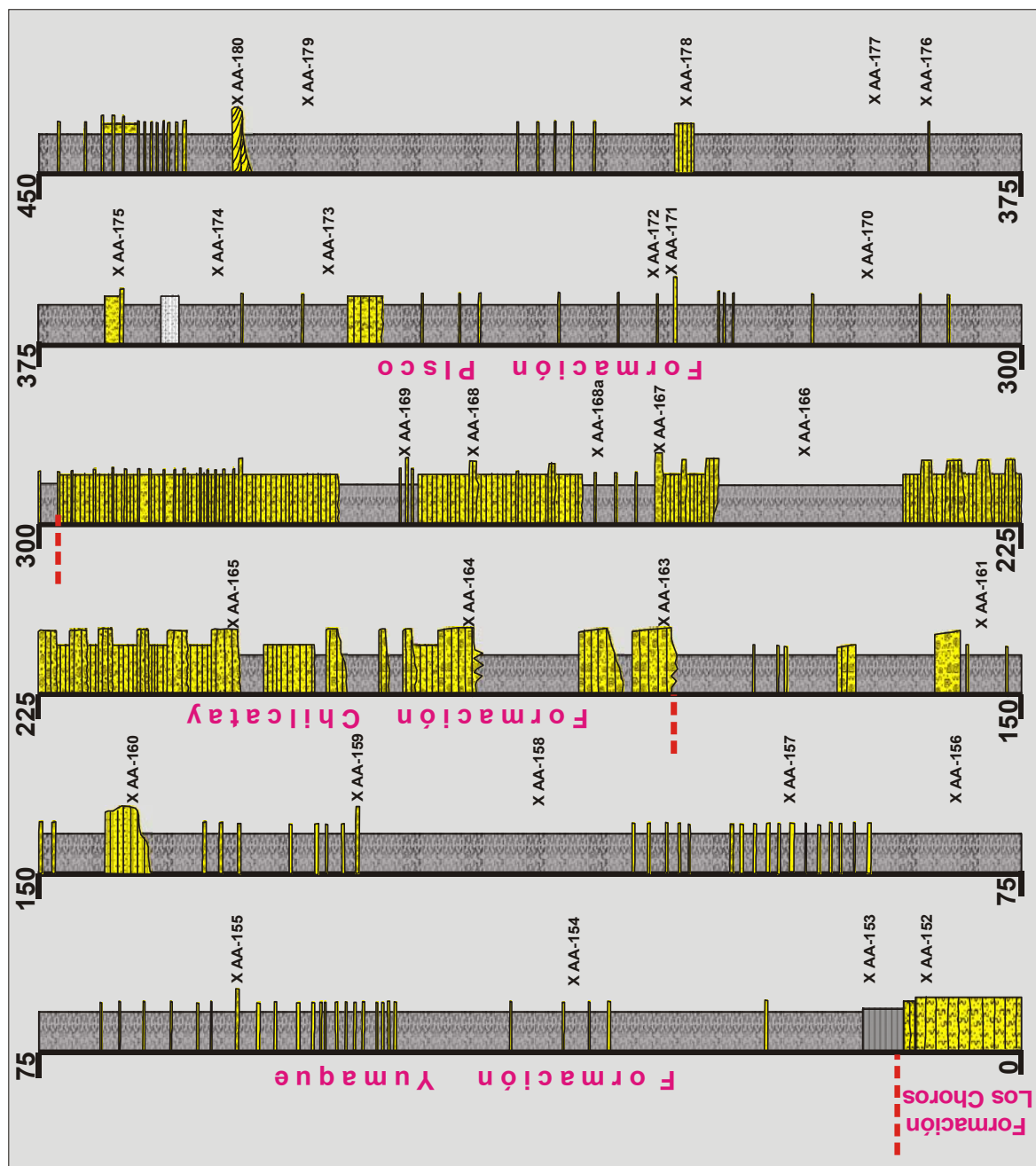
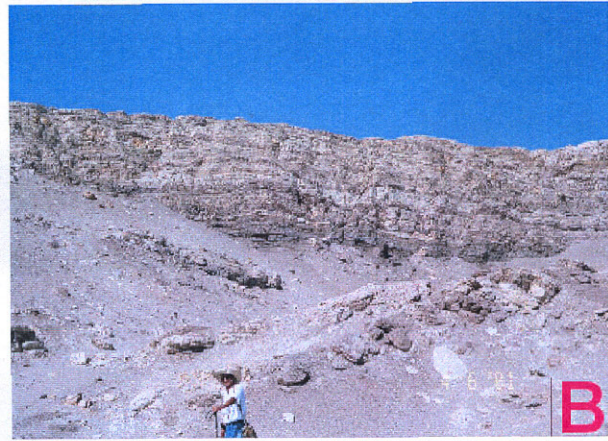


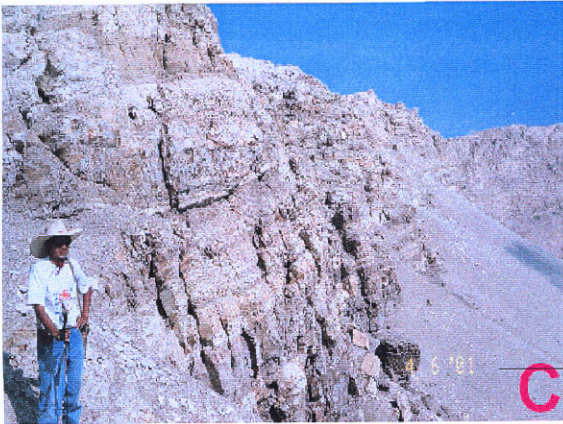
Figura N° 4.21.- Estratigrafía Cenozoica en Salinas de Otuma.



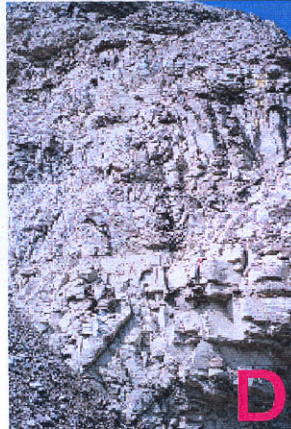
A. Vista panorámica que muestra el contacto fallado entre las formaciones Los Choros y Yumaque. La falla es estratificación paralela (falla de deslizamiento por gravedad?). Obsérvese las areniscas de la Formación Los Choros que rellenan pequeños grabenes.



B. Primer plano de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas.



C. Otra vista panorámica de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas con laminaciones tipo varva.



D. Primer plano de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas.



E. Primer plano de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas mostrando laminaciones tipo varva.

Figura N° 4.22.- Formación Yumaque (Playa El Erizal).

abundantes escamas de pescado. Los olistolitos son bloques métricos de areniscas dolomíticas de grano fino en capas delgadas (Fig. 4.20). La parte media de la sección también contiene bloques caídos de lodolitas biogénicas finamente estratificadas que se han depositado por el colapso del talud de las paredes del gráben. Las areniscas forman secuencias parciales grano-crecientes y estrato-decrecientes. Las tobas se presentan en capas muy finas y son principalmente vítricas, tobas de caída (cineritas) y de cristales. Desafortunadamente, los estudios micropaleontológicos solo identificaron espículas alteradas de esponjas, radiolarios, y diatomeas marinas que no son indicativas de ninguna edad en particular.

En Punta el Puente, Frantz (1993) describió más de 83 m. de lodolitas biogénicas y limolitas laminadas y masivas que están cubiertas por areniscas gris con tonos verdosos, presentes también en capas medianas asociadas con vetas de calcita y concreciones dolomíticas. Las lodolitas biogénicas son porcelanitas lodosas a lodolitas porcelaníticas, localmente tobáceas. Las capas de colores claros y oscuros, finamente laminadas y de tamaño milimétrico se interpretan como representantes de varvas anuales. Basados en isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se identificó una discordancia mayor en esta sección y se piensa que está ubicada entre las unidades de lodolitas y areniscas (Dumbar y otros, 1988, Frantz, 1993). Aunque Frantz (1993) reconoció las laminaciones oscuras y claras, él interpreta a las lodolitas finamente laminadas como turbiditas.

Hacia el este, en las **Salinas de Otuma** se expone 167.5 m. de lodolitas biogénicas marróngris a marrón claro en capas finas y masivas, intercaladas con limolitas de capas medianas a finamente estratificadas (Fig. 4.21). Las lodolitas laminadas tienen laminas oscuras y claras que también son interpretan como varvas anuales. Las lodolitas masivas no tienen estructuras, son limosas, tobáceas y muestran localmente laminaciones en haces pobremente desarrolladas. Las lodolitas con laminación fina están ampliamente distribuidas dentro de las lodolitas masivas. Las areniscas son fosilíferas y varían de estratificación fina a gruesa, son de grano fino a medio y ocurren en ciclos discretos grano-crecientes pobremente desarrollados. Cerca al tope hay algunas capas de areniscas que muestran superficies erosivas bien desarrolladas con ciclos estratodecreciente. Esta unidad descansa y subyace concordante a las Formaciones Los Choros y Chilcatay respectivamente. La parte media es rica en ceniza volcánica y contiene las siguientes diatomeas guías del Oligoceno Tardío: *Cestodiscus pulchellues*, *Hemiaulus polymorphus*, *H. subacutus*, *Goniothecium odontella*, y *Pyrgopyxis Johnsonian v. corniculum*. Los silicoflagelados guías son *Mesoceno apiculata*, *Corbesina tricantha tricantha*, y *Novaculites biapiculata*. El conjunto de microfósiles está dominado por diatomeas planctónicas y se interpreta como propio de circulación en el océano abierto y con aguas superficiales rica

en nutrientes. El ambiente deposicional se caracteriza por presentar rizaduras desnutridas (starved ripples).

En la Playa El Erizal, la Formación Yumaque expone más de 133 m. de lodolitas biogénicas con estratificación fina, intercaladas con esporádicas capas de areniscas de grano fino y con capas de limolitas que contienen pequeñas concreciones calcáreas (Figs. 4.13 y 4.22). Las lodolitas biogénicas laminadas consisten de capas de porcelanitas suaves al tacto y con aspecto de talco, que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y escamas de pescado. La laminación está compuesta por múltiples bandas de colores oscuros y claros que se semejan a las varvas, sin embargo las láminas son con frecuencia escasas y discontinuas. Generalmente las lodolitas son tobáceas, masivas y sin estructuras cortada por una red intrincada de yeso. En base a las proporciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los nódulos de diatomitas del tope de la sección, se asigna la edad Eocénica Tardía para esta secuencia (Dumbar y otros, 1990). La Formación Yumaque sobreyace a la Formación Los Choros en posición concordante.

En las Pampas de Chilcatay se ha medido 454.5 m. de lodolitas biogénicas intercaladas con areniscas bioturbadas y con tobas finamente estratificadas (Figs. 4.23 y 4.24). Las lodolitas varían desde capas masivas sin estructuras hasta láminas delgadas en forma de varvas que contienen concreciones dolomíticas y esporádicos olistolitos de areniscas. Las areniscas son de grano fino y presentan esporádicamente bioturbación encontrando abundancia de icnofacies de *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y fósiles traza de *Skolithos* que se presentan en plataformas de baja energía. Las tobas son abundantes en la parte media de la sección y son cristalinas a líticas, siendo los estratos finamente laminados. La sección contiene diatomeas *Coscinodiscus rhombiwey* y *Phaphidosiscus marylandicus*, silicoflagelados *Macora stella* y *Naviculopsis sp.* La abundancia de diatomeas bentónicas pertenece al género *Paralla*, *Arachnoidiscus*, y *Actinoptychus* que indican depositación en agua someras. Así mismo, una muestra tomada de la parte media de la sección, contiene abundantes espículas de esponjas y radiolarios. Los microfósiles silíceos incluyen las diatomeas *Coscinodiscus lewisianus*, y los silicoflagelados *Distephanus crux*, *Corbisema tricantha*, y *Naviculopsis quadrata*.

En Fundo Desbarrancado, ubicado en el curso inferior del río Ica, afloran 31 m. de lodolitas diatomáceas (Marty y otros, 1988; y Marty 1989). Estas lodolitas están caracterizadas por presentar laminaciones que alternan entre colores claros y oscuros, las que han sido interpretadas como pares de varvas de ciclos anuales, similares a los descritos para la Formación Monterrey de California (Marty, 1988, Frantz, 1993). Las bandas claras son relativamente ricas en sílice opalina y pobre en material terrígeno y fosfatos. Las bandas oscuras son pobres

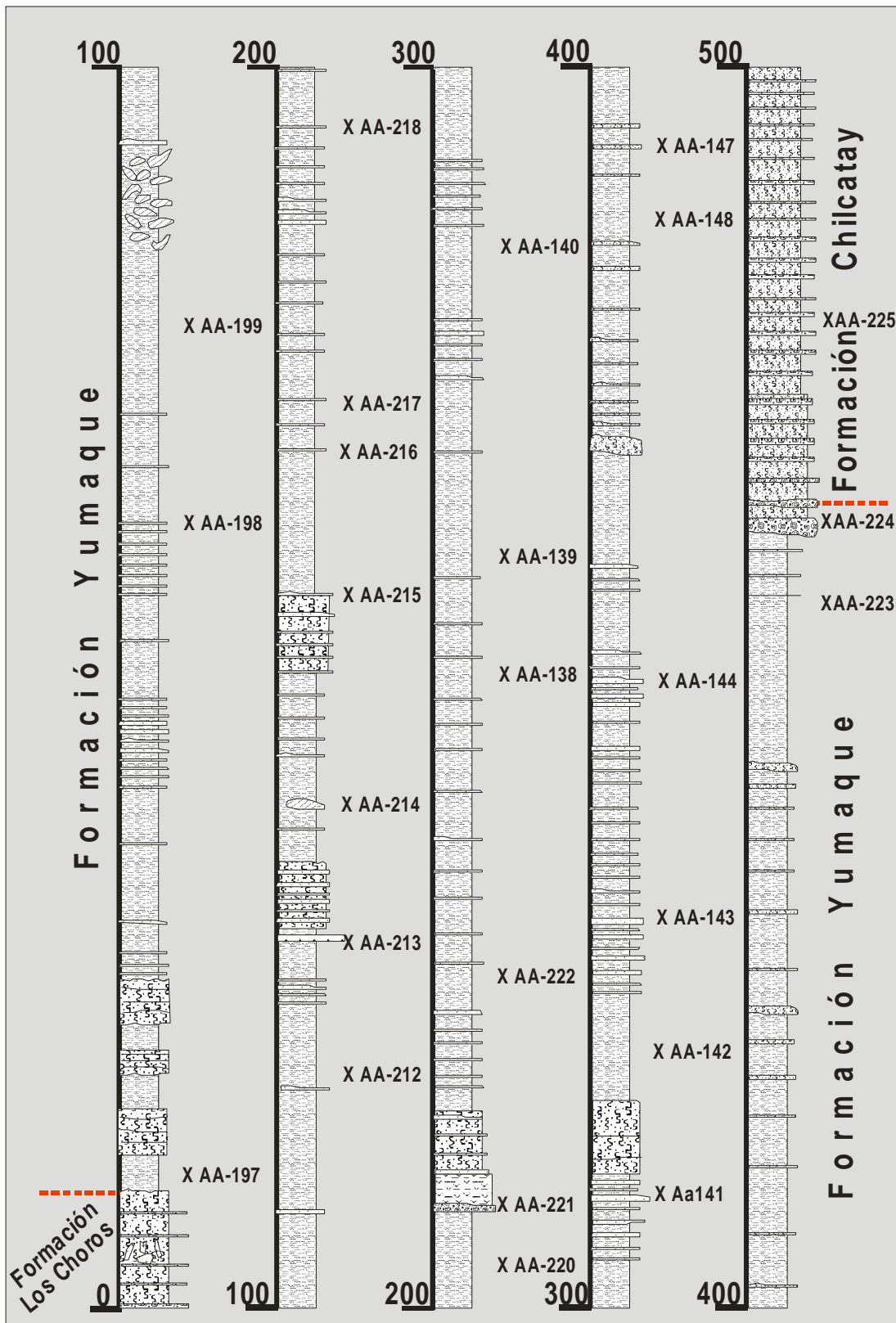


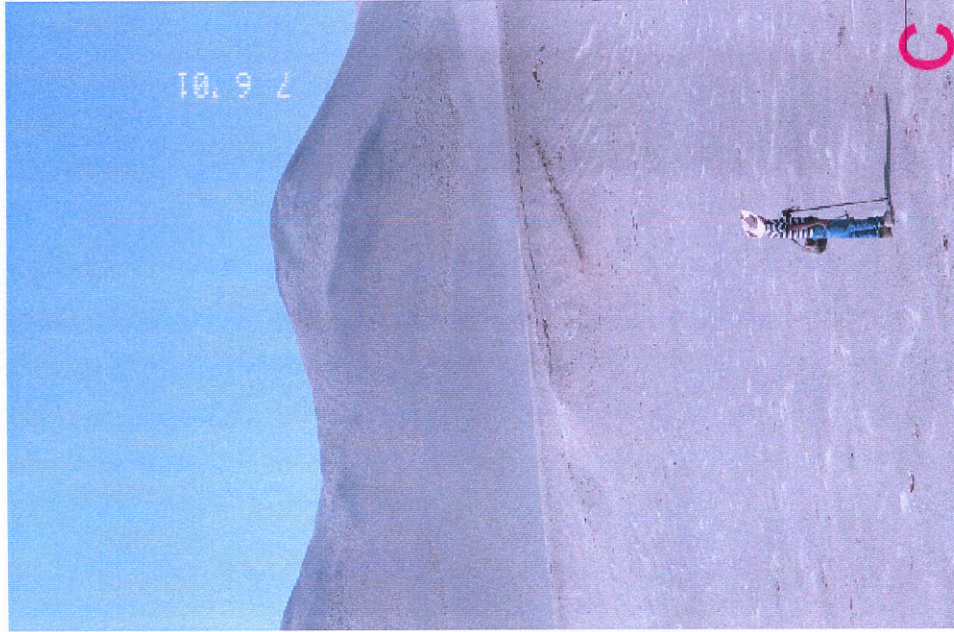
Figura N° 4.23.- Formación Yumaque (Pampas de Chilcatay).



A. Vista panorámica de las lodolitas finamente estratificadas que muestran olistolitos pequeños.



B. Primer plano de lodolitas biogénicas blancas? finamente estratificadas que exhiben laminaciones tipo varva.



C. Vista panorámica de una cliniforma desarrollada cerca del flanco de la falla. Al fondo de color gris oscuro están los granitoides Devonianos del batolito de San Nicolás. El tope de la cliniforma está cementado por caliche.

Figura N° 4.24.- Formación Yumaque (Pampas de Chilcatay).

en sílice y enriquecidos en material terrígeno y fosfatos. De acuerdo a Frantz (1993) el promedio de la tasa de sedimentación para esta formación fue de 0.078 cm/año. Esta sección también contiene capas dispersas de dolomita y chert nodular. Los nanofósiles calcáreos y el cemento calcáreo son de grano fino y están diseminados en toda la sección, sugiriendo una alta productividad y preservación del carbonato. Aunque la sección está incompleta, Marty y otros, (1988) han logrado identificar la zona de radiolarios *Calocyclus bandyca* del Eoceno Superior. Es indudable que el conjunto de radiolarios proporciona evidencias de la presencia de aguas frías de surgencia (upwelling) durante la depositación. Esto está apoyado por el 5% de incremento de ^{18}O en los foraminíferos bentónicos y planctónicos en la zona de *Calocyclus bandyca*.

A lo largo de la **Quebrada Santa Cruz**, al norte de Puerto Caballas, se ha medido 652 m. de lodolitas biogénicas marrón-gris a marrón rojizo presentes en capas delgadas, intercaladas con areniscas dolomíticas que contienen concreciones dolomíticas y olistolitos de arenisca dolomítica (Figs. 4.25 y 4.26). Las lodolitas varían de masivas a finamente laminadas y regularmente son tobáceas, siendo cortadas frecuentemente por un complejo enmallado de yeso. Las areniscas dolomíticas son marrón rojizo, de grano fino a muy fino y en capas delgadas, que con frecuencia se confunden con capas de dolomita. Las concreciones dolomíticas son redondeadas a elípticas y están presentes dentro de los olistolitos que contienen las capas. Las concreciones también pueden encontrarse formando capas nodulares. Los olistolitos son muy abundantes y consisten de areniscas dolomíticas de grano fino con estratificación caótica. Esto se interpreta como producto del fallamiento activo que ha sido contemporáneo con la depositación. En esta localidad la Formación Yumaque descansa concordantemente sobre la Formación Los Choros y a su vez está cubierta en contacto discordante por la Formación Cañete. La edad de esta unidad varía de Eoceno Tardío a Oligoceno basado en la presencia del radiolario *Podocyrtis ornate*, *Calocyclus bandyca*, *Calocyclus asyx* el radiolario *Podocyrtis ornate* así como los nanofósiles *Dietyococites bisetus*, *Ericsonia formosa* y *Reticulo fenestra semadurovai* y apoyada también por datos isotópicos de Sr (Dumbar y otros, 1988; 1990; Dávila 1989).

Cerca a la desembocadura del Río Grande, 2 km. al sur de Monte Grande, un graben invertido contiene una secuencia relativamente delgada de lodolitas biogénicas limosas finamente laminadas. El contacto inferior es transicional con la Formación Los Choros y el contacto superior es una discordancia pronunciada con los conglomerados de la Formación Cañete del Pleistoceno Tardío.

La presencia de láminas sugiere la depositación debajo de la capa mínima de oxígeno bajo condiciones de alta productividad biológica reductora. Por lo tanto, las condiciones fueron anaeróbicas con mínima actividad de bioturbación y tasas bajas

de sedimentación. Los carbonatos diagenéticos usualmente están restringidos a las litologías laminadas. De acuerdo con Marty y otros (1988), las condiciones paleoceanográficas para la Formación Yumaque fueron similares de las actuales corrientes peruanas de aguas ricas en sílice, donde las aguas fluyen hacia el norte desde el Antártico (corriente de Humbolt) y los vientos fuertes del suroeste empujan a las aguas ricas en nutrientes a las zonas fóticas. Realmente se piensa, que una configuración similar de corrientes frías durante el Eoceno, está vinculada con los fuertes vientos que empujaron las corrientes de aguas marinas (Marty y otros, 1988; Marty, 1989).

De acuerdo con Marty (1989), la Formación Yumaque es más diatomácea hacia el sur que hacia el norte; lugar donde esta unidad está dominada por lodos fosfatados laminados. Sin embargo la presencia de porcelanitas sugiere que estos sedimentos fueron parcialmente diatomáceos antes de la diagénesis. Se interpreta que la falta de laminaciones refleja el incremento del aporte terrígeno con detritus volcánico adicional ocasionando cambios episódicos en la capa mínima de oxígeno por la presencia de una masa de tierra importante. De hecho, la alta productividad orgánica está relacionada con el "upwelling" aumentado por la restringida circulación oceánica debido a la presencia de los altos estructurales que se habían formado durante la extensión. La presencia de areniscas de grano fino en capas delgadas es debida al ingreso episódico de los clásticos provenientes de los altos de basamento cercanos. Indudablemente, la presencia de abundantes olistolitos es debida al fallamiento activo durante la sedimentación.

Más al sur, en la **bahía de San Juan de Marcona**, aflora más de 60 m. de la Formación Yumaque que consiste de lodolitas biogénicas blancas a marrón grisáceo que están intercaladas con areniscas en capas onduladas y delgadas. Las lodolitas se presentan de manera masiva y laminada, son tobáceas y a veces son ricas en diatomeas. Una muestra cerca al tope de la sección contiene importantes radiolarios del Oligoceno Tardío *Dictyopora mongolfieri* y las diatomitas guía tales como *Clavularia* sp., *Hemiaulus* y *Trinancría* (Hunt Oil, 2002).

La edad de esta unidad se basa en la presencia de los radiolarios *Calocyclus hispida*, *Calocyclus turris*, *Calocyclus ampulla* "*Carpocanistrum*" *azyx*, grupo *Dictyopora amphora*, *Dictyopora mongolphieri*, *Dictyopora ovala*, *Dictyoproropium*, *Dictyopora urceolus*, *Dictyopora ateuchus*, *Eusyngium fistuligerum*, *Lilhapium*. Grupo *Lithocyclia aristoleis*, Grupo *Lithocyclia ocellus*, *Lychnocanoma bellum*, *Phormoslichocartus marilandicues*, *Podocyrtis chalaragoet*, *Podocyrtis Papillis*, *Siphocampe acepholata*, *Siphocampe Nodosaria*, *Spirocyrtis subtiles*, *Theocyrtis tuberosa* y *Tritylospyrus tricerus*, que indican la edad comprendida entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno Tardío (Marty, 1969).

Problemática de la Formación Otuma: De Vries (1998) propuso

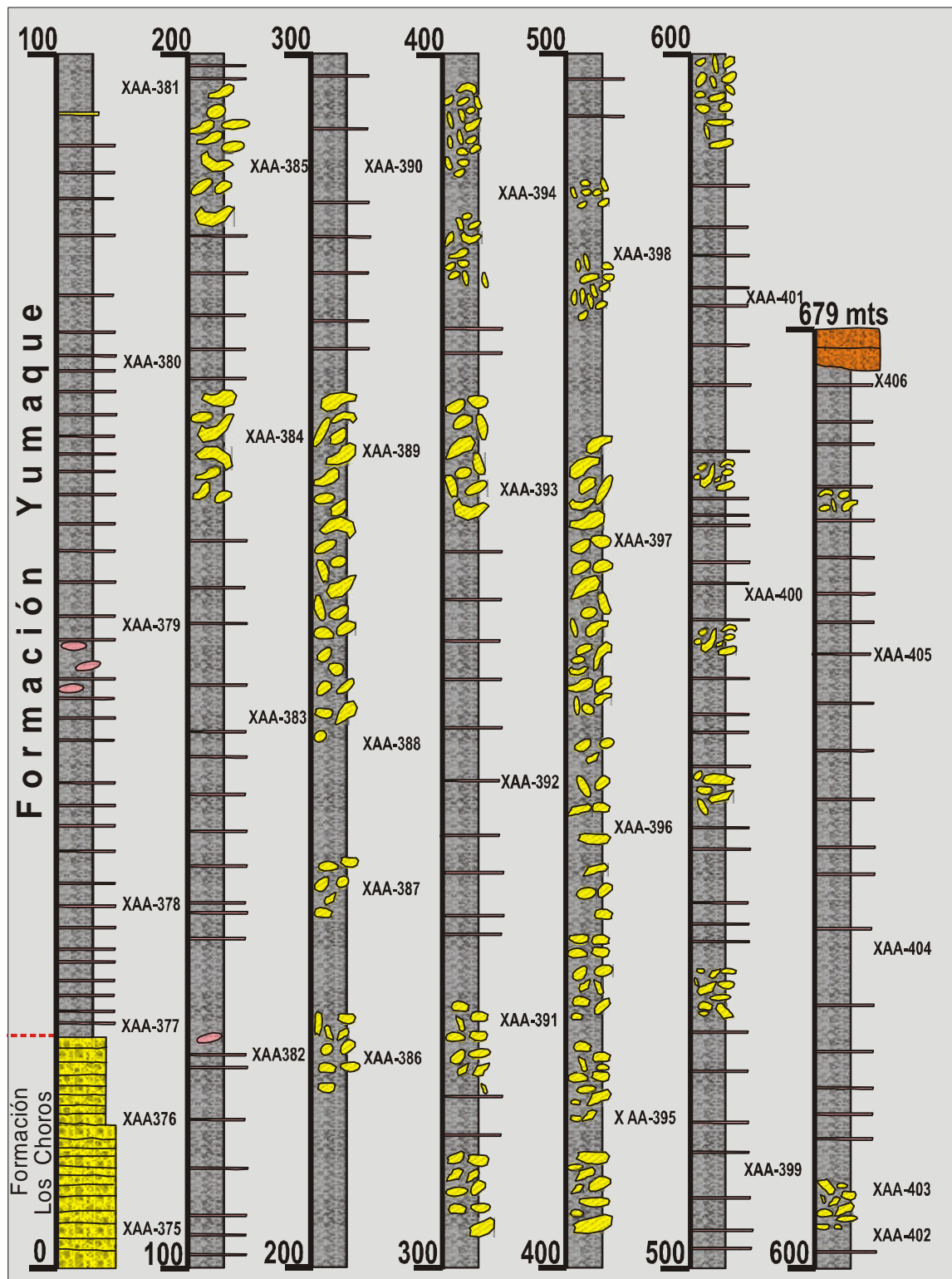
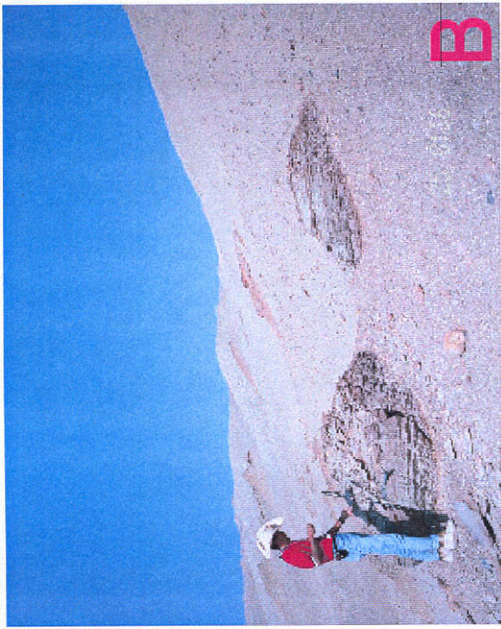


Figura N° 4.25.- Formación Los Choros y Yumaque (Quebrada Santa Cruz).



B. Acercamiento a las concreciones dolomíticas bien redondeadas en contraste con los olistolitos del fondo.



D. Acercamiento de los olistolitos de arenisca dolomítica tabulares con buzamiento fuerte.



A. Vista panorámica de los olistolitos de arenisca dolomítica de grano fino buzando al oeste. Observe los numerosos olistolitos al fondo de la vista.



C. Acercamiento de los olistolitos de arenisca dolomítica de grano fino tabular con buzamiento fuerte.

Figura N° 4.26.- Formación Yumaque (Quebrada Santa Cruz).

una nueva unidad estratigráfica, la Formación Otuma basada en escasos datos bioestratigráficos. Estableció la localidad tipo en las Salinas de Otuma; lugar donde esta formación consiste de 150 m de areniscas y limolitas fosilíferas. En efecto, De Vries (1998) consideró la presencia de esta unidad en base a una reducida macrofauna de *Turritella woodsi* (Rivera, 1957; Newell, 1956 y Macharé, 1987) que tiene un amplio rango de distribución que va desde el Eoceno superior hasta el Mioceno Inferior. Esta sección la interpretamos como parte de la Formación Chilcatay, tema que se discute más abajo.

FORMACIÓN CHILCATAY

Esta unidad fue propuesta por Dumbay y otros (1990) para designar un afloramiento de 200 m. de areniscas y limolitas endurecidas intercaladas con rocas diatomáceas que afloran en la Pampa de Chilcatay, ubicada 100 km al noroeste de Puerto Caballas. En esta localidad se encuentra una de las secciones más completas del Oligoceno Terminal al Mioceno Temprano. Similares afloramientos, presentes en la Quebrada Santa Cruz, han sido descritos por Macharé (1987) empleando el término de «Formación Caballas» del Oligoceno Terminal al Mioceno Temprano (Dumbay y otros, 1988, 1990). Por otro lado, DeVries (1988) describió originalmente esta localidad tipo y proporcionó un criterio cuestionable sobre la separación de esta unidad en tres ciclos transgresivos.

En las Salinas de Otuma, la Formación Chilcatay está constituida por areniscas calcáreas fosilíferas y bioturbadas, marrón-grisáceo y marrón rojizo, de grano fino a grueso, en capas medianas y gruesas, que están intercaladas con lodolitas biogénicas. La base de esta unidad es muy irregular y es de geometría angular; está marcada por abundantes *Skolithos* y madrigueras de *Ophiomorpha* (Figs. 4.21 y 4.27). La parte más inferior de esta formación consiste de areniscas conglomerádicas fosilíferas, de grano grueso, y con abundantes madrigueras verticales y nódulos de fosfatos. Cerca a los cerros compuestos por rocas más antiguas, hay cantos de rocas volcánicas Jurásicas dentro de las areniscas de grano grueso que presentan además valvas de *Ostreas*. Las areniscas bioturbadas son principalmente de grano fino a muy fino y contienen abundantes *Thalassinoides*, madrigueras de *Gyrolithes* de la icnofacies *Cruziana*. Las areniscas fosilíferas contienen abundante *Ostrea*, *Turritella woodsi* y *Cardita newelli* y de manera subordinada *Corbula paracaensis* (DeVries, 1998). Localmente, las capas de areniscas bioturbadas contienen un alto contenido de fosfato cerca a la base. Las lodolitas son limosas, tobáceas y finamente laminadas, estando a menudo cortadas por una malla de venas de yeso. Las areniscas y lodolitas se hallan presentes en discretos ciclos estrato y grano-decrecientes, que representan facies episódicas del relleno de canal (Figs. 4.21 y 4.27). La parte superior de la Formación Chilcatay presenta múltiples ciclos estrato y grano decrecientes cubiertos por lodolitas biogénicas. De hecho, existen por lo menos

9 ciclos transgresivos de orden superior (parasecuencias) que se relacionan más a un proceso tectónico que a los cambios del nivel del mar. Esta ciclicidad ha sido englobada y usada por DeVries (1988, 1998) para describir por lo menos tres episodios transgresivos. En las Salinas de Otuma la Formación Chilcatay yace discordantemente sobre la Formación Yumaque y está sobreyacida transicionalmente por la Formación Pisco. La parte media de la sección (Fig.4.21) contiene las diatomeas *Azpeitia oligocena*, *Coscinodiscus rhombicus*, *Kisseleviella* cf. *K. ezoensis*, y los silicoflagelados *Macrora stella*, *Naviculopsis biapiculata* de edad Mioceno Temprano (Hunt Oil, 2002). Esta asociación hace pensar en una circulación de océano abierto y de alta productividad en las aguas superficiales.

En las Pampas de Chilcatay, se encuentran 62.5 m de areniscas calcáreas bioturbadas y fosilíferas de color gris pardusco, presentes en capas gruesas y con tamaño de grano de fino a grueso. Las areniscas bioturbadas son principalmente de grano fino con abundantes trazas fósiles de *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Gyrolithes* (Fig. 4.28). Las areniscas fosilíferas son de grano grueso a muy grueso, a veces conglomerádicas, con abundantes fragmentos de valvas de *Ostrea* y *Turritellas*. Las areniscas fosilíferas y bioturbadas están dispuestas en ciclos tanto granodecrecientes como granocreciente. Estos ciclos se interpretan como resultado de múltiples pulsos de las transgresiones y regresiones antes del tope máximo de inundación de esta unidad. Las capas gruesas de 30 a 70 centímetros tienen sus bases erosionadas y consisten de areniscas guijarrosas que pasan hacia arriba a areniscas bioturbadas de grano medio. Estas areniscas se interpretan como la incisión del canal y la deposición ligada a flujos turbulentos en aguas poco profundas. Esta sección puede ser equivalente a la «Formación Caballas Superior» descrita por DeVries (1988). La base de la Formación Chilcatay descansa discordantemente sobre la Formación Yumaque y la parte superior pasa de manera gradual a la Formación Pisco. Esta unidad se ha depositado en un ambiente de shoreface superior e inferior con episodios múltiples de transgresión.

En la Quebrada Gramonal se expone una sección relativamente delgada de la Formación Chilcatay, la cual consiste de areniscas bioturbadas intercaladas con areniscas guijarrosas (Fig. 4.29). Las areniscas bioturbadas son calcáreas y fosilíferas, con tamaño de grano de medio a fino, en capas medianas y gruesas, las cuales presentan madrigueras de *Thalassinoides*. Las areniscas son gradadas y contienen guijarros con aristas afiladas. Los diversos ciclos granocrecientes sugieren relleno de canal. En este lugar la Formación Chilcatay sobreyace discordante a los gneises del Proterozoico y está cubierta por la Formación Pisco.

Cerca a Maijo y a la Quebrada Las Brujas (Río Grande) afloran 493 m. de areniscas calcáreas bioturbadas y fosilíferas de



A. Acercamiento de la traza fósil *Ophiomorpha* en arenisca de grano muy fino.



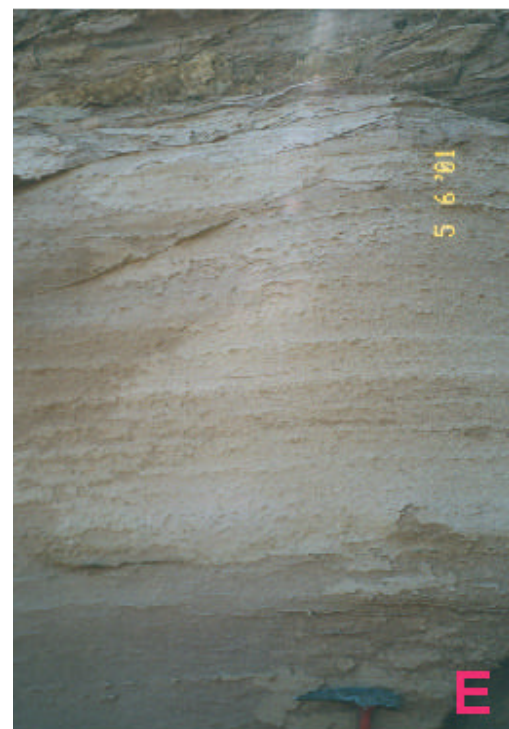
B. Primer plano de los ciclos repetitivos de areniscas bioturbadas y fosilíferas.



C. Arenisca bioturbada con trazas fósiles bien definida de *Ophiomorpha*.



D. Primer plano de la disposición en echelón de las vetillas rellenas de calcita en una zona de cizalla en la arenisca cementada con calcita.



E. Primer plano de la arenisca bioturbada cubierta por areniscas fosilíferas.

Figura N° 4.27.- Formación Chilcatay (Salinas de Otuma).

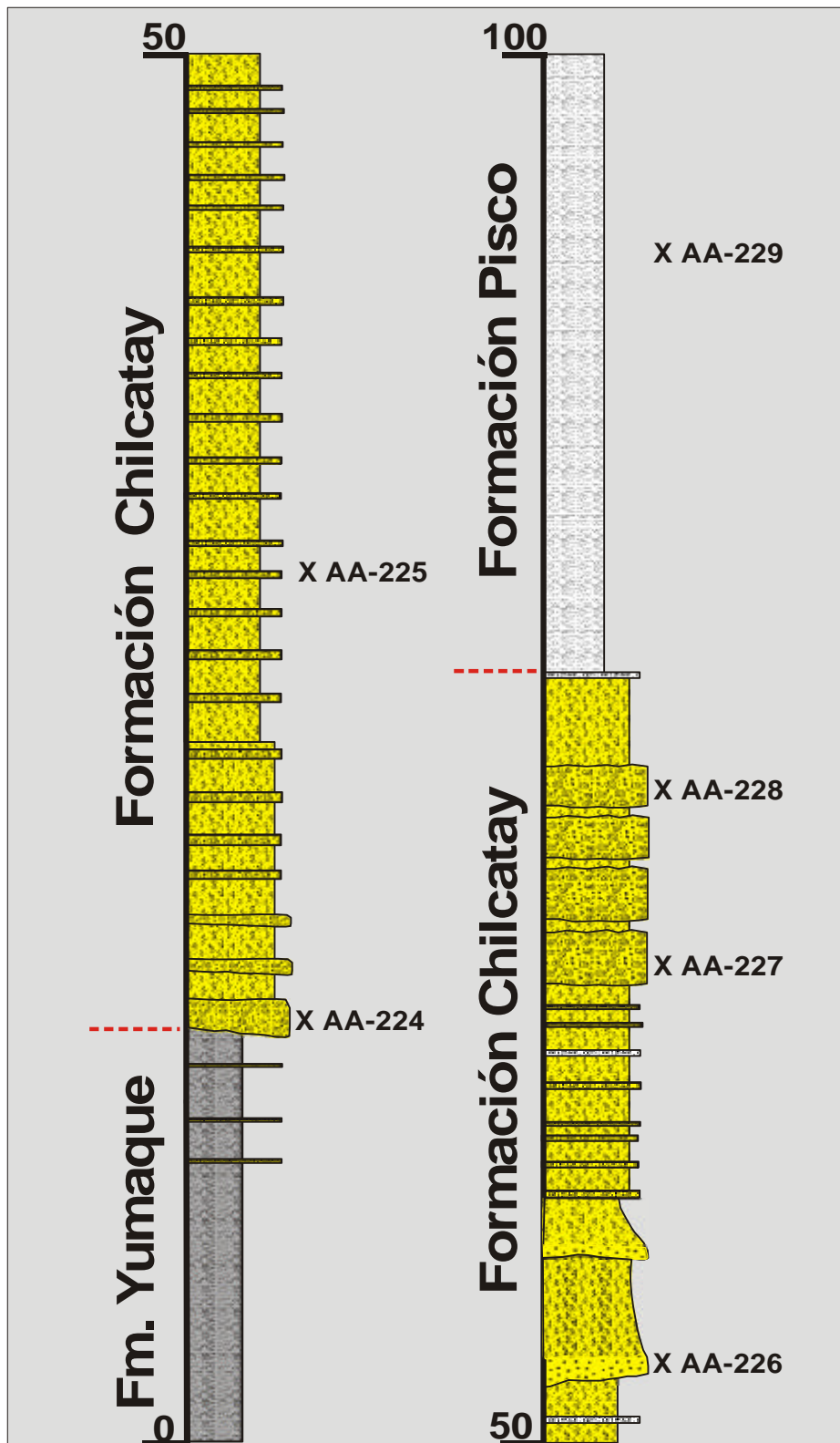


Figura N° 4.28.- Formación Chilcatay (Pampas de Chilcatay).

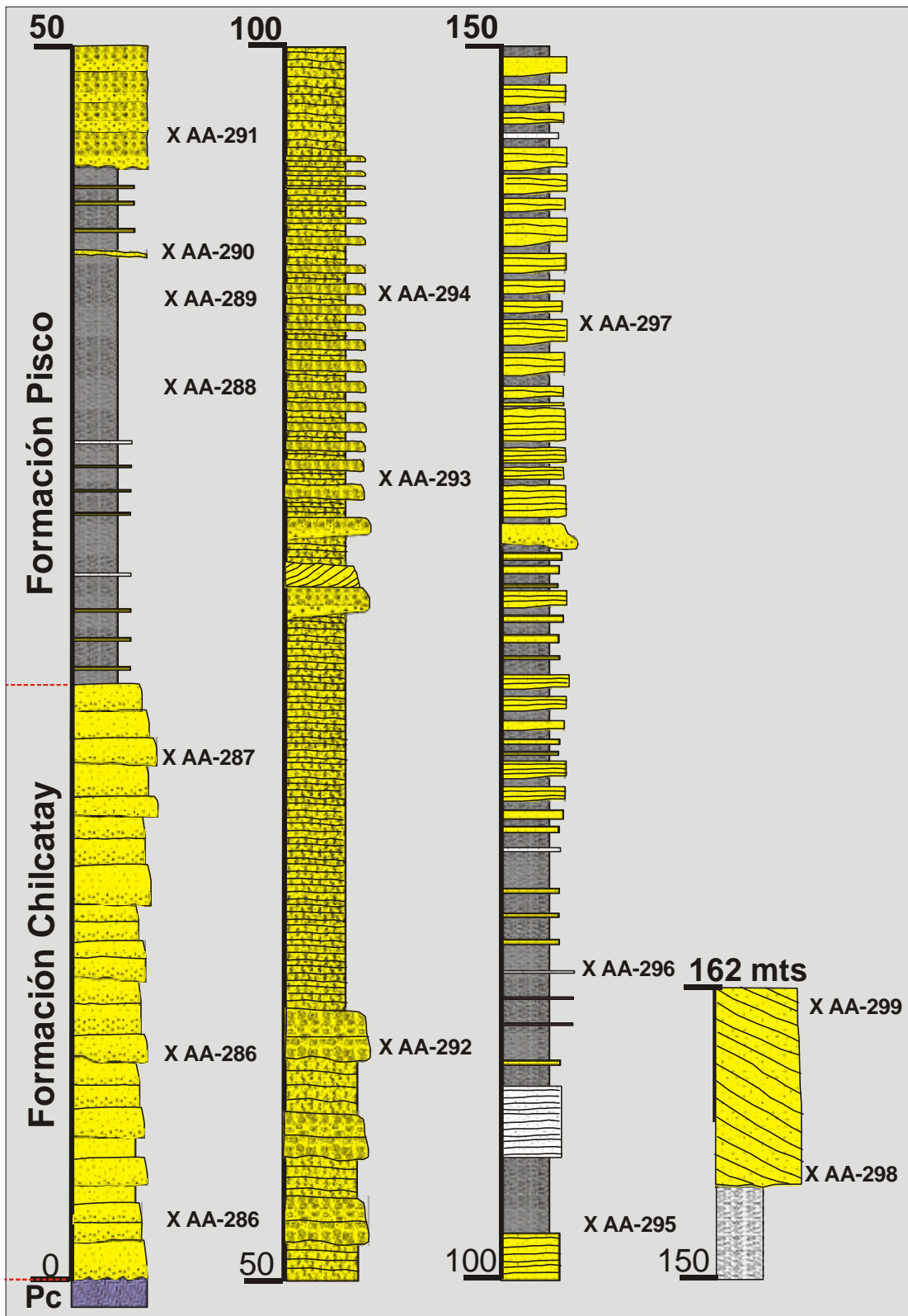


Figura N° 4.29.-Formación Chilcatay y Pisco (Quebrada Gramonal).

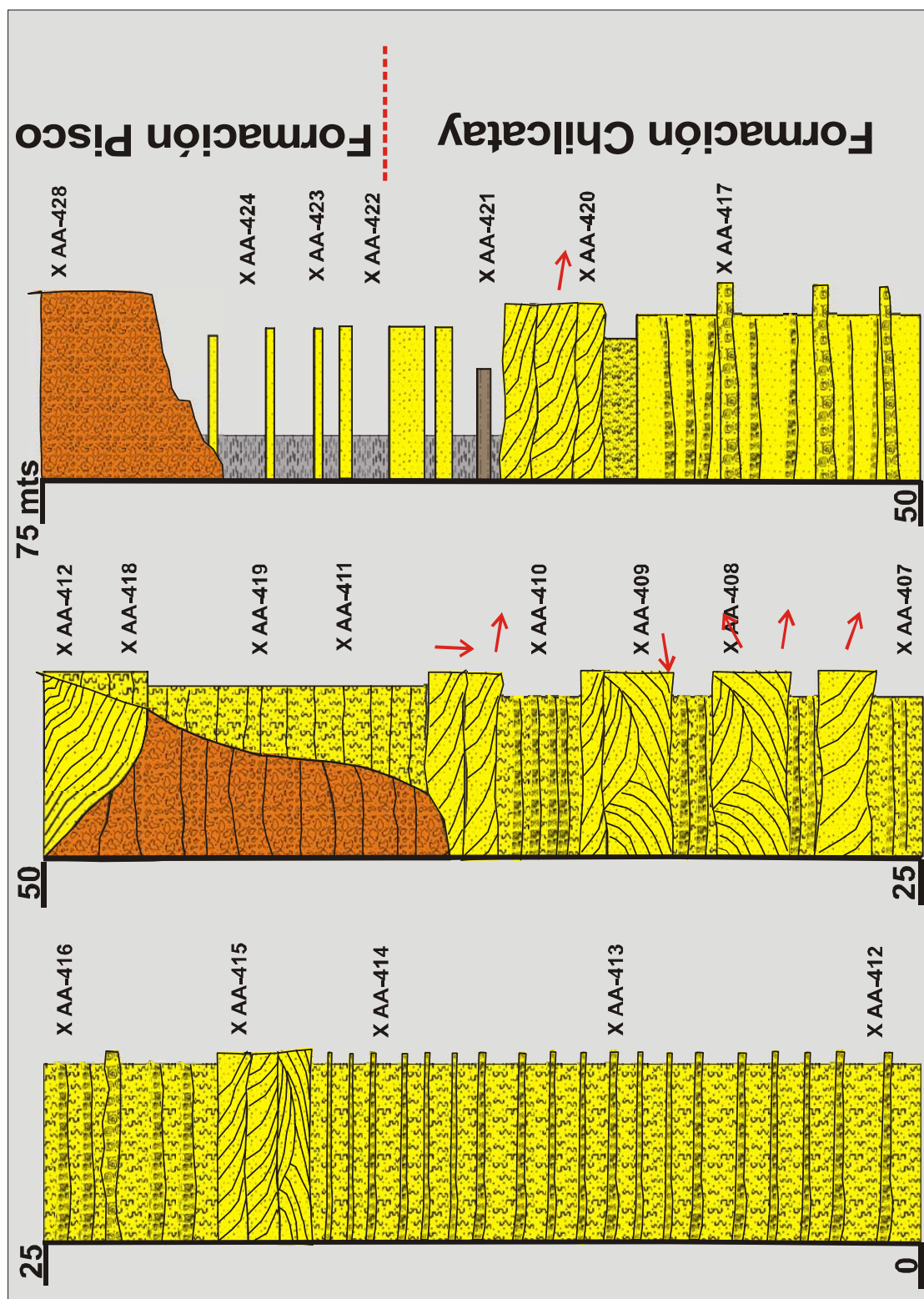
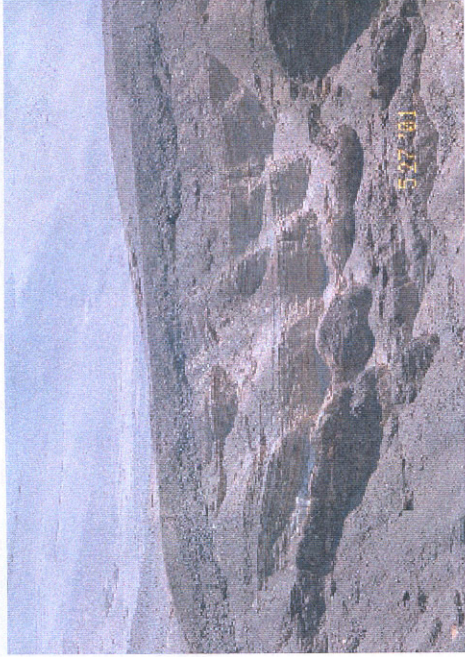


Figura N° 4.30.- Formación Chilcatay (cerca a la Qda. Las Brujas, Río Grande).



A. Vista panorámica del contacto entre las areniscas de la Formación Chilcatay y las lodolitas biogénicas con areniscas bioturbadas fosilíferas de la Formación Pisco.



B. Acercamiento de los conglomerados bien estratificados y de las areniscas de grano grueso que muestran estratificación cruzada sigmoidal bien definida. La base del conglomerado puede marcar un límite de secuencia muy importante entre el contacto de la Formación Chilcatay y la Formación Pisco superior.



C. Primer plano de areniscas bioturbadas y fosilíferas cubiertas por areniscas con estratificación cruzada.



D. Vista panorámica de los ciclos repetitivos grano-crecientes formado por areniscas bioturbadas de grano fino a medio.

Figura N° 4.31.- Formación Chilcatay (cerca a la Qda. Las Brujas, Río Grande).



A. Vista panorámica de la parte más alta de la Formación Chilcatay que consiste en ciclos repetitivos de areniscas bioturbadas y fosilíferas con estratificación cruzada.



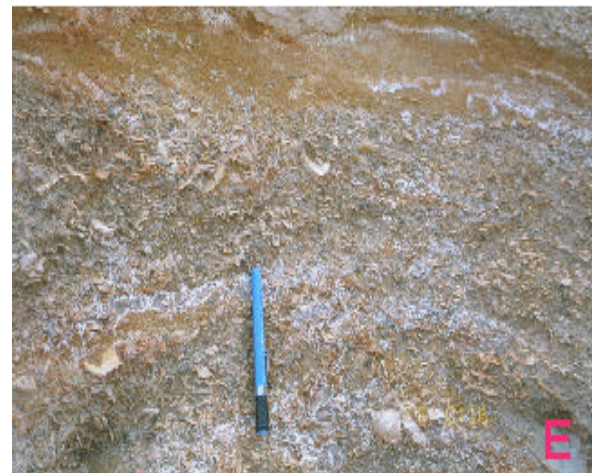
B. Conglomerados intercalados con areniscas bioturbadas de grano grueso.



C. Primer plano de los ciclos repetitivos compuestos por areniscas con estratificación cruzada, bioturbadas y fosilíferas.



D. Arenisca fosilífera de grano grueso con estratificación cruzada poco desarrollada.



E. Acercamiento de las areniscas fosilíferas que están hacia arriba bioturbadas. Los fragmentos fósiles son de conchas rotas propios de ambientes de alta energía.

Figura N° 4.32.- Formación Chilcatay (cerca a Maijo, Río Grande).

grano medio a grueso, de color gris pardo a marrón claro; están presentes en capas medianas y gruesas intercaladas con areniscas de grano grueso, con estratificación cruzada planar, conglomerados, lodolitas biogénicas y limos finamente estratificados (Figs. 4.30, 4.31 y 4.32). Las areniscas bioturbadas son de grano medio y capas gruesas, localmente fosilíferas que contienen abundantes *Thalassinoides*, *Gyrolithes* y madrigueras de equinodermos. Las areniscas fosilíferas son de grano grueso a muy grueso, con abundantes fragmentos de gasterópodos, pelecípodos y pocos foraminíferos como *Amphistegina sp.* y *Rotalla sp.* Las areniscas bioturbadas y fosilíferas están en ciclos grano crecientes que son interpretados como representantes de las facies de shoreface superior e inferior (Figs. 4.31 y 4.32). Las areniscas con estratificación cruzada planar a estratificación cruzada en artesa son de grano grueso y representan canales temporales del shoreface superior. Las areniscas con estratificación cruzada de dirección Sur a Suroeste están en ciclos discretos estrato y grano-decrecientes. Cerca al tope existen conglomerados con guijarros y cantos bien estratificados que tienen bases erosivas pronunciadas. Este conglomerado está seguido por areniscas de grano grueso a muy grueso con estratificación sigmoidal de gran tamaño (Figs. 4.30, 4.31 y 4.32). Esta secuencia conglomerádica fluvial representa el relleno de un valle de incisión en el shoreface y está cubierta por areniscas de grano grueso que muestran múltiples oleadas (surges) gradadas que pasan a areniscas bioturbadas con estratificación cruzada. La parte más alta de la sección consiste de ciclos bien desarrollados estrato y grano crecientes interpretados como parte de la última progradación de la línea de costa antes de la máxima inundación. La base de esta unidad no está expuesta y el contacto superior es transicional con la Formación Pisco.

En la Quebrada Huaricangana, ubicada al sureste de Monte Grande, se ha medido 50 m. de areniscas calcáreas fosilíferas gris pardo y marrón claro, de grano grueso, intercaladas con areniscas bioturbadas bien estratificadas y en capas gradadas de grano fino a medio (Figs. 4.33, 4.34 y 4.35). La base de la secuencia muestra una importante superficie erosiva y la parte superior presenta progradación de clinofórmos a gran escala con capas de geometría truncada. Las areniscas fosilíferas contienen fragmentos de conchas de pelecípodos y gasterópodos que a menudo contienen concreciones pobremente definidas y abundante concentración de restos fósiles. Estas areniscas gruesas fosilíferas están amalgamadas y representan la gradación del shoreface. A su vez, las areniscas que están en capas gradadas se interpretan como oleadas repetitivas de flujos de granos y representan a las barras de vaivén de olas. En menor proporción se presentan las areniscas fosilíferas bioturbadas que están en ciclos grano crecientes que representan la progradación del shoreface. En esta localidad, la Formación Chilcatay sobreyace discordantemente a la Formación Yumaque y esta cubierta transicionalmente por la Formación Pisco.

Más al sur, en la **bahía de San Juan de Marcona**, la Formación Chilcatay consiste de areniscas fosilíferas bioturbadas gradadas, de grano fino a grueso, conglomerados con algunos olistolitos, y lodolitas biogénicas blancas a gris pardusco (Figs. 4.36 y 4.37). Las capas de areniscas fosilíferas contienen abundantes gasterópodos, pelecípodos y fragmentos de equinodermos, y a menudo están completamente bioturbadas presentando madrigueras de *Thalassinoides*. En algunos niveles las areniscas son gradadas y están en estratos de 1.5 m de grosor caracterizados por sus bases nítidas con abundantes fragmentos de guijarros. Los conglomerados son polimicticos y están bien estratificados, presentando cantos grandes y bien imbricados. Algunas lodolitas biogénicas contienen olistolitos de rocas metamórficas (Figs. 4.36 y 4.37). Las lodolitas son masivas a laminadas, tobáceas y a veces ricas en diatomeas. La base de esta unidad se caracteriza por una incisión profunda que representa un límite en la secuencia regional. Las areniscas bioturbadas son fosilíferas y están en ciclos grano crecientes que representan la progradación del shoreface y a las capas gradadas se les interpreta como canales de vaivén de olas y barras. Los conglomerados se depositaron por abanicos aluviales construidos cerca de la línea de costa durante la reactivación tectónica de la falla principal (master fault) del graben. La reactivación de la falla adicional también se prueba por los olistolitos metamórficos grandes. La base y el tope de esta unidad no están expuestos. Según Macharé y otros (1988), la presencia de *Coscinodiscus praenodulifer* y *Bogorovia veniamini* hace pensar en una edad Miocénica Temprana. La Formación de Chilcatay documenta un segundo episodio de extensión como lo indica la reactivación de fallas pre-existentes o el inicio de la nueva formación de un nuevo graben. La deposición tuvo lugar en una plataforma estrecha dominada por ambientes de shoreface superiores e inferiores en una transgresión episódica a gran escala y pulsos de regresión. La edad de esta unidad varía de Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano.

FORMACIÓN PISCO

La Formación Pisco fue descrita inicialmente por Adams (1906); posteriormente, Petersen (1954) en la localidad de Pisco la divide en dos formaciones: Pisco y Huamani; siendo más tarde verificada que la Formación Huamani pertenece a la parte superior de la Formación Pisco (Mertz, 1966; Macharé, 1987). Dávila (1989) sugiere elevar esta unidad a la categoría de grupo separándolo en las formaciones Las Brujas, Coyungo y Terrestrial, ubicadas en posición estratigráfica ascendente, tomando como localidad típica a la quebrada Las Brujas ubicada al sur de Coyungo (Rio Grande). Aunque es posible distinguir estas unidades de manera general en el área mencionada, las lodolitas y areniscas son abundantes a través de toda la sección y solo en esta localidad se expone la parte más alta de la Formación Pisco del Mioceno. A su vez, es difícil distinguir

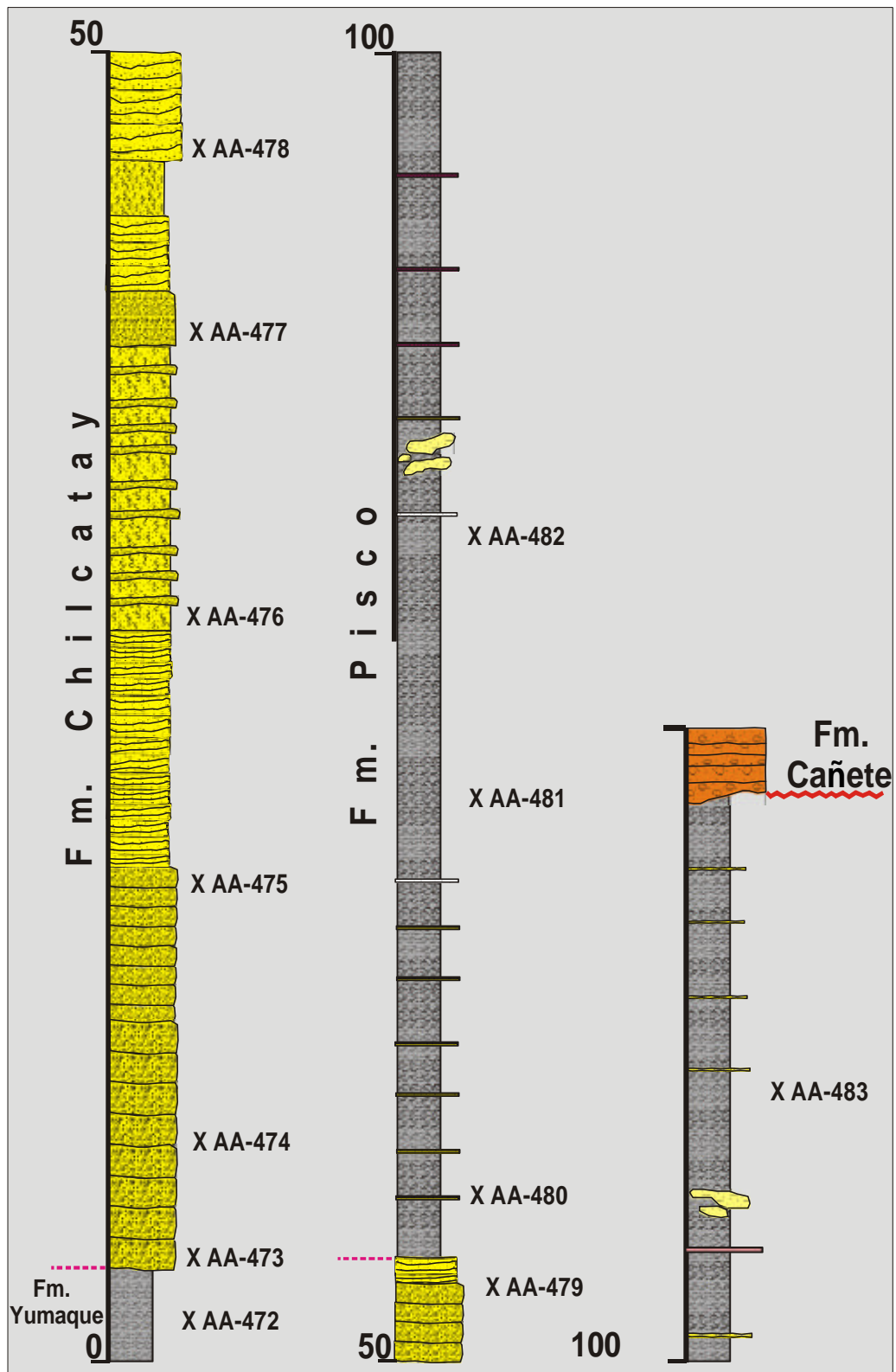
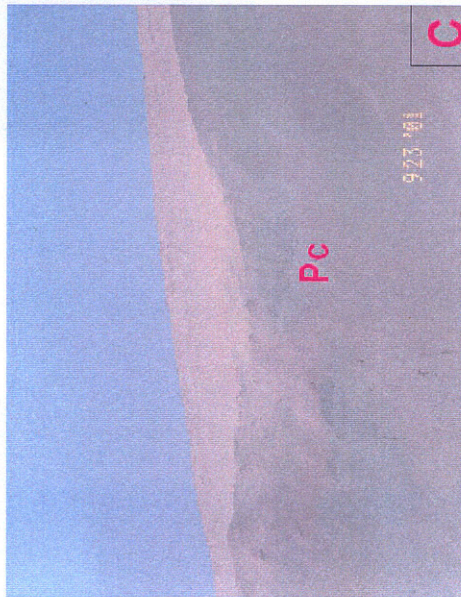


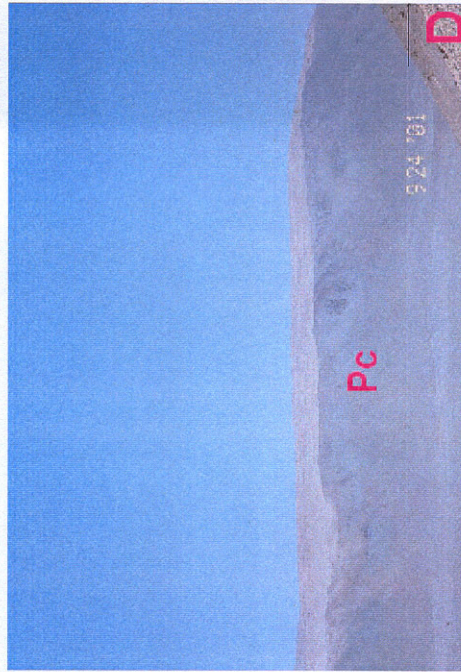
Figura N° 4.33.- Formación Chilcatay y Pisco (Qda. Huaricangana).



A. Vista panorámica de las areniscas bioturbadas y fosilíferas de la Formación Chiclatay cubriendo al basamento cristalino Proterozoico.



B. Otra vista idem al anterior. Vista mirando al sureste.



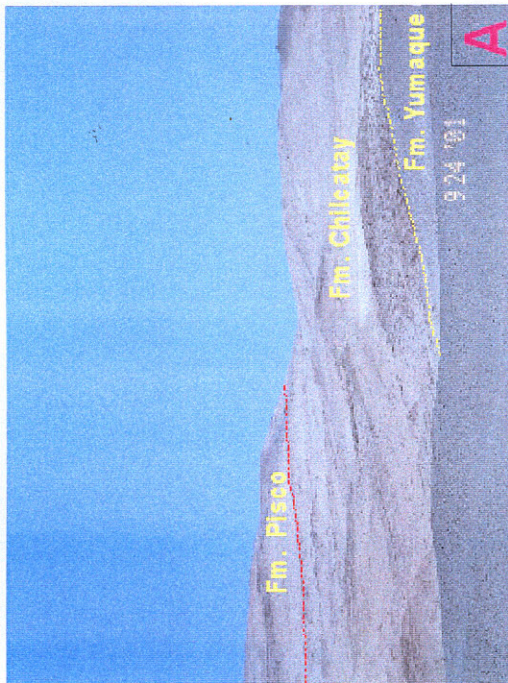
C. Primer plano del solapamiento que rellena las irregularidades del basamento.

D. Otra vista panorámica que muestra las areniscas bioturbadas y fosilíferas de la Formación Chiclatay solapando el basamento Proterozoico.

Figura N° 4.34. - Contacto onlap de la Formación Chiclatay en la Quebrada Huaricangana.



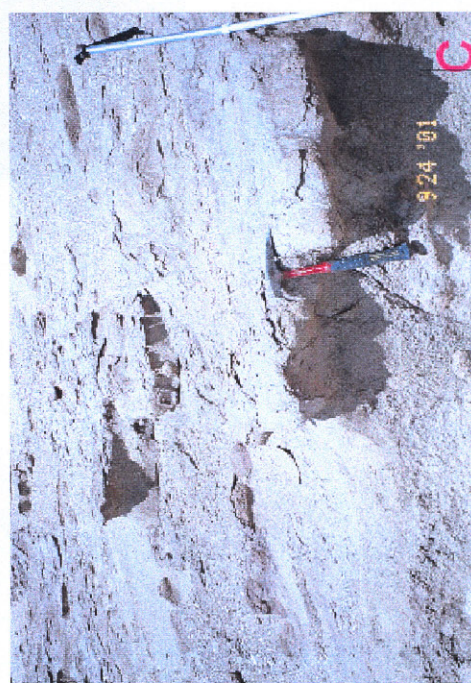
A. Vista panorámica del contacto entre las formaciones Yumaque, Chilcatay y Pisco.



B. Primer plano del contacto entre las formaciones Yumaque y Chilcatay mostrando una ligera angularidad en el contacto. Obsérvese también las cliniformas cerca al tope de la Formación Chilcatay.



D. Primer plano de la arenisca bioturbada mostrando una cementación selectiva de óxido de hierro siguiendo los planos de estratificación.



C. Primer plano de los ciclos de las areniscas bioturbadas y fosilíferas. Las capas más resistentes corresponden a las areniscas fosilíferas.

Figura N° 4.35.- Formación Yumaque, Chilcatay y Pisco en la Quebrada Huaricangana.

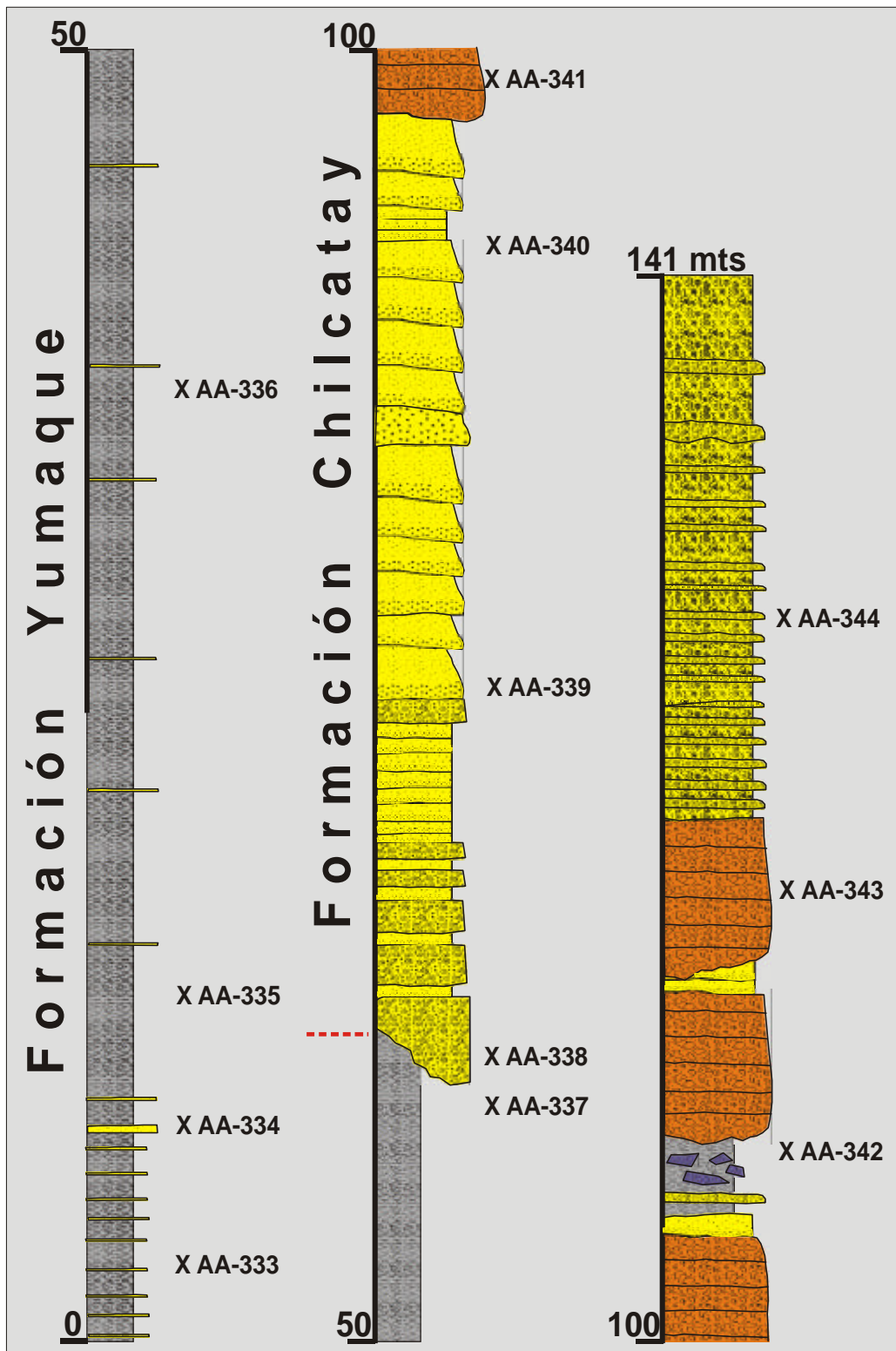
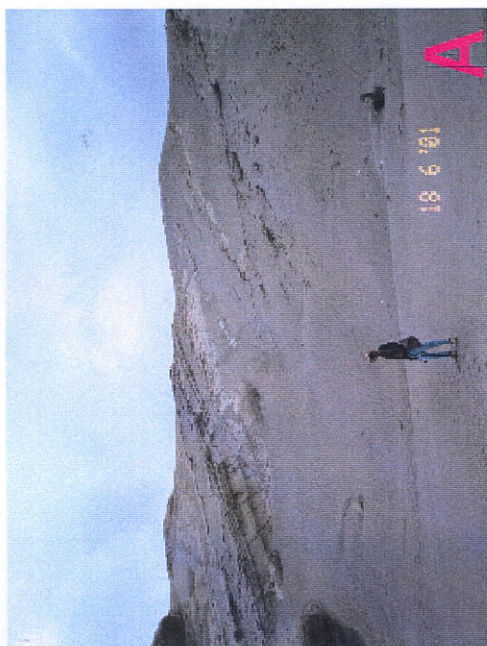


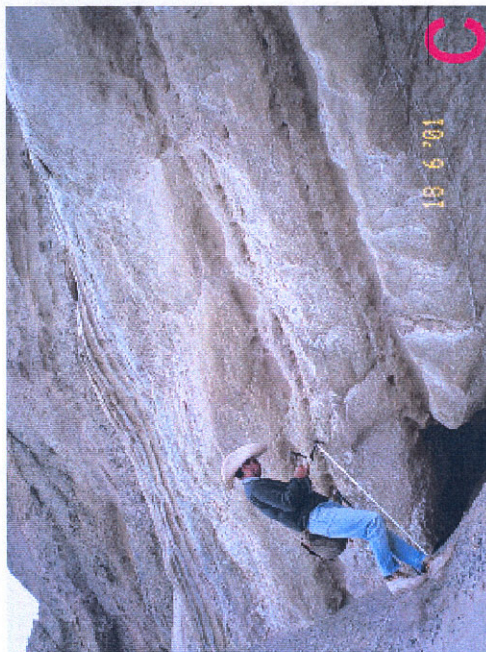
Figura N° 4.36.-Formación Yumaque y Chilcatay (Acantilados de San Juan de Marcona).



A. Visita panorámica que muestra el contacto parcialmente cubierto entre las formaciones Yumaque y Chilcatay.



B. Primer plano del conglomerado bien estratificado e interestratificado con areniscas de grano grueso en capas medias a gruesas.



C. Primer plano de las areniscas bioturbadas y fosilíferas que pasan hacia arriba a conglomerados gruesos imbricados y bien estratificados.



D. Primer plano de un bloque grande de granito dentro en un conglomerado pobremente clasificado.

Figura N° 4.37.- Formación Chilcatay (Acantilados de San Juan de Marcona).

estas tres unidades cuando se realiza el cartografiado, debido a lo reducido y discontinuos que resultan ser estos afloramientos, que están limitados por numerosas fallas. Por ejemplo, es difícil distinguir las tres unidades de Dávila a lo largo de la Quebrada Gramonal, así como en otras localidades a lo largo del Río Ica. Por lo tanto, se recomienda no usar este esquema de subdivisión, ya que es difícil de trazarlo litológicamente.

Los períodos de sedimentación de la diatomita y sedimentos biogénicos no han sido sincrónicos en toda la cuenca Pisco Oriental (Marty, 1989); mientras que en la parte norte la sedimentación fue continua, en la parte central la depositación tuvo lugar en dos pulsos diferentes comprendidos entre el intervalo Mioceno Medio y Plioceno (**Formación Pisco Inferior y Superior**). De hecho, la última depositación del Mioceno es la más extensa y es sincrónica en toda la parte central de la cuenca; en la parte norte de la cuenca la sedimentación continuó hasta el Plioceno Temprano (Marty, 1989). Esto permite sostener que el tectonismo y la subsidencia durante la depositación de la Formación Pisco fueron diacrónicos a través de toda la cuenca.

En la **Quebrada Las Brujas** (lado derecho del Río Grande, entre Coyungo y Maijo) la Formación Pisco consiste de lodolitas biogénicas gris parduscas a gris rojizas, intercaladas con areniscas de grano fino a grueso en capas delgadas a medianas, conglomerados, capas de conchas desmenuzadas, tobas con esporádicas dolomitas, concreciones calcáreas y capas de fosfatos (Figs. 4.38, 4.39, y 4.40). Las lodolitas biogénicas son ricas en frústulas de diatomeas y las trizas de vidrio volcánico están distribuidas en toda la sección. Algunas lodolitas muestran estratificación convoluta bien-desarrollada y pliegues de deslizamiento en pequeña escala, formados durante el proceso de desecación. Las areniscas de grano fino a muy grueso están en capas delgadas a gruesas y se distinguen de las areniscas fosilíferas bioturbadas con estratificación cruzada. Las areniscas bioturbadas contienen abundantes *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y madrigueras de *Gyrolithes*. Las areniscas masivas están pobremente gradadas y otras capas carecen de gradación ya que están bioturbadas. Las areniscas fosilíferas contienen abundantes pelecípodos y fragmentos rotos de gasterópodos y a menudo están parcialmente bioturbadas. La estratificación cruzada tabular planar indica transporte del sedimento al noroeste. Sin embargo algunas areniscas en capas delgadas de grano fino contienen ondas de rizaduras y laminaciones onduladas asimétricas pobremente desarrolladas. Los conglomerados guijarrosos están bien estratificados, con cantos rodados grandes y las bases escarbadas. Las capas de conchas desmenuzadas están constituídas predominantemente por gasterópodos y pelecípodos y varían en grosor de 5 a 30 cm. Las tobas son a menudo difíciles de distinguir de las lodolitas diatomáceas y están en capas delgadas y vítricas ricas en cristales. Las capas de dolomitas son de 2 a 5

cm. de grosor y son de grano fino. Las lodolitas biogénicas en algunas localidades muestran concreciones dolomíticas elípticas a bien redondeadas. Los guijarros y cantos de fosfato ocurren en muy pocas localidades como capas delgadas discretas. Cerca a la base, hay un conglomerado de origen fluvial que representa un límite de secuencia regional relacionado al evento extensional del Mioceno Medio (Fig. 4.41). Esta migración hacia el mar de las facies fluviales resultó de la reactivación de fallas pre-existentes. En conjunto la Formación Pisco de esta localidad está compuesta por varios ciclos múltiples apilados como parasecuencias subordinadas. El ambiente depositacional no se ha identificado de manera concluyente, pudiendo variar de plataforma interna a externa. Sin embargo cerca al tope se ha identificado diatomeas de agua dulce que sugieren el final del relleno de la cuenca y el aislamiento del depocentro del semigraben del mar abierto. La Formación Pisco cubre transicionalmente a la Formación Chilcatay e infrayace en forma discordante a los conglomerados de la Formación Cañete. Una muestra AA-25 (Fig. 4.38), de la parte más inferior de la Formación Pisco contiene un ensamblaje de diatomeas del Mioceno Medio a Tardío *Thalassiothrix/Coccinodiscus/Chaetoceros*. La parte superior de la sección contiene las diatomeas *Nitzschia porteri*, *N. praereinholdii*, *Rhizosolenia barboi* D., *hustedtii*, y *L. reynoldsi* de edad Miocénica Tardía. Es importante señalar que el tope de la sección (Fig. 4.38) contiene diatomeas de agua dulce del Mioceno Medio a Temprano determinado como *Aulacoseira* sp., *Aulacoseira "hibschii"*, *Cocconeis* sp., *Epithemia* sp., y *Mesodictyon* sp (Hunt Oil, 2002).

En la **Quebrada Gramonal** afloran 138 m. de capas de areniscas bioturbadas fosilíferas amarillo pardusco a marrón claro, de grano medio a grueso intercaladas con lodolitas biogénicas laminadas y algunas dolomitas (Fig. 4.29 y 4.42). Las areniscas fosilíferas son ricas en fragmentos de gasterópodos, pelecípodos y equinodermos. Realmente, las areniscas bioturbadas contienen abundantes *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y madrigueras de *Gyrolithes*. Las areniscas de la parte superior conforman clinofomas que representan a un delta marino tipo "Gilbert". Las capas individuales de areniscas en las clinofomas están intercaladas con areniscas bioturbadas y fosilíferas con abundantes percebes. Cada juego de clinofomas es de forma sigmoidal con los topsets bien conservados. Las lodolitas son tobáceas y a menudo muestran madrigueras verticales pobremente desarrolladas. Las lodolitas biogénicas se interpretan como depósitos periódicos de plataforma restringida, aislada y poco profunda, con productividad orgánica relativamente alta que se interrumpía periódicamente por la subsidencia contemporánea con la progradación al sureste. Por lo menos están presentes cinco juegos de clinofomas con límites fuertemente discordantes.

Los foresets individuales consisten de juegos de capas asimétricas onduladas y con estratificación cruzada en artesa. Estas unidades sigmoidales se depositaron a lo largo de la

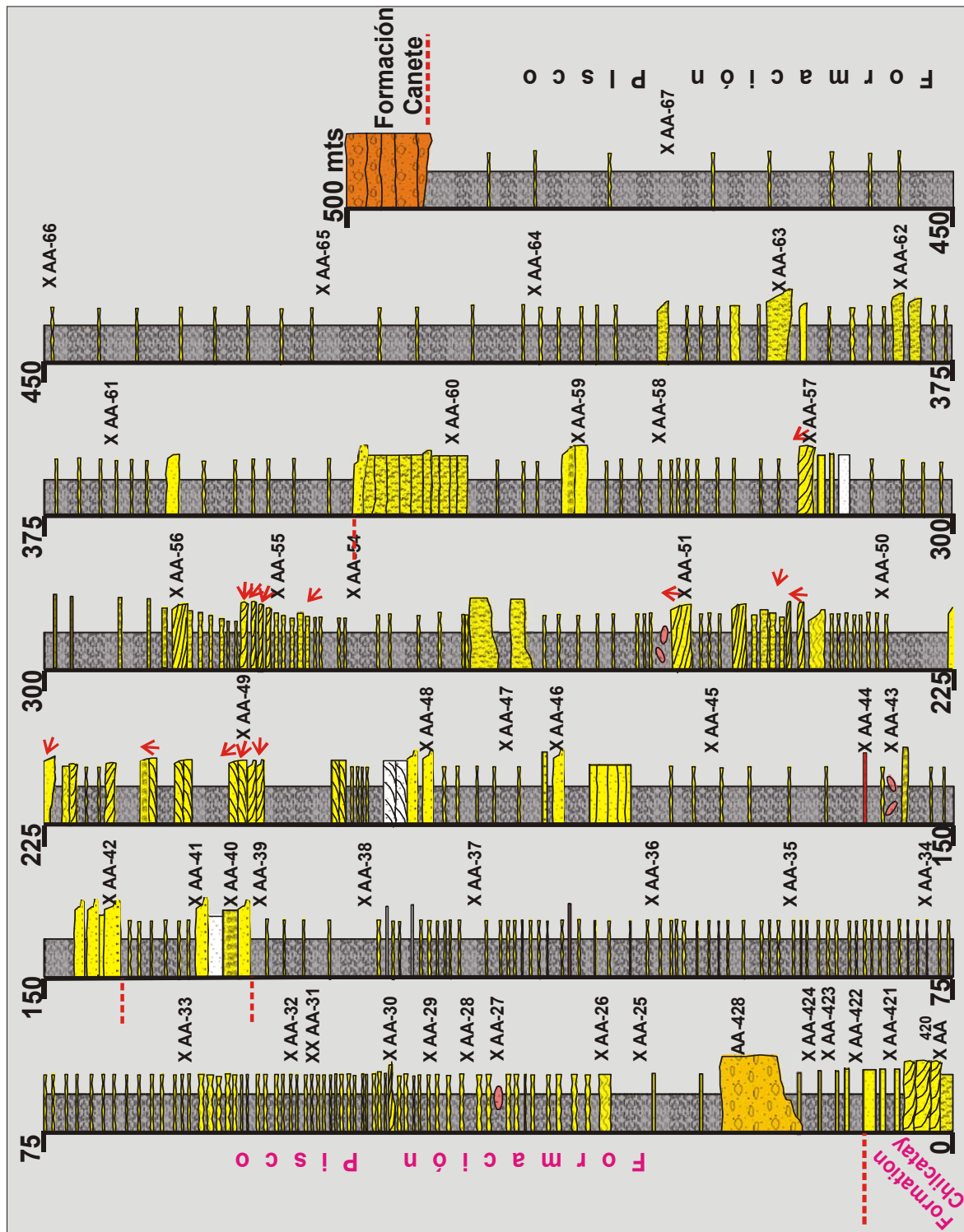


Figura N° 4.38.- Formación Pisco (Quebrada Las Brujas, Río Grande).



A. Lodolitas biogénicas finamente estratificadas que muestran capas discretas de la dolomitas.



B. Primer plano de las areniscas con estratificación cruzada amalgamada, mostrando pellets de fosfato en la base. La estratificación cruzada está pobremente definida y con frecuencia los topes de las capas están fuertemente erosionados.



C. Primer plano de un depósito de conchas en el tope de la lodolita biogénica.

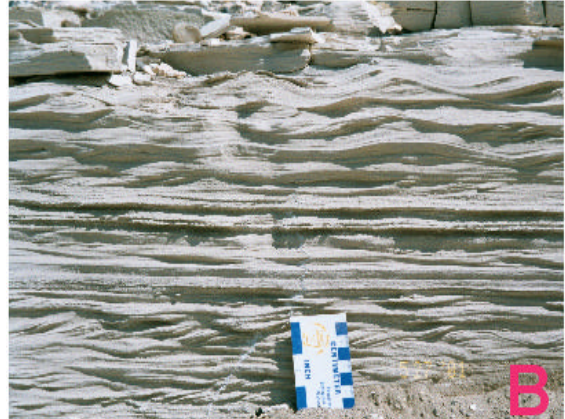


D. Primer plano de areniscas con estratificación cruzada con ostras grandes y otros tipos de moluscos

Figura N° 4.39.- Formación Pisco - Quebrada Las Brujas.



A. Vista panorámica que muestra el contacto entre las formaciones Chilcatay y Pisco. Obsérvese la Formación Pisco cubierta por los conglomerados gruesos de la Formación Cañete.



B. Primer plano de ondulas en una lodolita biogénica, formados por flujo no-constante e irregular.



C. Primer plano de la estratificación convoluta, formada durante el proceso de desecación asociado con las inestabilidades del talud accionado por un sismo pequeño.

Figura N° 4.40.- Formación Pisco - Quebrada Las Brujas.

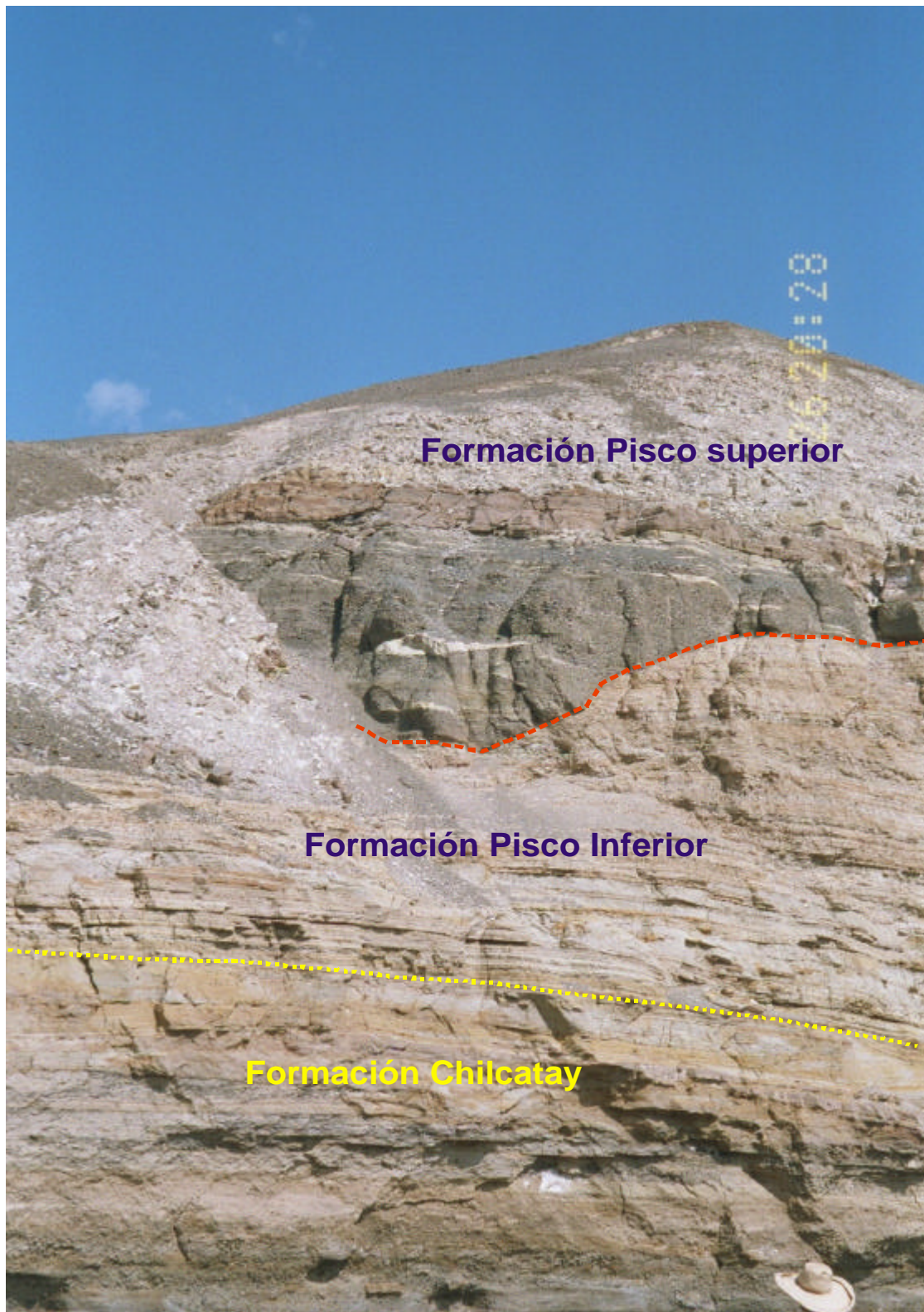
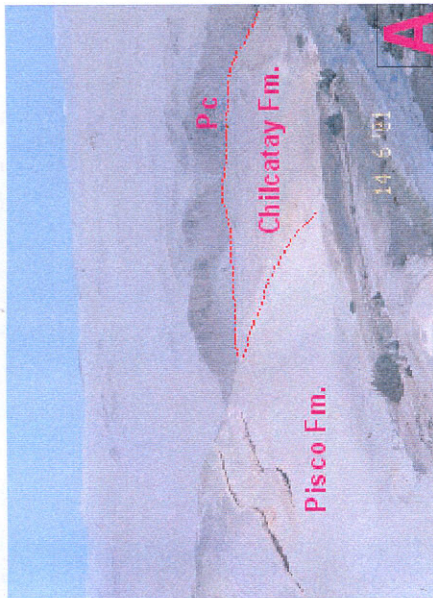


Figura N° 4.41.-Valle de Incisión en la base de la Formación Pisco Superior.



A. Vista panorámica mostrando el contacto de los gneises y esquistos Proterozoicos con la Formación Chilcatay y la Formación Pisco.



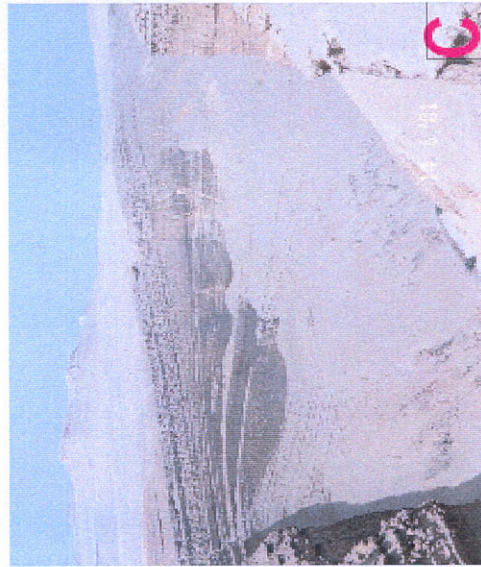
B. Vista panorámica de las cliniformas que muestran sistemas progradacionales múltiples.



E. Primer plano que muestra ciclos repetitivos de las areniscas bioturbadas y fosilíferas.



D. Cliniformas compuesta por sistemas múltiples de areniscas bioturbadas y fosilíferas.



C. Otra vista panorámica mostrando las cliniformas a gran escala formado por areniscas y lodolitas biogénicas.

Figura N° 4.42.- Formación Pisco - Quebrada Gramonal.

plataforma conectada con el océano abierto. El tercio superior de la sección (Fig. 4.29) contiene espículas de esponjas y abundantes diatomeas planctónicas y bentónicas. Las diatomeas importantes encontradas son *Coscinodiscus rhombicus*, *Cymatogonia amblyoceras*, y *Triceratium pileus* y el silicoflagelado *Naviculopsis quadrata* que indican una edad del Mioceno.

En la Pampa de Chilcatay la Formación Pisco tiene 640 m. de grosor. Consiste de lodolitas biogénicas gris pardusco y marrón claro intercaladas con areniscas de grano fino a grueso en capas delgadas a medias, dolomitas, olistolitos de areniscas y esporádicas concreciones calcáreas, cortadas por una malla compleja de yeso (Figs. 4.43 y 4.44). Las lodolitas dominan la parte superior e inferior de la sección mientras que las areniscas predominan en la parte media. Las lodolitas ricas en diatomeas y cenizas volcánicas son masivas y laminadas. Las areniscas son bioturbadas, fosilíferas y presentan estratificación cruzada planar dispuestas en capas delgadas a gruesas con ciclos grano-decrecientes y grano-crecientes. Las areniscas fosilíferas contienen fragmentos de pelecípodos y gasterópodos. Las areniscas bioturbadas contienen abundantes *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y madrigueras de *Gyrolithes*. Las dolomitas son pardo naranja, son de grano fino y están en capas delgadas con escasos nódulos que se presentan en la parte superior e inferior de la sección. Estos nódulos son concreciones dolomíticas aisladas, de forma elíptica a redondeada. Los olistolitos están constituidos por bloques irregulares de areniscas dolomíticas de grano fino a grueso, presentes en la parte más baja de la sección. Sin embargo, al pie del cerro La Virgen hay olistolitos con litología del granito Devoniano. Las lodolitas gruesas de la Formación Pisco se depositaron en un ambiente de baja energía con alta productividad bajo las condiciones de aguas de surgencia. La ocurrencia de *Ostrea* y la diatomea *Chaetoceros* indica un ambiente de aguas poco profundas (Marty, 1989). Además, la diatomea *Actinocyclus undulatus* es muy abundante en la Formación Pisco y se piensa que se depositó en un ambiente marino poco profundo (Maeda y otros, 1982). La actividad tectónica episódica y la reactivación del graben limitado por la falla principal, se registra por la presencia de olistolitos. Las areniscas en la parte media de la sección pueden representar un episodio extensional renovado caracterizado por la depositación del shoreface superior e inferior.

En las Pampas de Chilcatay y a lo largo del Río Grande, cerca de Majío, la Formación Pisco sobreyace transicionalmente a la Formación Chilcatay y el tope de la sección no está expuesto. La parte más inferior de la sección contiene abundantes espículas de esponja y numerosos radiolarios. Las diatomeas incluyen *Arachnoidiscus*, *Coscinodiscus lewisianus*, *Coscinodiscus rhombicus*, y *Paralia* sp. y los silicoflagelados importantes son *Corbisema triacantha triacantha*, *Naviculopsis biapiculata*, *N. constricta*, y *N. lata*. El ensamblaje indica

circulación marina abierta con el influjo de diatomeas bentónicas. Este ensamblaje de diatomeas indica el Mioceno Inferior temprano. La parte media de la secuencia contiene radiolarios, espículas de esponja y las diatomeas *Actinocyclus*, *Arachnoidiscus*, *Aulaucodiscus*, *Coscinodiscus rhombicus*, *Paralia*, y *Triceratium pileus*. El silicoflagelado *Distephanus crux* también está presente. Este ensamblaje indica un ambiente de agua poco profunda con circulación del océano abierto. La parte más alta de la sección contiene las diatomeas *Actinocyclus ellipticus* var. *lanceolata*, *Denticulopsi hustedii*, *Hemiaulus polymorphus*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Lithodesmium reynoldsi*, y *Synedra joueana* del Mioceno Medio a Tardío. Algunas de las muestras representan probablemente lodos planctónicos.

FORMACIÓN CHANGUILLO

De acuerdo a Dávila (1989) esta unidad fue definida por Caldas quien la identificó mientras cartografiaba el Cuadrángulo de Palpa (1981) que fue publicado por Montoya y otros (1994). La localidad tipo está al norte del pueblo de Changuillo, al este de la confluencia de los ríos Nasca y Río Grande. Esta unidad está bien expuesta a lo largo de la Depresión Nazca-Ica. Cerca de la flexura del Río Nazca las formaciones Changuillo y Pisco presentan buzamientos de hasta 30 grados, a pesar que lejos de esta flexura esta unidad se caracteriza por estar con buzamientos casi horizontales. En el área del Río Nazca y la Quebrada Poroma, la Formación Changuillo contiene restos de los cetáceos siguientes: *Carcharodon carcharias*, *Dinocardium* nov. sp. aff. *D. Ecuadorialis* que sugieren una edad una edad Pliocénica Superior (Macharé (1987). Esta formación sobreyace y subyace discordantemente a las formaciones Pisco y Cañete respectivamente.

En la localidad tipo, la Formación Changuillo esta constituida por areniscas fosilíferas gris pardusco a marrón claro, pobremente diagenizadas, con granos de tamaño medio a grueso en capas delgadas y areniscas bioturbadas intercaladas con lodolitas masivas y limolitas (Figs. 4.45 y 4.46). En las lodolitas a veces se han preservado grietas de desecación. Las capas de areniscas fosilíferas son normalmente guijarrosas y contienen abundantes fragmentos de pelecípodos y percebes. Las areniscas bioturbadas contienen abundantes madrigueras de *Ophiomorpha*. Las areniscas con estratificación planar muestran una erosión moderada de sus estratos que están en ciclos granocrecientes que representan el shoreface superior. Las areniscas fosilíferas y bioturbadas son propias de ambientes del shoreface inferior. La presencia de ciclos grano-crecientes parece indicar la progradación de la línea de costa. Los ciclos grano-crecientes sugieren usualmente la incisión episódica del shoreface por los sistemas fluviales. Esta formación esta sobreyacida por los conglomerados de la Formación Cañete y la base de la unidad no está expuesta.

A lo largo de la Carretera Panamericana, cerca al Km. 415, afloran alrededor de 24 m. de areniscas fosilíferas bioturbadas gris

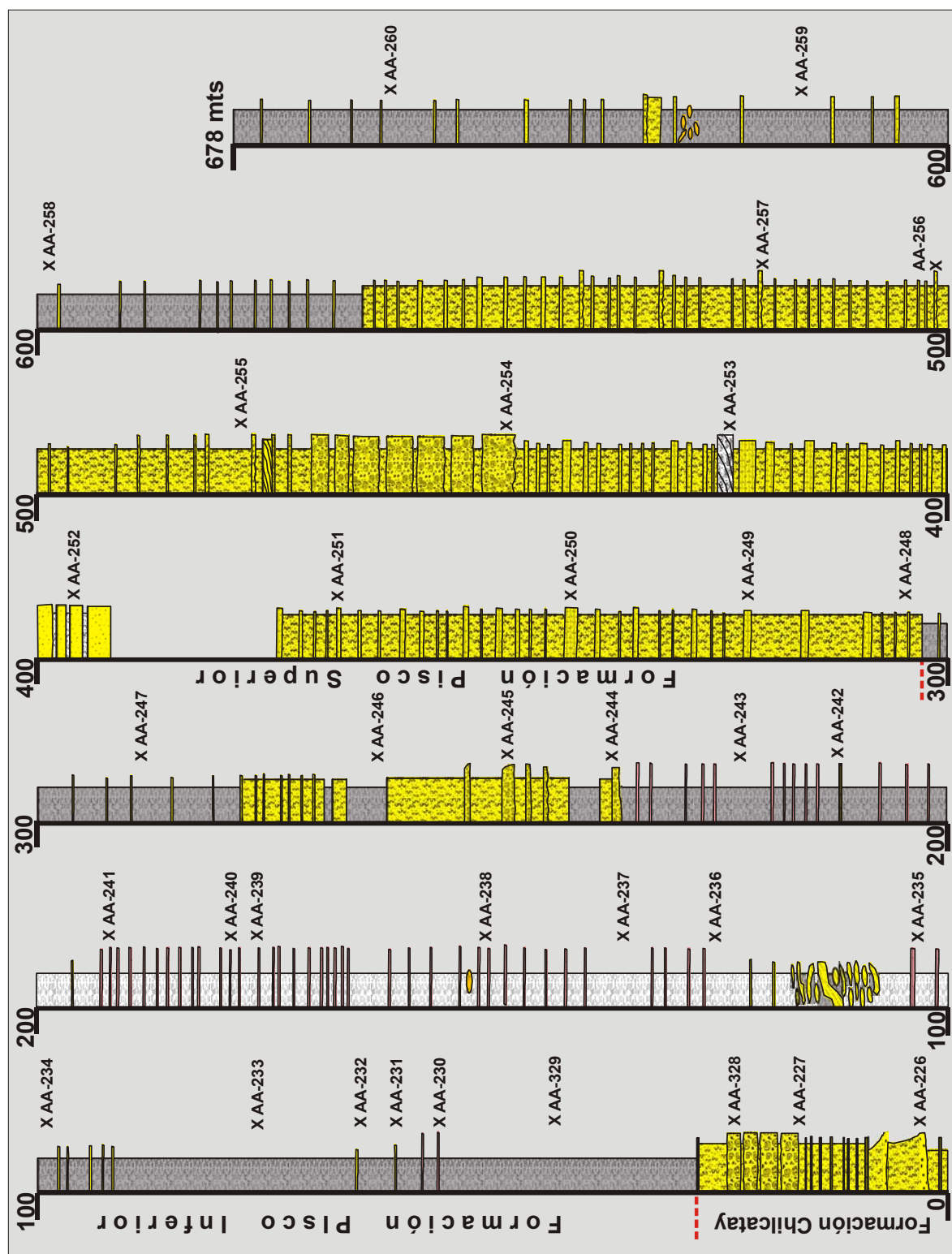


Figura N° 4.43.- Formación Pisco en la Pampa de Chilcatay.



A. Vista panorámica de las lodolitas de la parte más alta de la Formación Pisco en el cerro la Virgen.



B. Primer plano de las areniscas de grano fino interestratificadas con lodolitas biogénicas en la parte superior de la Formación Pisco.



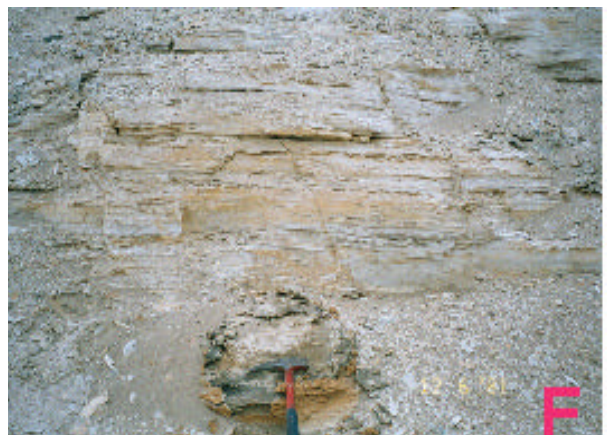
C. Vista panorámica de las areniscas bioturbadas de grano fino a medio interestratificadas con lodolitas biogénicas blancas.



D. Primer plano de las areniscas fosilíferas.



E. Primer plano de la traza fósil *Ophiomorpha* en la arenisca fosilífera.



F. Primer plano de concreciones dolomíticas dentro de una lodolita biogénica finamente estratificada con laminaciones tipo varva.

Figura N° 4.44.- Formación Pisco en la Pampa de Chilcatay.



G. Primer plano de las lodolitas biogénicas finamente estratificada con laminaciones tipo varva.



H. Primer plano de las areniscas bioturbadas y fosilíferas.



I. Primer plano de las areniscas calcáreas de grano fino interestratificadas con lodolitas biogénicas.



J. Primer plano de las lodolitas biogénicas finamente estratificadas mostrando laminaciones tipo varvas.

Figura N° 4.44.- Formación Pisco en la Pampa de Chilcatay.

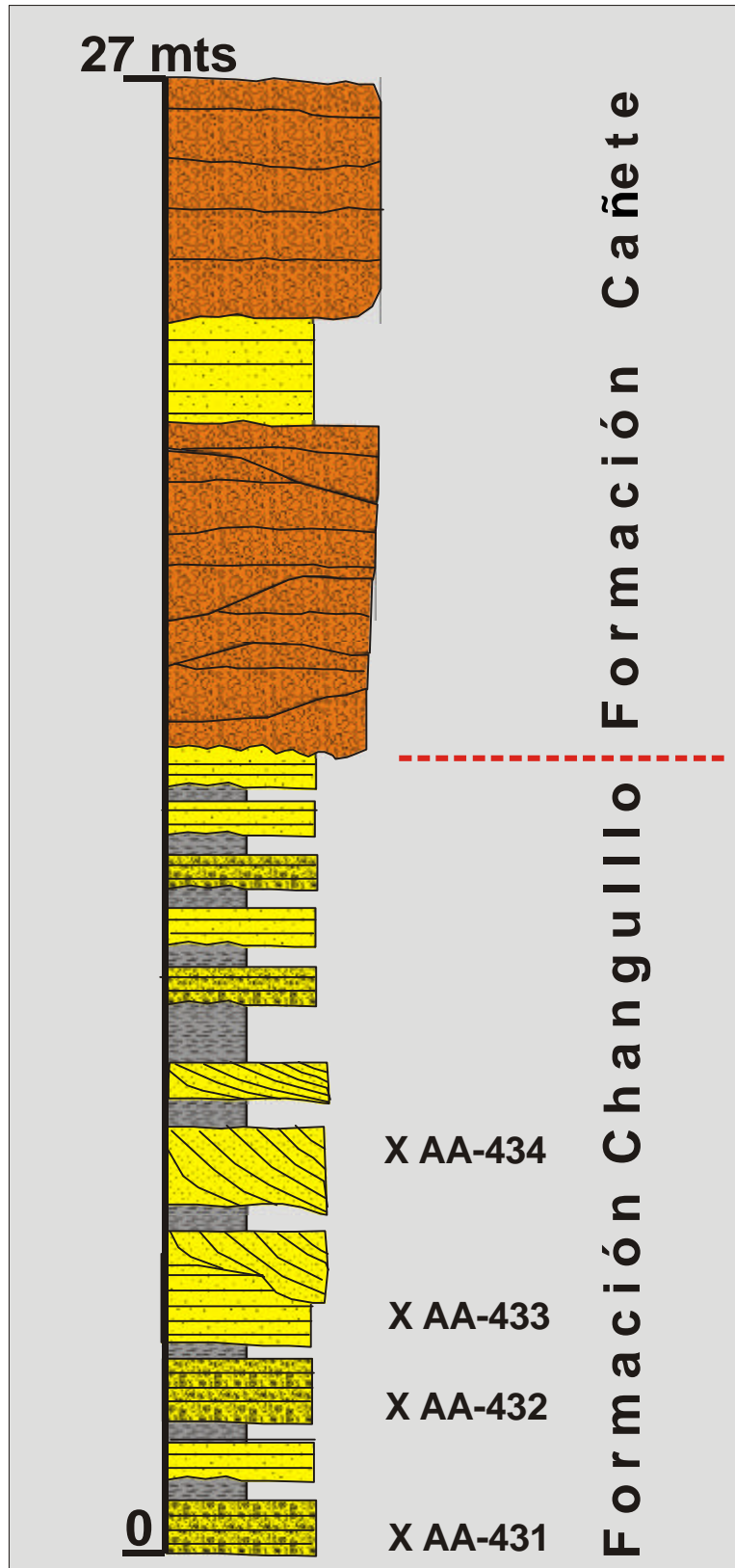


Figura N° 4.45.- Formación Changuillo - Cerca al poblado de Changuillo.



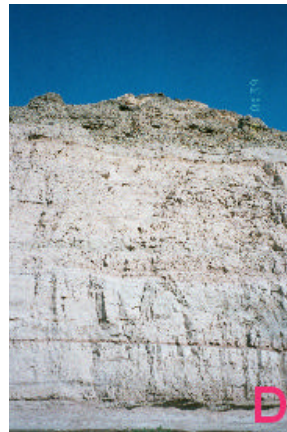
A. Vista panorámica de la Formación de Changuillo cubierta por los conglomerados gruesos de la Formación Cañete.



B. Vista panorámica más cerca a la vista anterior mostrando areniscas con estratificación cruzada, interestratificadas con lodolitas biogénicas y conglomerados gruesos cercano al tope.



C. Primer plano de las areniscas con estratificación cruzada mostrando el contacto transicional con la Formación Cañete.



D. Primer plano de las areniscas con estratificación cruzada pobremente desarrollada y bioturbada sobreyaciendo a los conglomerados de la Formación Cañete.



E. Primer plano de las areniscas bioturbadas con estratificación cruzada.



F. Primer plano de los conglomerados polimicticos intercalados con areniscas bioturbadas.

Figura N° 4.46.- Formación Changuillo (Localidad de Changuillo, Río Grande).

pardusco a marrón claro, de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar, intercaladas con lodolitas y conglomerados (fig. 4.47). Las areniscas bioturbadas son de capas gruesas y tienen fósiles trazas de *Ophiomorpha*. Las areniscas fosilíferas contienen abundantes fragmentos de pelecípodos. Las areniscas gruesas presentan estratificación cruzada con bases erosionadas y dispuestas en ciclos granodecrecientes. Los conglomerados están en estratos gruesos bien estratificados y contienen abundantes guijarros y cantos imbricados de volcánicos. La Formación Changuillo se depositó en un ambiente marino poco profundo caracterizado por la progradación del shoreface. La depositación conglomerádica fluvial está asociada con el levantamiento episódico de los Andes acompañado por la caída del nivel del mar y la incisión episódica del shoreface.

FORMACIÓN CAÑETE

Esta unidad fue definida por Petersen (1954) quién seleccionó una sección al sur de Cañete como localidad tipo. Esta formación consiste de conglomerados polimícticos bien estratificados, interestratificados con areniscas de grano grueso (Figs. 4.45 y 4.47 y 4.48). Los conglomerados están constituidos de guijarros y cantos bien redondeados e imbricados. La composición de los guijarros y cantos es principalmente de rocas ígneas y en menor proporción rocas metamórficas y sedimentarias. Las unidades arenosas tienen estratificación cruzada planar y a menudo están distribuidas en capas aisladas y discontinuas que se intercalan con los conglomerados. El grosor de la unidad es alrededor de 200 m y la asociación de la litofacies nos indica abanicos aluviales derivados del último levantamiento de los Andes. Estas areniscas se interpretan como canales o barras depositadas por arroyos entrelazados formados al pie de los abanicos. La progradación continua del abanico aluvial erosionó o destruyó parcialmente éstas unidades areniscosas. A lo largo de la costa, la Formación Cañete se conserva en terrazas bien definidas que registran el levantamiento episódico costero. Se asume que la edad de esta unidad es Pleistocénica, sin embargo no hay información paleontológica o radiométrica que la sustente.

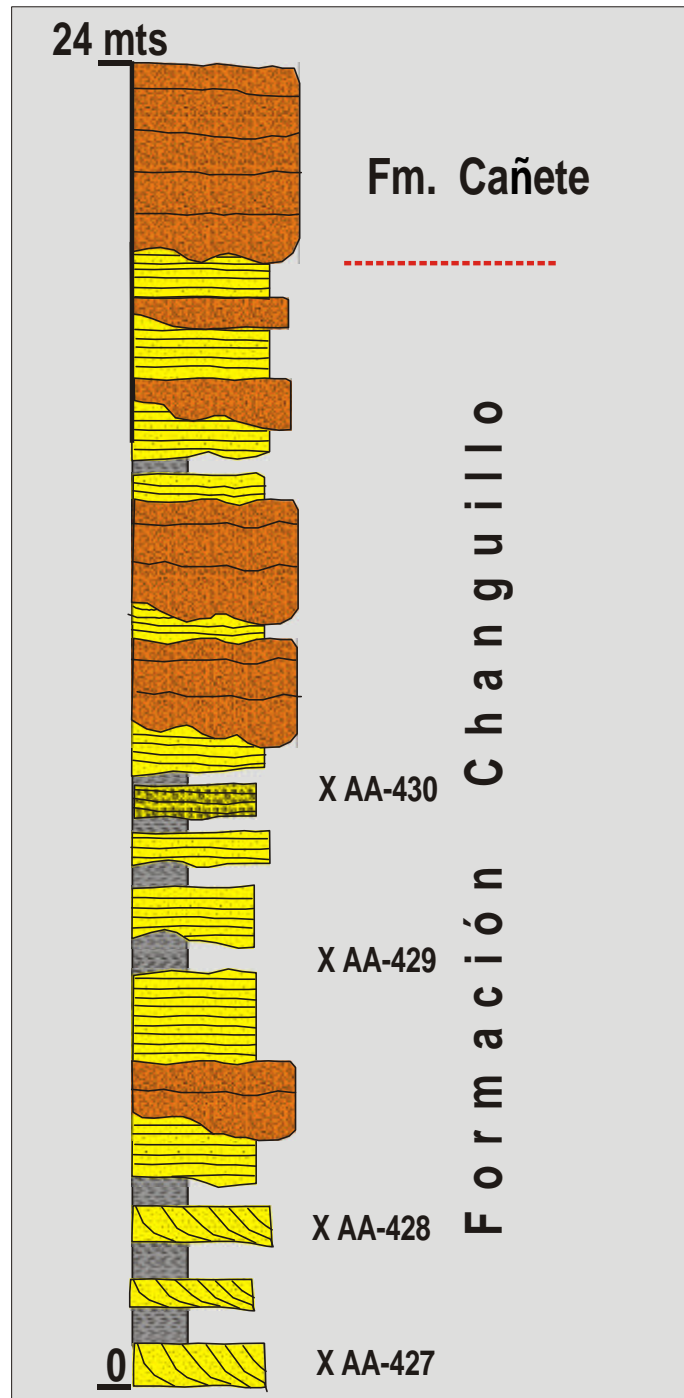


Figura N° 4.47.- Formación Changuillo (km 415 Panamericana Sur).



A. Vista panorámica de la terraza fluvial en 300 metros de alto.



B. Otra vista panorámica de la terraza fluvial en 300 metros de alto.



C. Primer plano de los conglomerados polimíticos bien estratificados, mostrando imbricación bien desarrollada.



D. Conglomerados redondeados, mostrando imbricación bien desarrolladas.

Figura N° 4.48.- Terrazas en la Formación Cañete.

CAPÍTULO V

PETROFACIES Y PROCEDENCIA CENOZOICA

Tradicionalmente, tanto la sedimentología como la petrología sedimentaria son consideradas como disciplinas separadas y ello contribuye a que se pierda valiosa información paleogeográfica. El estudio de las petrofacies permite a los investigadores alcanzar el entendimiento más completo sobre la evolución de las cuencas de antearco, prediciendo los cambios diagenéticos de las rocas y su calidad como reservorio. Los estudios de procedencia realizados en el área de estudio proporcionan información valiosa para apoyar las reconstrucciones paleogeográficas, inferir áreas fuentes locales, probar los modelos de levantamiento de bloques, sustentar las correlaciones estratigráficas a gran escala y predecir la calidad de los reservorios. Realmente los modelos de reservorios pueden también beneficiarse del entendimiento detallado de la procedencia de sedimentos. Adicionalmente, las informaciones de petrofacies y procedencia están complementadas con estudios de paleocorrientes que permiten aclarar problemas identificados con las fuentes cercanas de aporte.

Los estudios de petrofacies y procedencia Cenozoica permiten definir los principales tipos de rocas fuentes para las secuencias Cenozoicas; las tres áreas principales son: 1. Basamento Metamórfico Proterozoico, 2. Granitoides Paleozoicos y 3. Arco Volcánico Jurásico. El evento del ascenso y denudación del Batolito de la Costa (Cretáceo Superior) y su roca caja también da lugar a una fuente de sedimentos relativamente importante.

A pesar de que la actividad volcánica Neógena había migrado hacia el este de las cuencas de antearco, el volcanismo de arco Neógeno alcanzó aún los flancos más occidentales de la Cordillera Occidental, debido al colapso de una importante caldera de tamaño regional por causas de fallamientos simultáneos con el volcanismo, originando un volumen importante de ignimbritas en el arco interno que fue sincrónico con la sedimentación de la Formación Pisco en el antearco.

La presencia de antiguas corrientes fluviales de duración efímera, similares a los actuales sistemas de los ríos Nazca, Río Grande y Pisco, son señaladas como los principales agentes de transporte que han llevado los sedimentos hasta los semigrábenes.

Los diversos levantamientos del basamento Proterozoico

limitados por importantes fallas paralelas a los grabenes embrionarios, aportaron abundante cuarzo y feldespato a las depresiones alineadas y elongadas. La erosión no fue lo suficiente para remover completamente los estratos Mesozoicos sobreyacentes; consecuentemente los levantamientos sólo produjeron detritos volcánicos derivados del arco Jurásico que realmente representa un orógeno reciclado. Los fragmentos de rocas graníticas son abundantes cerca a los afloramientos de rocas intrusivas Paleozoicas, como ocurre en la Pampa Chilcatay. Sin embargo, es difícil distinguir los detritos derivados de las rocas plutónicas del Paleozoico Temprano con aquellas que provienen de rocas metamórficas Proterozoicas que presentan metamorfismo de grado medio a alto, debido a que el contenido variable del cuarzo ondulado en las rocas plutónicas está relacionado con la historia y condiciones del campo de los esfuerzos.

De acuerdo a Marty (1989) el clima del Cenozoico pudo haber sido similar al que actualmente se presenta en el área de Paracas, haciendo difícil el poder distinguir la destrucción de los granos inestables por el intemperismo antiguo de aquellos que han sufrido diagénesis por soterramiento, debido a la cementación temprana de la calcita por el soterramiento poco profundo. La abundancia relativa de feldespatos y fragmentos de rocas indican una fuente proximal en un clima árido. La ausencia de la transformación diagenética de la esmectita - illita o capas mixtas de illita - esmectita, así como la falta de alteración de clinotilolita - heulandita a analcima, indican que la secuencia Cenozoica estudiada nunca se calentó por encima de 80°C. La presencia de ópalo A como cemento en gran parte de la secciones de la Formación Pisco corrobora las profundidades someras de soterramiento (Marty, 1989).

Los diagramas de procedencia de las rocas Cenozoicas están principalmente ploteados en el campo de un arco volcánico antiguo que se interpreta como una fuente de aporte constante. Sin embargo, las variaciones importantes en el grado de disección del arco así como el aumento del contenido de cuarzo están relacionadas con los procesos de depositación. Las formaciones Caballas, Chilcatay, Pisco y Changullo tienen procedencia similar; sin embargo la Formación Los Choros contiene más granos de cuarzo, quizás relacionado a una permanencia prolongada en el ambiente de playa de alta energía.

ROCAS DEL BASAMENTO PROTEROZOICO

Las rocas Proterozoicas del Complejo Basal de la Costa consisten de granulitas de piroxeno, gneises con migmatita, gneises de charnokita, esquistos de estaurolita-andalusita y esquistos de cuarzo-mica. Sin embargo, las litologías más abundantes son los esquistos de cuarzo-mica, que contribuyeron con abundante cuarzo a las cuencas de extensión Cenozoica.

PETROFACIES PRECENOZOICAS

Grupo Ambo

Se interpreta que las similitudes en los análisis modales de $Q_{15}L_9$ y $Qm_{12}F_9$ sugieren una procedencia uniforme para el Grupo Ambo. En los plateos triangulares las areniscas caen cerca al límite de arco inmaduro y orógeno reciclado.

La propuesta de un arco volcánico contemporáneo con las rocas Mississippianas es un modelo nuevo de interpretación propuesto para el Paleozoico superior (Aleman y León, 2002). Se requiere un sistema arco-fosa para explicar los abundantes fragmentos de rocas volcánicas en las areniscas del Grupo Ambo. Alternativamente, los fragmentos de rocas volcánicas pueden provenir del macizo de arco asociado con el emplazamiento del Batolito de San Nicolás. Sin embargo, este macizo de arco volcánico no está reconocido en el área estudiada; por tanto es de vital importancia recolectar más muestras de las rocas del Paleozoico superior y realizar un análisis modal más detallado que permita esclarecer el marco tectónico de esta unidad.

Formación Guaneros

La Formación Guaneros con un análisis modal bien definido y único de $Q_0F_{10}L_{90}$ cae claramente en la procedencia de arco magmático (Dickinson y Suczek, 1979). EL sistema arco-fosa se ha establecido desde el Jurásico Medio y su presencia se documenta desde Lambayeque hasta el norte de Chile. Sin embargo no se han reportado rocas plutónicas del Jurásico en el área de la cuenca Pisco.

El arco Jurásico consiste de andesita masiva a flujos de lava (ocoítas) intercaladas con brechas hialoclásticas, brechas piroclásticas y tobas de lapilli de grano grueso (Figs. 5.1 y 5.2). Esta secuencia de arco ha sufrido metamorfismo de bajo grado caracterizado por espilitización penetrante en los flujos de lava andesítica (Aguirre, 1988). La presencia del mineral zeolita caracteriza estos dominios.

El arco ocupó una depresión extensional que actuó como una trampa para albergar los sedimentos gruesos derivados del macizo volcánico. No se observa contribuciones del basamento metamórfico cristalino; sin embargo las altas tasas de

subsistencia y depositación subacuosa en el arco pueden explicar esta ausencia.

Formación Hualhuani

El registro de la extensión continental esta dado por el hundimiento del arco volcánico Jurásico y la procedencia abrupta de sedimentos ricos en cuarzo que han dado lugar a la Formación Hualhuani. El análisis modal de $Q_{87}F_{12}L_{12}$ y $Qm_{87}F_{12}L_{12}$ indica proveniencia de sedimentos ricos en cuarzo desde bloques metamórficos. Este evento regional es reconocido desde Lima hasta Arequipa con una distancia que supera los 800 Km. (Aleman, 1996).

Los estudios de AFT realizados por Hunt Oil (2002) en las areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani, así como la información de la reflectancia de vitrinita ($RO=0.95$) proporcionan evidencias para interpretar temperaturas de soterramiento que exceden los 110 °C.

Grupo Casma

Cinco muestras tomadas del Grupo Casma, sin un orden establecido, han dado un análisis modal de $Q_8F_8L_{84}$. Sin embargo, el análisis modal cambia a $Q_4F_{27}L_{69}$ cuando se incluyen las muestras volcanoclasticas. El contenido de cuarzo pudo haber sido proporcionado por la Formación Hualhuani, presentando los granos procesos de retrabajo. El aporte de cuarzo se interpreta como producto de la renovación de la extensión cerca al arco volcánico de edad coetánea.

Los sedimentos del arco volcánico Cretáceo también se han depositado en grábenes alargados y estrechos, formados por procesos de transtensión asociados con fallas de rumbo paralelas al arco. La secuencia está conformada por andesita masiva y flujos de lavas «ocoítas» intercaladas con brechas hialoclásticas, flujos piroclásticos y tobas de lapilli de grano fino a grueso de naturaleza andesítica. Las facies son de metamorfismo bajo que varían de zeolita a pumpellita - prehnita.

Las calizas de la facies Pariatambo están intercaladas localmente con tobas de lapilli y flujos de lava. Sin embargo, están dominadas por wackestones ricas en foraminíferos. Con frecuencia estas calizas contienen grumos de materia orgánica.

PETROFACIES CENOZOICAS

Formación Caballas

La extensión del Terciario Temprano se inició con la depositación de la Formación Caballas con depósitos de abanicos aluviales. El sistema de composición de los granos representa mayormente a un macizo de arco Jurásico de ubicación cercana, y aportes poco significativos del basamento cristalino Proterozoico (Fig. 5.3). Las petrofacies son típicas de un arco magmático y están caracterizadas por la abundancia

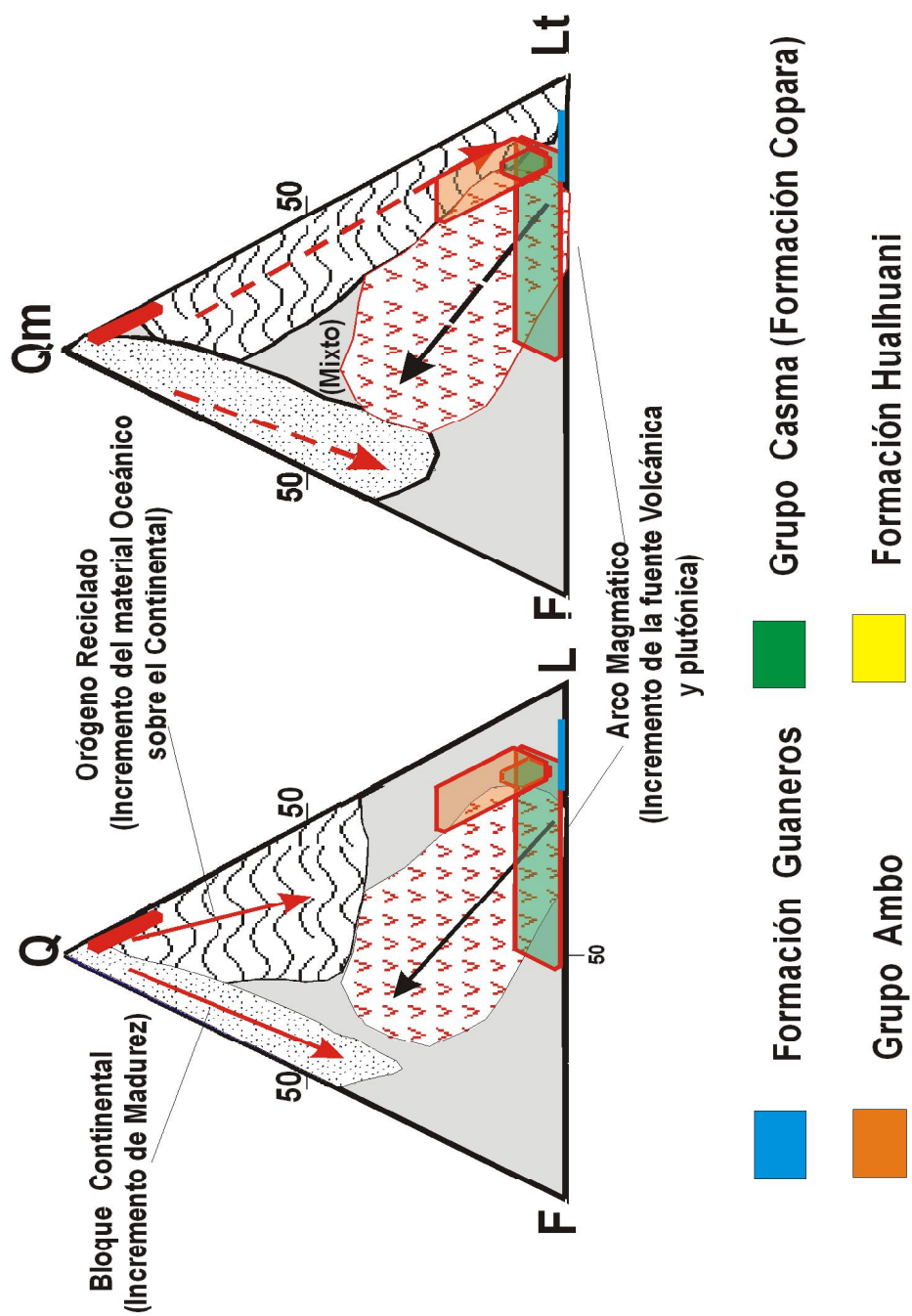


Figura Nº 5.1.- Diagrama de Procedencia Pre-Cenozoica.

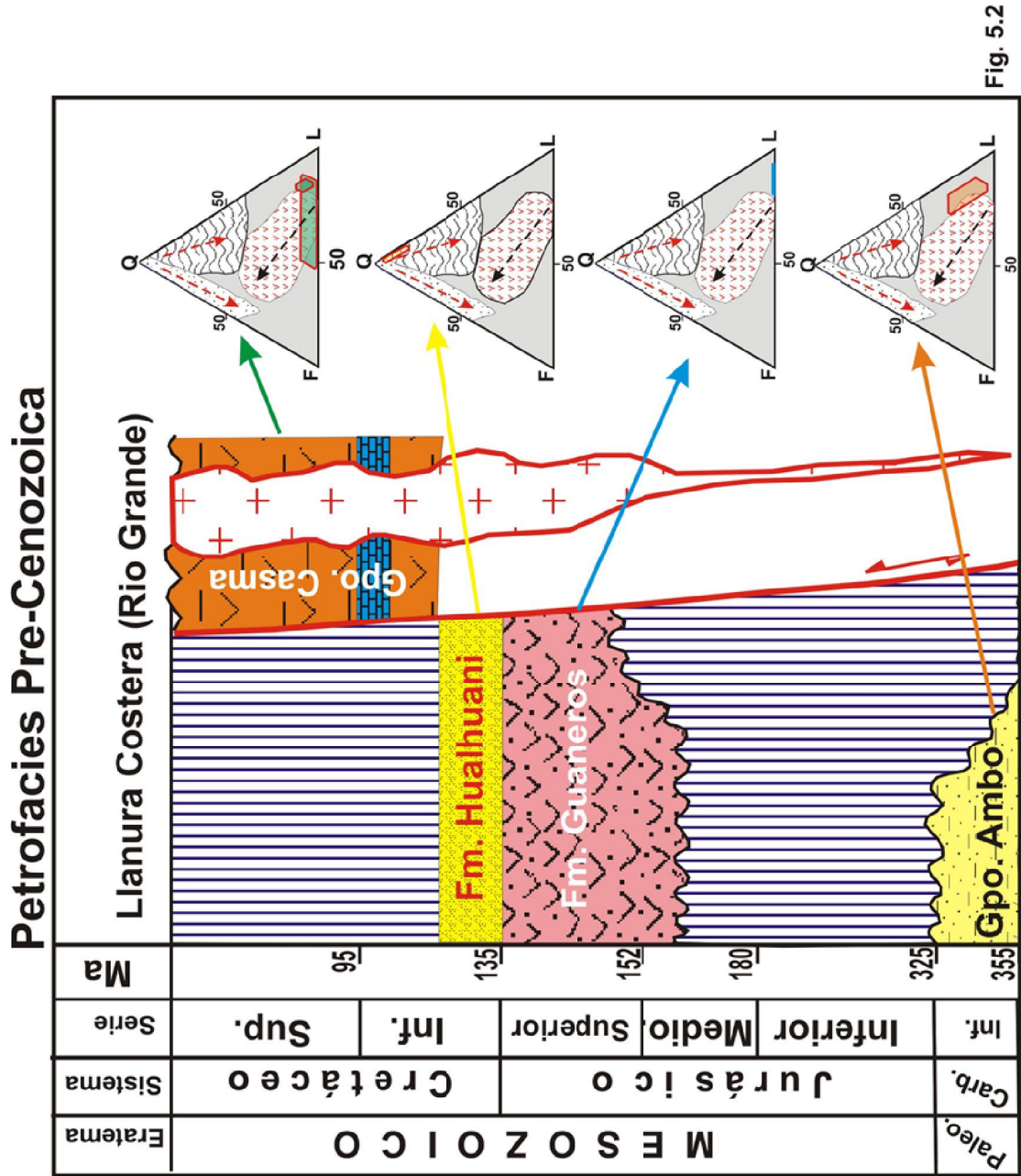


Figura Nº 5.2.- Petrofacies Pre-Cenozoica.

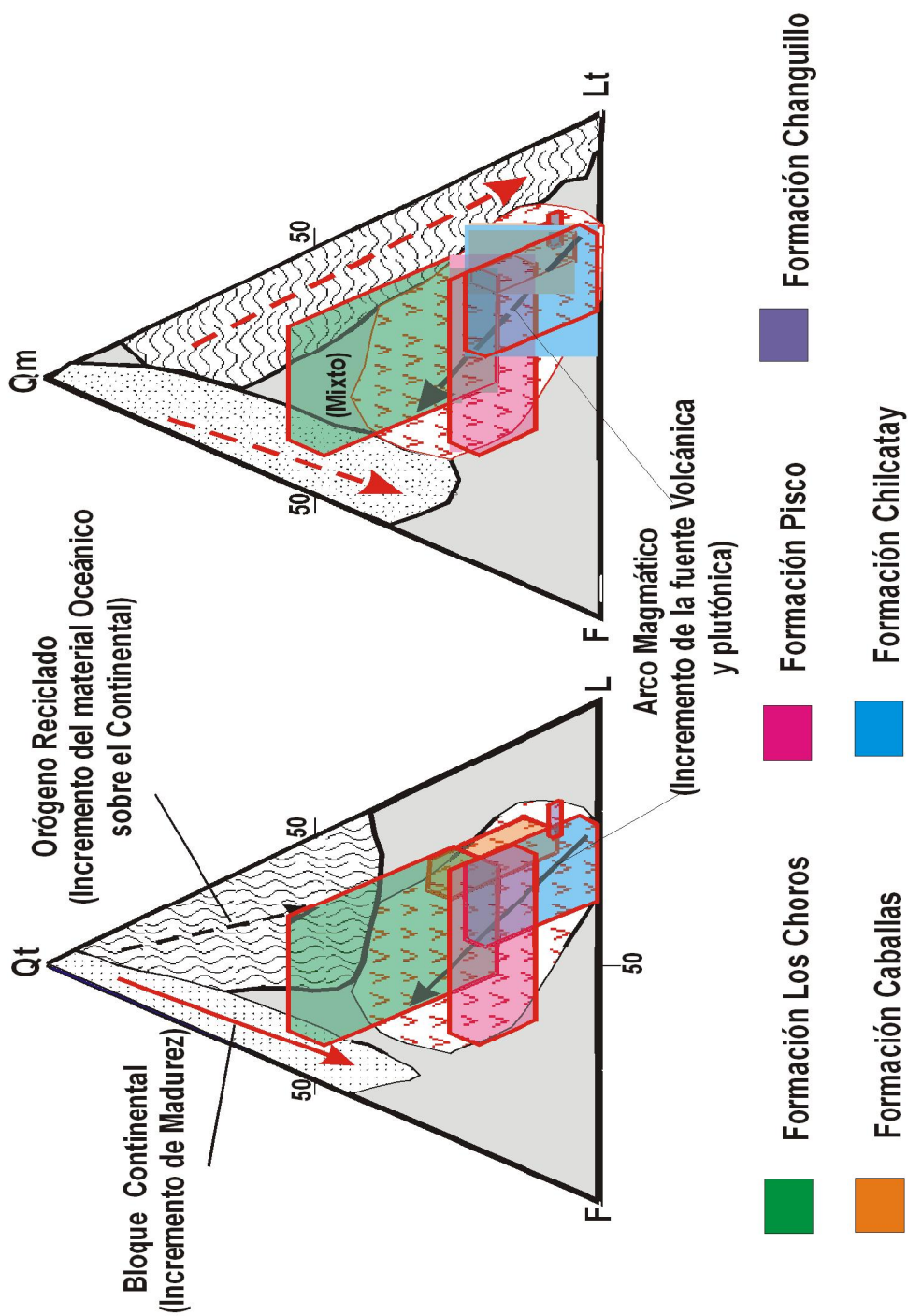


Figura Nº 5.3.- Diagrama de Procedencia para las Areniscas Terciarias.

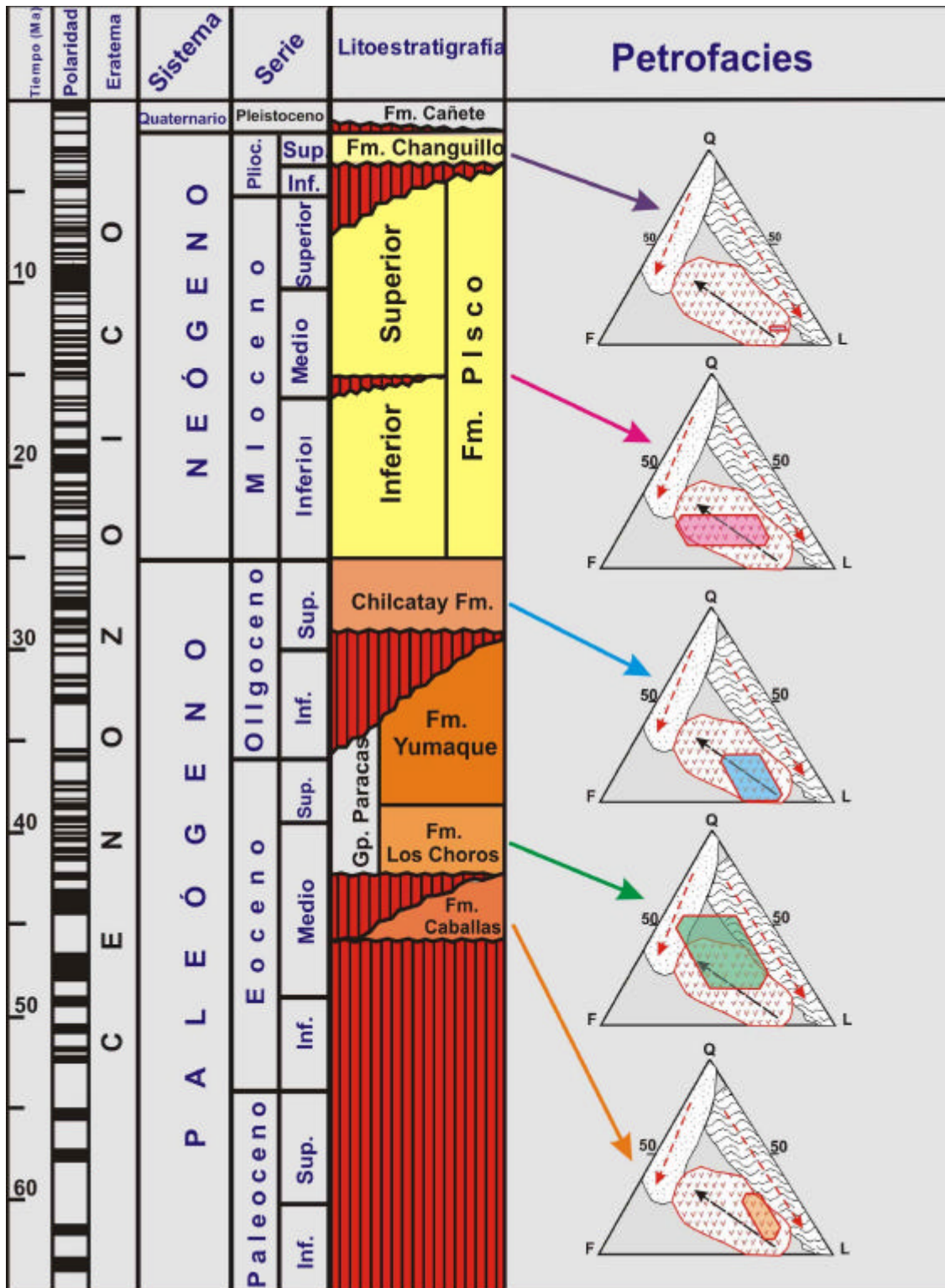


Figura N° 5.4.- Estratigrafía y Petrofacies de las Rocas Cenozoicas.

de fragmentos líticos con composición modal $Q_{20}F_{17}L_{63}$ procedentes del macizo de arco. El cuarzo y los feldespatos están en proporciones casi iguales y la mayoría de los fragmentos líticos provienen principalmente del arco volcánico Jurásico (Formación Guaneros) (Fig. 5.4). Los granos de cuarzo provienen principalmente de las rocas del basamento Proterozoico y ocasionalmente los fragmentos de rocas sedimentarias de origen intracuenal resultan del reciclaje contemporáneo de las areniscas y lodolitas.

Los fragmentos de rocas volcánicas están relativamente poco alterados y cementados por calcita poiquilítica. Sin embargo, cuando el cemento de calcita está en parches irregulares, generalmente los fragmentos de rocas volcánicas contienen abundante clorita secundaria y óxidos de hierro. Las plagioclasas frescas usualmente se alteran a minerales de arcilla y agregados de sericita. El cuarzo monocristalino (Qm) es más abundante que el policristalino (Qp). En varias muestras están presentes numerosos granos de cuarzo policristalino. Las soluciones a la identificación de la fuente son relativamente simples en la Formación Caballas debido a la naturaleza del drenaje axial inherente en los sistemas fluviales. No hay una diferencia significativa entre la composición modal de $Q_{20}F_{17}L_{63}$ y el $Q_{m14}F_{17}L_{t69}$, debiéndose esta similitud a la procedencia persistente del cuarzo.

Las areniscas de la Formación Caballas presentan calcita y cemento silíceo muy difundidos. La calcita está presente en parches y ocasionalmente está como cemento poiquilítico. El cemento de calcita rico en hierro reemplaza parcialmente la estructura de los granos. La fase tardía de la cementación silícea está presente como ópalo CT o calcedonia pobremente definida que rellena los espacios porosos formados durante la disolución de los feldespatos o fragmentos de rocas volcánicas. La fuente principal de sílice es la desvitrificación del vidrio volcánico durante el soterramiento. La clorita también es muy abundante y es el resultado de la alteración de los feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas. Los óxidos de hierro están presentes como grumos discretos de la oxidación de los minerales ricos en hierro que con frecuencia reemplazan algunas estructuras de los granos.

Formación Los Choros

La petrofacies $Q_{38}F_{27}L_{35}$ de la Formación Los Choros también se deriva desde fuentes cercanas de proveniencia. Esta unidad es la más rica en cuarzo con petrofacies que representan tanto una contribución significativa del basamento Proterozoico como procesos deposicionales del shoreface (Fig. 5.5). En diversos diagramas de procedencia mantienen proporciones similares de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos como $Q_{m36}F_{28}L_{t36}$. Sin embargo, la posición geográfica de la fuente de aporte está en relación directa con los terrenos de fuentes cercanas; por ejemplo las petrofacies $Q_{44}F_{10}L_{46}$ de muestras tomada de las

secciones de las playas Los Choros y La Mina (península de Paracas) plotean su procedencia desde un orógeno reciclado (Fig. 5.6). La fuente principal es una mezcla de aportes del Grupo Ambo (Carbonífero Inferior) y del arco volcánico Jurásico. Al sur, en la sección La Catedral, las petrofacies $Q_{31}F_{41}L_{28}$ plotean su procedencia en un arco magmático, debido a que los intrusivos Paleozoicos son volumétricamente más importantes que el macizo Jurásico. En Punta Mendieta, las petrofacies $Q_{56}F_{32}L_{12}$ indican procedencia desde el bloque continental como resultado del levantamiento y erosión del basamento Proterozoico y de los plutones Paleozoicos, con aportes subordinados del macizo Jurásico. Similares petrofacies y procedencia se documentan al sur de la Playa Flamingo ($Q_{49}F_{41}L_{10}$). En las Pampas de Chilcatay el ploteo de la petrofacies $Q_{48}F_{31}L_{21}$ indica procedencia mixta de un orógeno reciclado y de un bloque continental, que se interpreta como resultado de la erosión de las rocas Proterozoicas y Paleozoicas con una contribución importante del arco volcánico. La contribución del arco volcánico Jurásico es más importante en las secciones de los Cerros Molde de Quezo ($Q_{15}F_{18}L_{97}$) y Río Grande ($Q_{15}F_{12}L_{72}$) donde las rocas volcánicas Jurásicas están como sustrato de los semigrabenos.

Diagénesis de la Formación Los Choros

En la Playa Los Choros y La Mina, la abundancia de cuarzo con presencia del cemento de calcita ha inhibido el desarrollo de la matriz secundaria en la Formación Los Choros. El cemento de calcita es abundante y al parecer es el resultado de la disolución de los fragmentos de moluscos. Los óxidos de hierro son también abundantes, y la solución de los óxidos de hierro y de los fragmentos fósiles han dado lugar a la precipitación de rodocrosita.

En la playa La Catedral los fragmentos de rocas volcánicas están bien preservados y los feldespatos son característicos en las areniscas de la Formación Los Choros. Se presume que tal preservación se deba a la cementación calcítica. El cemento de calcita es muy abundante y varía de tipo poiquilítico a micrítico. Los fragmentos de moluscos son muy abundantes y existe correlación directa entre el cemento de calcita y la presencia de fragmentos fósiles. El cemento de esparita - calcita secundaria puede resultar de la disolución de los fragmentos fósiles que presentan recristalización. Los óxidos de hierro y los cementos de clorita son muy comunes y pueden resultar de la alteración parcial de los minerales ferro-magnesianos. Discretos grumos de óxidos de hierro están dispersos en el cemento de calcita.

En Punta Mendieta y la playa el Erizal, el cemento de la calcita con frecuencia está carcomiendo a los granos de cuarzo y los óxidos de hierro son abundantes. Los fragmentos de rocas volcánicas están en pequeño porcentaje y las hojuelas de mica son abundantes. La muscovita está deformada o apiñada entre

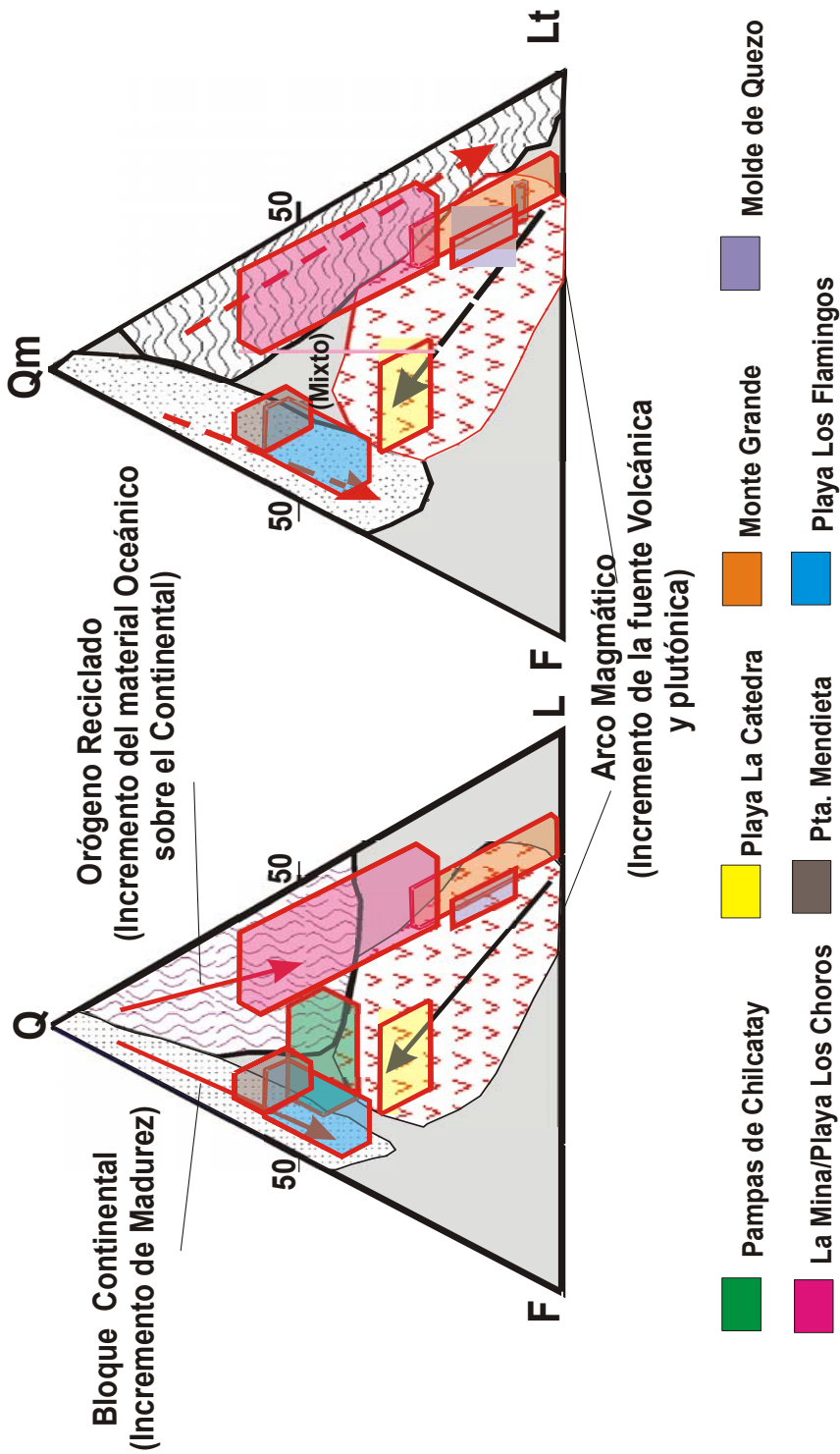


Figura N° 5.5.- Diagrama de Procedencia para la Formación Los Choros.

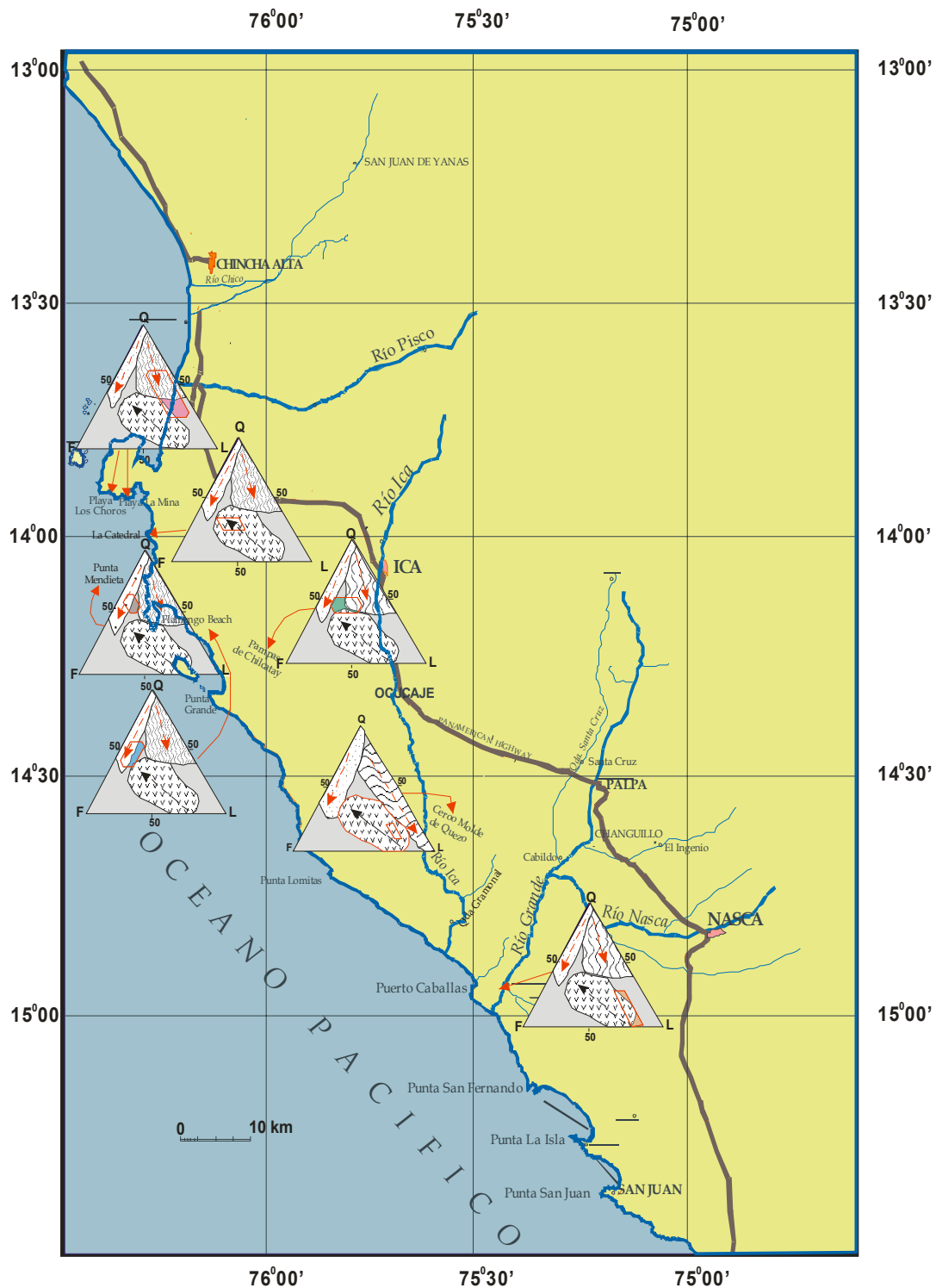


Figura N° 5.6.- Mapa de Procedencia para la Formación Los Choros.

los esqueletos de los granos y está bastante óxida. El feldespato es relativamente abundante y fresco.

En las Pampas de Chilcatay, los feldespatos constituyen la mayoría de los esqueletos de los granos y el cemento de calcita es muy abundante. Los fragmentos fósiles están recristalizados y los granos de cuarzo están parcialmente corroídos por la calcita. Los óxidos de hierro ocurren como pequeños grumos dentro del cemento micrítico o esparita - calcita. El cuarzo monocristalino es más abundante que el cuarzo policristalino, encontrándose minerales pesados en cantidades significativas.

Formación Chilcatay

La petrofacies total $Q_{11}F_{26}L_{63}$ de la Formación Chilcatay indica procedencia desde un macizo de arco magmático que se relaciona con la petrofacies $Qm_{10}F_{26}Lt_{64}$ (Fig. 5.7). El bajo contenido de cuarzo se interpreta como el reflejo de escasas contribuciones del bloque metamórfico Proterozoico y del tiempo de permanencia en el shoreface inferior. La composición y procedencia indican aporte desde terrenos más distales.

Todas las muestras ploteadas indican procedencia de un arco magmático, sin embargo es importante separar geográficamente las muestras para determinar la importancia de las fuentes locales (Fig. 5.8). Las petrofacies de las Pampas de Chilcatay ($Q_{22}F_{26}L_{52}$); Quebrada Gramonal ($Q_{28}F_{40}L_{32}$) y sección Punta San Juan ($Q_{30}F_{42}L_{28}$) muestran de manera similar contribuciones significativas del basamento cristalino Proterozoico y de los granitoides del Paleozoico Inferior. En la Quebrada Gramonal, las areniscas contienen abundante cuarzo monocristalino y feldespatos frescos flotando en cemento de calcita neomórfica. Los foraminíferos planctónicos son abundantes y están parcialmente micritizados. En Punta San Juan, la Formación Chilcatay también es muy rica en cuarzo y feldespatos, siendo importante anotar la presencia de fragmentos de vidrio y sedimentos asociados con depósitos volcánicos de caída que están bien preservados y mezclados con las areniscas ricas en cuarzo.

Las petrofacies de la Quebrada Las Brujas ($Q_5F_{22}L_{73}$) y de la Quebrada Huaricangana ($Q_3F_{25}L_{72}$) están ubicadas en el campo de procedencia de un arco magmático inmaduro.

Los fragmentos vítricos están completamente obliterados por óxido de hierro amorfo y agregados de clorita. Algunos fragmentos de rocas volcánicas y feldespatos están total o parcialmente disueltos, lo cual puede explicarse en términos de fluctuaciones del nivel de agua. Los fragmentos volcánicos han sufrido una historia de disolución similar a los de la Quebrada Huaricangana donde los fragmentos microlíticos son más abundantes.

De acuerdo a los estudios de Hunt Oil (2002) los análisis de

datación por huellas de fisión permiten interpretar edades en cristal simple para los estudios de procedencia. Así, la extensión del reciclado pre-Mesozoico podría ser desentrañada por el estudio detallado de la distribución de la edad de los granos de apatita. La frecuencia de la distribución de las edades medidas permite identificar las diferentes edades - modelos. Tales edades caracterizan la procedencia del sedimento y ayudan en la definición de las áreas fuentes. La Formación Chilcatay contienen varias edades - modelos AFT distintivas las cuales son más antiguas que las comparadas con las edades estratigráficas. Esto sugiere una contribución significativa del Batolito de la Costa y su roca caja, ubicados relativamente lejos del graben depositacional. También hay granos que muestran edades que se relacionan con el macizo del arco Jurásico. Es posible que las corrientes efímeras llevaran detritos volcánicos cerca al shoreface, quizás durante las inundaciones tipo «el Niño», siendo posteriormente retrabajados estos sedimentos por los procesos del shoreface.

Formación Pisco

La petrofacies $Q_{21}F_{37}L_{42}$ de la Formación Pisco es consistente con la procedencia desde un arco magmático, interpretación que está reforzada por la petrofacies $Qm_{10}F_{37}Lt_{44}$ (Fig. 5.9). El aporte de abundantes trizas volcánicas debido a la renovación del volcanismo del arco volcánico Cenozoico (ubicado en la Cordillera Occidental y distante de las cuencas de antearco) apoya el argumento de la contribución o aporte significativo del arco volcánico. Es importante anotar, que mientras que todas las localidades tienen una contribución importante del arco magmático, existen también contribuciones significativas del basamento cristalino que sugieren que la composición depende de la ubicación geográfica y la cercanía de los terrenos levantados (Fig. 5.10). Tanto las petrofacies de Salinas de Otuma ($Q_{18}F_{20}L_{62}$) y de la Quebrada Las Brujas ($Q_{17}F_{22}L_{61}$) tienen contribuciones de un macizo de arco antiguo. Los feldespatos y los fragmentos de rocas volcánicas están bien preservados en las areniscas expuestas en la Quebrada Las Brujas; siendo su porosidad actual resultado de la disolución de granos lábiles. Los fragmentos de rocas volcánicas consisten de vidrio volcánico microlíticos y silicificados. El cuarzo monocristalino es abundante mientras que el cuarzo policristalino solo está presente en pequeñas cantidades. Los óxidos de hierro están presentes ocasionalmente como parches aislados, habiéndose formado después de la oxidación de los minerales pesados. Las areniscas están localmente cementadas por ópalo A y el yeso está presente en vetas delgadas. Las areniscas de Salinas de Otuma son similares a las de otras localidades, teniendo menor porosidad secundaria.

Las petrofacies de las Pampas de Chilcatay ($Q_{22}F_{61}L_{17}$) y de la Quebrada Gramonal ($Q_{24}F_{47}L_{26}$) tienen menos contribución de los arcos antiguos y contemporáneos, presentando una mayor contribución de los bloques continentales levantados. En efecto,

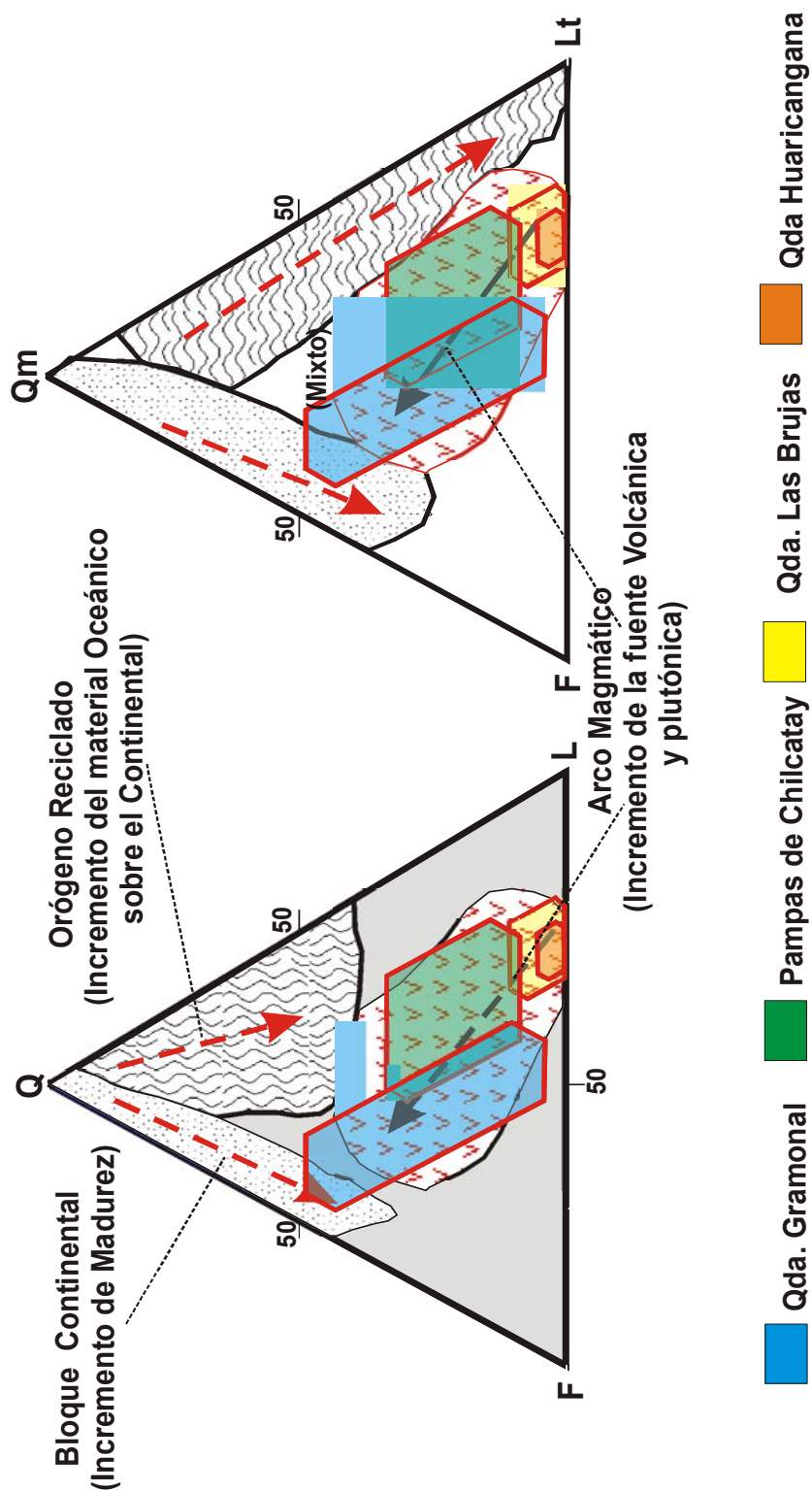


Figura N° 5.7.- Diagrama de Procedencia para la Formación Chilcatay.

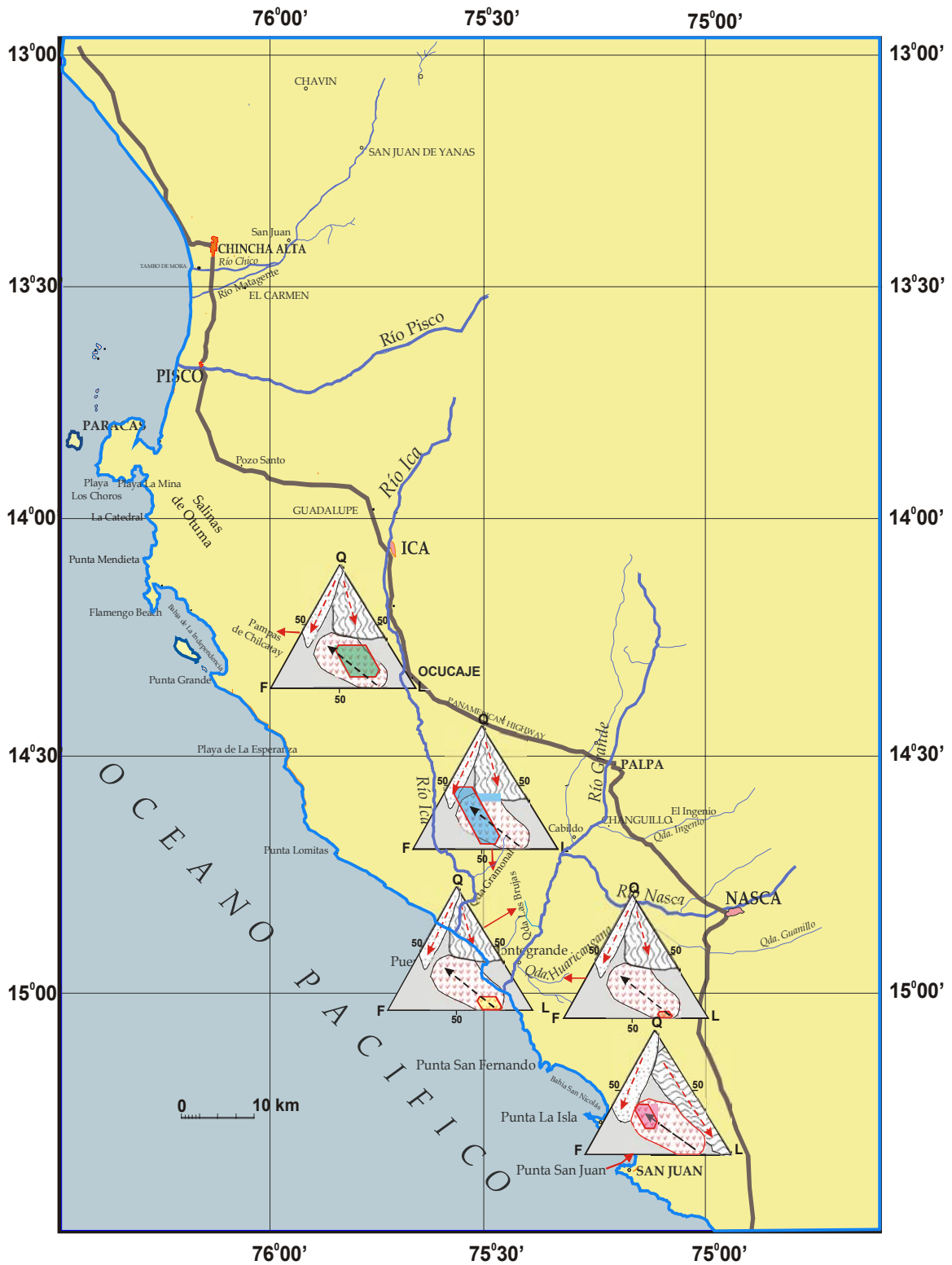


Figura N° 5.8.- Mapa de Procedencia para la Formación Chilcatay.

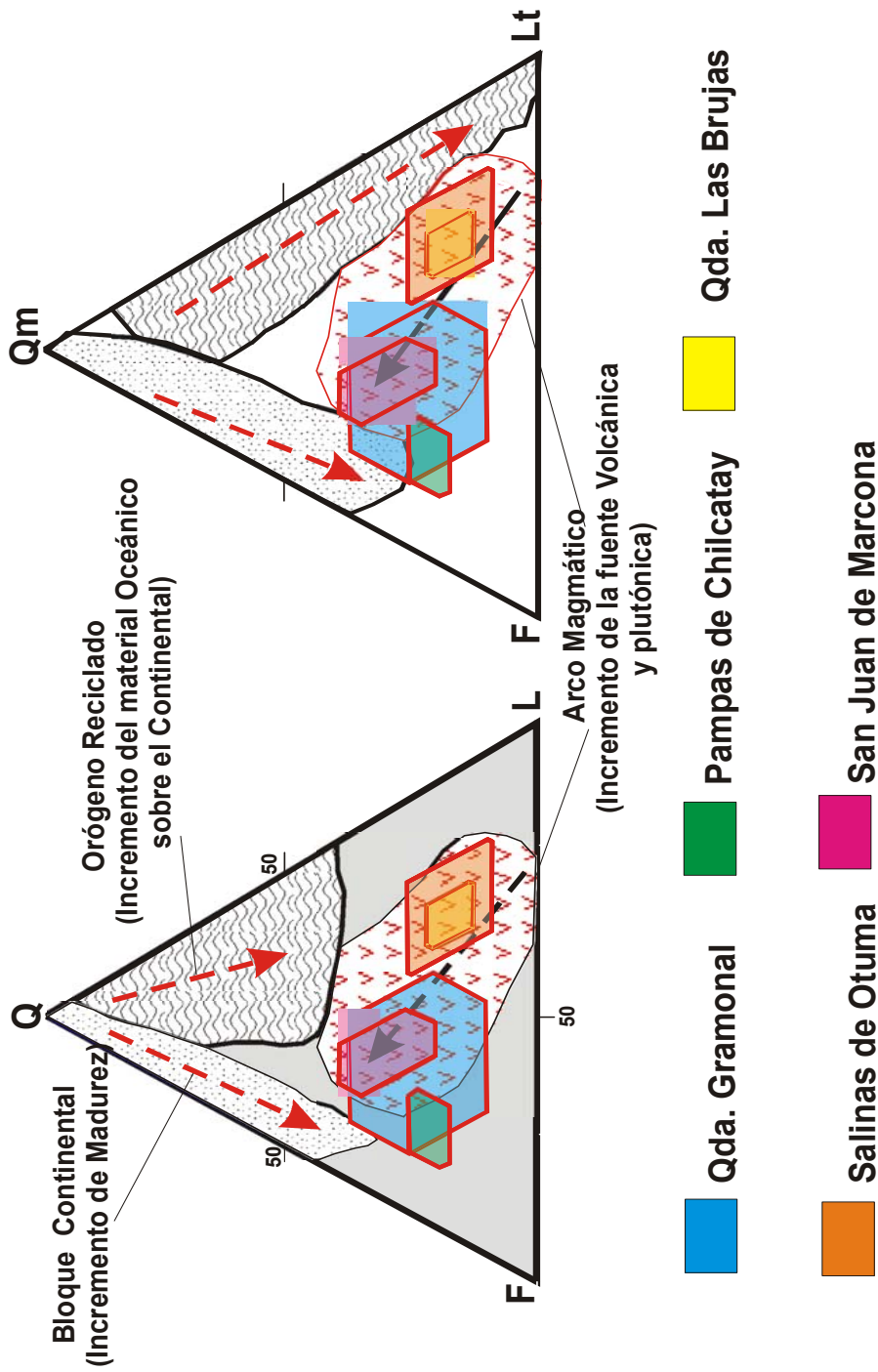


Figura N° 5.9.- Diagrama de Procedencia para la Formación Pisco.

los substratos de los semigrabenos de Pampas de Chilcatay y de la Quebrada Gramomal están formados por granitoides Paleozoicos y gneises Proterozoicos. En las Pampas de Chilcatay, los feldespatos son muy abundantes y los esqueletos de los granos están cementados por calcita y sílice. Con frecuencia los fragmentos de rocas volcánicas están poco alterados con cementación temprana de la calcita que varía de micrita a esparita neomórfica que se interpreta como resultado de la disolución parcial de los restos fósiles. La cementación de calcita ferrosa con rodocrosita también está presente. El cemento silíceo es cuarzo microcristalino granular o calcedonia. Las areniscas de la Quebrada Gramonal también son ricas en cuarzo monocristalino y plagioclasas frescas. Los esqueletos de los granos están cementados por calcita esparítica y los fragmentos de los fósiles y minerales pesados son abundantes. Los fragmentos de rocas volcánicas están reemplazados completamente por óxidos de hierro producto de la alteración ocurrida antes de la cementación.

Formación Changuillo

Las petrofacies $Q_9F_{15}L_{76}$ y $Qm_8F_{15}Lt_{77}$ de la Formación Changuillo son casi homogéneas por toda la unidad. La petrofacies plateadas indican un campo de procedencia de arco magmático. El grosor de la unidad es mayor cerca de la Cordillera Occidental y a lo largo de los valles que están controlados tectónicamente. Se interpreta que esta unidad ha sido depositada por corrientes fluviales efímeras con facies parálicas. Esta unidad contiene varias capas de conglomerados que se interpretan como el resultado de la caída episódica del nivel del mar, como resultado del levantamiento tectónico de los Andes. Los conglomerados están constituidos por bloques volcánicos imbricados y cantos provenientes de la Cordillera Occidental.

TRIZAS DE VIDRIO VOLCÁNICO - SIGNIFICADO TECTÓNICO

Es de vital importancia detectar la coexistencia de los granos originados por la actividad volcánica pene-contemporánea con aquellos granos paleovolcánicos derivados de la erosión de terrenos volcánicos más antiguos. Aunque Zuffa (1987) subdivide los fragmentos volcánicos entre coevalentes y antiguos, esta clasificación se usa solo para secuencias modernas. Es dudoso que la clasificación de Zuffa pueda aplicarse a secuencias más antiguas dado el grado significativo de la alteración en los fragmentos de rocas volcánicas. Hay una coexistencia marcada de los granos neo-volcánicos y paleo-volcánicos en la Formación Pisco.

La influencia del volcanismo Cenozoico en la cuenca Pisco está reflejada por la presencia de trizas de vidrio y capas de cenizas en los estratos de la Formación Pisco y de la Formación Yumaque (más escaso). Con frecuencia las trizas de vidrio están presentes en las areniscas sugiriendo una cementación rápida antes del soterramiento. Las trizas de vidrio también son abundantes en las lodolitas y lodolitas biogénicas calcáreas, habiendo tenido lugar su depositación por asentamiento gravitacional en la columna de agua.

La presencia de estas trizas de vidrio no fragmentadas y alteradas apoya la existencia de un volcanismo contemporáneo. Sin embargo, el arco ha estado relativamente lejos del lugar de sedimentación. La abundancia de fragmentos de roca volcánica del tamaño de la arena en las rocas Terciarias sugiere un aporte significativo de arcos más antiguos. Esto está apoyado por múltiples edades modelos de edad AFT. Sin embargo es difícil cuantificar la proporción de las contribuciones más antiguas con las contemporáneas.



Figura N° 5.10.- Mapa de Procedencia para la Formación Pisco.

CAPÍTULO VI

MECANISMO DE FORMACIÓN DE LA CUENCA ESTILOS ESTRUCTURALES Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La discusión y detalle de la evolución tectónica de la cuenca Pisco durante el Proterozoico, y Paleozoico están más allá de los objetivos de este estudio. Solo se discutirá brevemente la formación de la cuenca Mesozoica y su evolución tectónica en relación con la geometría de la cuenca y su rol e importancia en la exploración de hidrocarburos. Sin embargo, la evolución tectónica Cenozoica será tratada en detalle debido a que es el uno de los objetivos principales del estudio de la cuenca Pisco.

El conocimiento del mecanismo de formación de la cuenca y su tectónica es de vital importancia durante las fases iniciales de la exploración y definición del sistema petrolífero de la cuenca. Una comprensión exacta del origen de la cuenca y su evolución tectónica, proporciona información valiosa para diseñar eficazmente los estudios sísmicos en 2D. Es fundamental determinar el estilo de la cuenca debido a que es responsable de la formación de las rocas madre y rocas reservorios, trampas estructurales y estratigráficas, etc. Los diversos tipos de cuencas no sólo tienen expectativas variables en términos de reservas de hidrocarburos y dificultades de exploración, sino también en el entendimiento del sistema petrolífero.

FORMACIÓN DE LA CUENCA MESOZOICA

Un sistema de arco-fosa se estableció a lo largo del margen peruano desde el Jurásico Temprano (James, 1971). Los modelos simplistas «Tipo Andino» propuestos para el arco cordillerano suroccidental del Mesozoico de los Estados Unidos, son muy simplificados debido al pobre conocimiento de la margen andina y de la cinemática actual de las placas. La extensión de arco frontal y de antearco ha sido propuesta para la temprana evolución Mesozoica de los Andes (Aleman, 1996). Un extenso arco ubicado a lo largo del margen peruano, tal como lo define Dickinson (1974), se formó por varios episodios de magmatismo de arco entre el Jurásico y el Paleoceno. La plataforma del arco varía en edad, ambiente y estilo de la actividad volcánica.

El comportamiento reológico del arco es una función de la estructura de la corteza, régimen de esfuerzos y longevidad del arco. Las rocas Mesozoicas a lo largo del margen peruano fueron emplazadas en rocas Proterozoicas y Paleozoicas que han sufrido una historia tectónica compleja antes del ensamblaje del sistema de arco fosa. Sébrier y Soler (1991)

explican que las fases alternas de compresión y extensión en el arco andino se deben a las inestabilidades en el equilibrio dinámico del movimiento hacia el oeste de la Placa Sudamericana, acortado en el retroarco de la Faja Sobrescurrida del Subandino, y el retroceso de la placa subductada. De hecho, no se han transmitido los esfuerzos del borde de placa, generados entre la placa Farallón/Nazca y el arco volcánico. La longevidad del arco Mesozoico a lo largo de la costa peruana, está inferida por la depositación de grosores importantes de secuencias volcanoclásticas en cuencas alargadas y estrechas desde Lambayeque hasta el norte de Chile.

La compleja evolución de la plataforma del arco Mesozoico involucró períodos largos de subsidencia, interrumpidos por levantamientos episódicos. Éstos episodios tectónicos fluctuantes fueron una función de la tasa de convergencia y ángulo, que a su vez se relacionan con la edad, grosor, tipo de corteza de la litósfera Farallón/Nazca, y el movimiento absoluto de la Placa Sudamericana. Las cuencas frontal y de intra-arco, limitadas por fallas del Mesozoico, fueron rellenadas por gruesas secuencias volcanoclásticas. La subsidencia de la plataforma del arco relativamente empinada, fue controlada por un fallamiento activo paralelo al arco y la proximidad al conducto proximal de las rocas volcánicas; el levantamiento en el arco pudo haber estado asociado con el engrosamiento cortical y los efectos termales y físicos de la ascensión del magma.

El Mesozoico en la cuenca Pisco se caracteriza por tres episodios tectono-depositacionales distintivos que respondieron a un macizo de arco amplio. El volcanismo del arco Jurásico temprano fue interrumpido por la extensión continua y por la quietud volcánica Neocomiana. Hacia tierra se renovó el volcanismo de arco y la extensión de la corteza durante el emplazamiento del Batolito de la Costa (Pitcher, 1985; Myers, 1974; Atherton y otros, 1985).

Volcanismo de Arco y Extensión en el Jurásico

En los «Andes Cordilleranos», el intervalo Triásico Tardío a Jurásico Temprano ha sido de un período de relativa quietud tectónica, registrando el desarrollo de una plataforma carbonatada extensa y el emplazamiento de granitos ubicados en profundidad a lo largo de un Arco Interno. Sin embargo, en el sur del Perú y el norte de Chile, un arco volcánico calco-

alcalino estuvo activo desde el Jurásico Temprano. Aunque el ciclo andino realmente comenzó en el Jurásico Temprano, no llegó a ser extenso hasta el Jurásico Medio. Ello involucró segmentación del margen y el establecimiento de un sistema arco-fosa de larga duración. La falta de un prisma de acreción Mesozoica se relaciona quizás a la presencia de rocas Proterozoicas y Paleozoicas muy cerca a la fosa como resultado de la erosión de la corteza (Von Huene y Scholl, 1991). Se piensa que los granitos y los volcánicos calco-alcalinos con alto contenido de K, indica reanudación de un magmatismo de arco derivado netamente del manto. Además, la documentación de varias edades de las rocas volcánicas Jurásicas en el Arco Interno (Clark y otros, 1990) proporciona evidencia adicional de la migración hacia el océano del arco volcánico mientras que el ángulo de subducción de la Placa Farallón aumentaba. Quizás la segmentación del margen y la convergencia oblicua de la placa Farallón cuenta para el diacronismo del volcanismo de arco y el desarrollo de cuencas de intra-arco aisladas y estrechas a lo largo de las cordilleras costeras. Al este, en las cuencas Marañón y Ucayali, se depositaron las capas rojas silicoclásticas en grábenes formados durante la extensión del retro-arco.

El mecanismo de formación de la cuenca puede relacionarse con las fallas de rumbo paralela al arco Jurásico. La segmentación de los esfuerzos cuenta para el desarrollo de los semigrábenes angostos y elongados, oblicuos al arco durante el proceso de transtensión. La falta de sedimentos derivados del basamento puede interpretarse como indicativa de que de este proceso de transtensión se crearon semigrábenes cuyo piso fue el sitio para los estrato-volcanes andesíticos. Además, los hombros de los grábenes estuvieron sumergidos y no eran sitios de aporte de sedimentos. El colapso de las calderas de los estratos volcanes y las erupciones de los focos volcánicos estuvieron asociados con el fallamiento contemporáneo y el levantamiento del piso. Este fallamiento pudo haber activado grandes erupciones volcánicas que consisten de hialoclastitas gruesas y flujos de piroclásticos asociados con tobas de lapilli gruesas. Los flujos de lava y brechas hialoclastitas se depositaron cerca de los focos volcánicos. Los períodos de tranquilidad volcánica estuvieron asociados con la deposición de carbonatos de aguas poco profundas y lutitas tobáceas ligeramente laminadas. Las altas tasas de subsidencia de volcanoclasticos marinos someros y subacuosos, las secuencias estratigráficas limitadas por fallas, los ensamblajes de facies de focos volcánicos proximales y las rocas alcalinas y calco-alcalinas intercaladas se usan como argumentos al corroborar el modelo extensional para el origen de estas cuencas jurásicas.

En el sureste del Perú, se acumularon más de 3,000 m. de brechas volcánicas intercaladas con flujos de lava riolítica a andesítica de la Formación Chocolate del Jurásico Inferior

(Vicente, 1981). Sin embargo, el volcanismo de arco comenzó de forma mas definida en el Jurásico Medio. Los flujos de lava calco-alcalinos con contenido de medio a alto de K, piroclásticos, ignimbritas y tobas de lapilli no soldadas, lutitas tobáceas, areniscas y conglomerados de las Formaciones Guaneros y Oyotún se acumularon en cuencas de extensión aisladas a lo largo de las cordilleras costeras. En el sur del Perú, en la parte oriental de la Cordillera Occidental, las rocas Jurásicas consisten de secuencias silicoclásticas de aguas profundas y poco profundas con carbonatos que pertenecen a los grupos Yura y Lagunillas (Benavides; 1962; Portugal, 1974; Vicente y otros, 1982). El volcanismo en los terrenos costeros continuó a lo largo del Berriasiano como se documenta en las áreas de Chicama y Lima (Jaillard y Jacay, 1989; Alemán, 1996). Sin embargo, en el sur y oriente del Perú, una discordancia marcada al tope del Jurásico registra la Orogenia Virú (Jaillard, 1994). En el área de la cuenca Pisco, la Orogenia Virú se registra por el hundimiento del arco volcánico Jurásico y el levantamiento de las rocas pre-Mesozoicas.

Levantamiento Neocomiano y Extensión del Basamento

La sedimentación Cretácica comenzó por la extensión renovada, caracterizada por el colapso y sumergimiento del macizo del arco Jurásico, el levantamiento del basamento Proterozoico y las tasas de subsidencia relativamente lentas de la cuenca. El sumergimiento del arco Jurásico se infiere por la ausencia de contribución de sedimentos desde el macizo del arco. Los cambios abruptos de petrofacies de sedimentos derivados de arco magmático a sedimentos derivados del basamento en el límite de Jurásico/Cretáceo se interpretan como asociados a este nuevo episodio de extensión.

El cese súbito del volcanismo de arco Jurásico se documenta bien en los estudios sedimentológicos y petrológicos. Los flujos de lava porfírica, brechas y tobas de la Formación Guaneros son reemplazados por las areniscas ricas en cuarzo de la Formación Huallhuani. El levantamiento del basamento Proterozoico no solo está registrado por la Formación Huallhuani rica en cuarzo sino también por los estudios de paleocorrientes. Las estratificaciones cruzadas planares en su gran mayoría tienen dirección de paleocorrientes S-SE y NE. Las tasas de subsidencia y sedimentación fueron bajas y guardaron el paso con el nivel del mar.

Este evento de extensión regional se extiende a través de más de 800 Km. desde Lima hasta Arequipa. La extensión de la corteza a lo largo del espacio del arco-fosa Jurásico y la subsidencia concomitante del edificio del arco, se debe haber activado por el retroceso de la fosa combinada con el aumento de movimiento absoluto de la Placa Sudamericana. El resultado fue una notable disminución en el ángulo de la subducción. El bajo ángulo de subducción podría explicar no sólo la falta de

actividad volcánica sino también la extensión del espacio arco-fosa.

Volcanismo y Extensión del Arco Frontal Albiano

La esporádica actividad volcánica del Neocomiano Tardío a Aptiano ocurrió antes de la extensión regional intracontinental del arco Albiano. El volcanismo extenso anunció el emplazamiento temprano de los intrusivos gabroides y gabrodioríticos del Batolito de la Costa (Pitcher y otros, 1985). La convergencia oblicua podría responder a las fallas de rumbo paralelas al arco y al desarrollo de discretas cuencas pull-apart con altas tasas de subsidencia. Los datos isotópicos proporcionan la evidencia del emplazamiento episódico del Batolito de la Costa mediante una serie de pulsos magmáticos entre el Albiano y el Paleógeno, utilizando fracturas corticales profundas pre-existentes (Pitcher y otros, 1985; Soler y Bonhomme, 1990). El plutonismo en el área de Huarmey terminó con la intrusión de los complejos centrados a los 60 Ma (Bussell, 1976).

Las petrofacies de la Formación Huallhuani (derivada del basamento), cambian con el Grupo Casma a facies con proveniencia desde un arco magmático, el cual se interpreta renovación del magmatismo de arco, asociada con el emplazamiento del Batolito de la Costa. Este evento magmático estuvo asociado a un cambio radical en la convergencia de la placa y al ángulo de subducción. La extensión en el Albiano está relacionada con las fallas de rumbo paralelo al arco, que deformó y segmentó la Cuenca Occidental Peruana en pequeñas cuencas separadas (Cobbing y otros, 1981). Sin embargo la persistente deformación extensional formó depresiones limitadas por fallas más que cuencas marginales como se propuso en otra parte (Atherton y otros, 1985). De hecho, estas cuencas estaban rellenas por secuencias volcánicas compuesta por flujos de lava, brechas hialoclastíticas, tobas de lapilli y rocas sedimentarias subordinadas del Grupo Casma; unidad precursora del emplazamiento del Batolito de la Costa (Pitcher y otros, 1985). Los gabros y dioritas de la Superunidad Patap son principalmente pre y sintectónicas, y están enlazadas genéticamente al volcanismo del Grupo Casma (Regan, 1985).

La subsidencia controlada por la extensión en el arco Albiano, fue contemporánea con la incursión marina que se registra con las facies de calizas bituminosas de la Formación Pariatambo (Fig.6.1). Mientras tanto, se cree que la extensión de la corteza fue el mecanismo más importante para conservar las gruesas secuencias volcanoclásticas. Los depocentros también se formaron durante el emplazamiento de los plutones y la subsidencia focalizada de las calderas. Además, la migración del arco pudo haber creado algunas áreas de topografía baja entre el arco antiguo y el nuevo. La falla Cerrillos con dirección

NO-SE limita la distribución del Grupo Casma hacia el oeste en la cuenca Pisco (Fig. 6.2). El ángulo de convergencia y el movimiento absoluto de la Placa Sudamericana controlaron la reactivación episódica de esta falla de rumbo con desplazamiento normal e inverso.

El Batolito de la Costa es un arco altamente evolucionado formado por rocas ígneas calco-alcalinas a silíceas que se han emplazado en la corteza continental (Pitcher 1985). Este batolito estrecho y alargado se emplazó a lo largo de fallas de rumbo durante el Albiano Tardío al Paleoceno Tardío (Pitcher y otros, 1985; Soler y Bonhomme, 1990). El engrosamiento cortical contemporáneo con el underplating ígneo ocurrido durante el emplazamiento del batolito, inhibió la subsidencia post-Albiana a Paleocena en el segmento occidental de la Cuenca Occidental. Sin embargo, el segmento oriental sufrió la extensión hasta el Cenomaniano y era el sitio de mayor subsidencia en el Cretáceo Tardío (Benavides, 1956; Jaillard, 1987). Varias cuencas discretas formadas durante la transtensión a lo largo de la Cuenca Occidental, se caracterizan por historias estratigráficas y subsidencia únicas. La presencia de granos de cuarzo retrabajados en el Grupo Casma puede interpretarse como el resultado del desarrollo estructural de grábenes más complejos que no sólo involucró al arco contemporáneo sino también a las rocas más antiguas pre-existentes.

La deformación compresiva «Mochica» del Albiano Medio fue contemporánea con el emplazamiento temprano del batolito. La deformación involucró el cierre de la cuenca extensional con la inversión compleja del graben y la deformación del arco volcánico. Este evento deformacional se ha descrito parcialmente a lo largo del Eje de Tapacocha que tiene una dirección NO-SE y presenta estructuras rotadas cubiertas parcialmente por el Grupo Calipuy del Eoceno (Myers, 1974).

EVOLUCIÓN ANDINA CENOZOICA

En la región costera el magmatismo del Batolito de la Costa termina en el Paleoceno, migrando sus focos magmáticos hacia el este. Al hacerlo, las dorsales costeras fueron levantadas debido al «underplating ígneo». Realmente, la mayoría de las cuencas de antearco fueron levantadas hasta la reorganización global de las placas en el Eoceno Medio. El cese del magmatismo y el «underplating ígneo» dieron lugar a un levantamiento extenso y al desarrollo de superficies de erosión de escala regional, que está bien documentado en el Norte de Chile (Mortiner, 1973, Tosdal y otros, 1984). Al igual que en el presente; la segmentación de los Andes, las variaciones de las facies Terciarias, la actividad magmática, la intensidad de la deformación y el estilo estructural, fueron controladas por la segmentación del margen y las variaciones del ángulo de subducción a lo largo del rumbo (Isacks y Barazangi, 1977). Antes de perforar el pozo Lobos-1 en la cuenca Salaverry, la

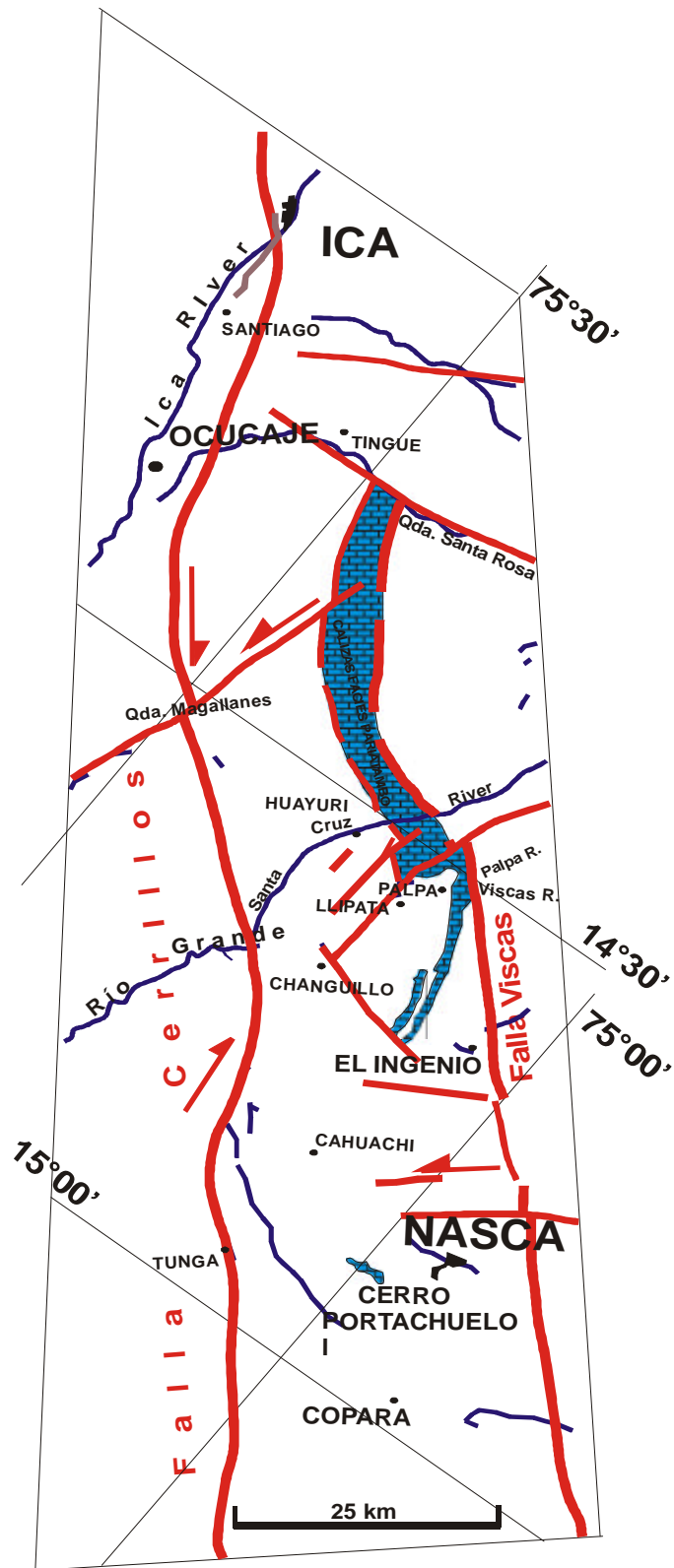


Figura N° 6.1.- Mapa de Distribución de las Calizas Facies Pariatambo.



Figura N° 6.2.- Falla Cerrillos al Este de San Juan de Marcona.

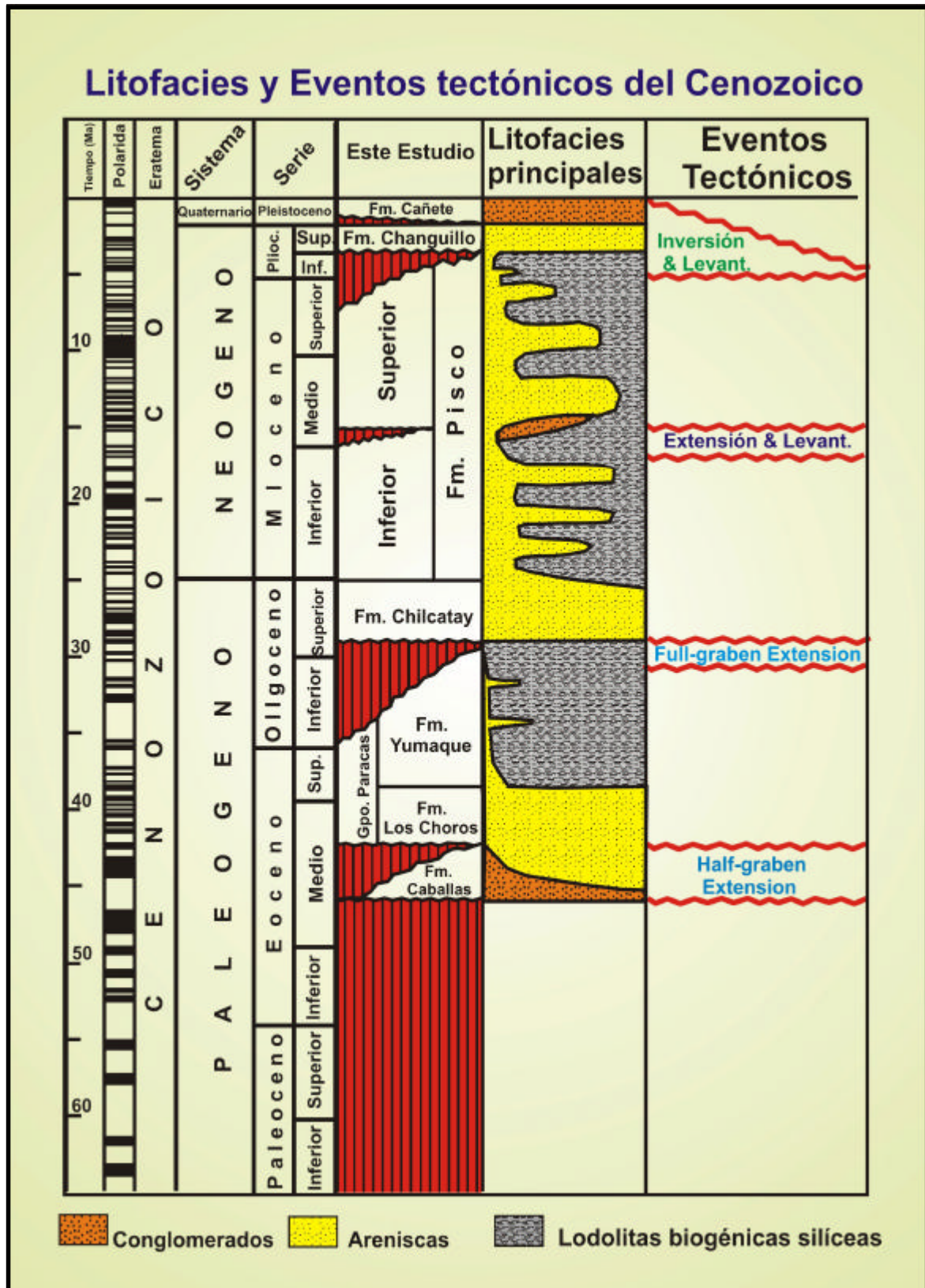


Figura N° 6.3.- Litofacies y Eventos tectónicos del Cenozoico.

cuenca de antearco Talara era la única en la que se había documentado la transición marina del Cretáceo al Terciario. Esta cuenca sufrió altas tasas de subsidencia acomodando una gruesa secuencia marina de edad Paleocena.

En el área de la Cuenca Pisco, la convergencia oblicua controlada por la partición de esfuerzos dió lugar a fallas de rumbo paralelas al arco que crearon las cuencas transtensionales. Realmente, el movimiento lateral a lo largo del arco y paralelo a las fallas de rumbo, controló la mayor parte de la extensión Cenozoica. Las cuencas se hacen más jóvenes hacia el este y es posible reconocer por lo menos tres episodios distintos de extensión (Fig. 6.3) y cambios en la dirección del rechazo vertical.

Tectónica y Evolución Sedimentaria de la Cuenca de Antearco Pisco Oriental

Azálgara (1993) ha explicado la evolución de las cuencas Cenozoicas en términos de extensión en el antearco, interrumpida por eventos compresivos de corta duración. Los autores interpretan que la parte sur de la cuenca Lima y las cuencas Pisco Este y Oeste fueron levantadas durante el evento compresional del Mioceno Tardío, que es coetáneo con el levantamiento del alto Trujillo-Salaverry. Sin embargo, los estudios de campo realizados en la cuenca Pisco Oriental indican que el levantamiento es más antiguo y pudo haber tenido lugar antes de la extensión del Mioceno Medio (Fig. 6.3).

Las fallas de rumbo resultaron como consecuencia de la convergencia oblicua entre la Placa Farallón/Nazca y la Placa de América del Sur, habiendo influenciado en la geometría de la cuenca Cenozoica de antearco y en los estilos estructurales, que fueron dominados por la tectónica vertical (Fig. 6.3). El tipo y proporción (ratio) del movimiento vertical de la corteza (cortical) son independientes de la proporción y ángulo de convergencia, oblicuidad y edad de la placa subductada. Sin embargo, la presencia del Complejo Basal de la Costa (rocas Proterozoicas/Paleozoicas), la distancia de la línea de costa a la fosa, la estructura cortical y la corteza superior juegan un rol más importante, por lo menos en los movimientos verticales del Cuaternario (Macharé y Ortlieb, 1993).

Extensión Eocénica

El tiempo de inicio de la extensión está bien documentado en base a foraminíferos grandes de la Formación Los Choros datados como del Eoceno Medio. Algunas trazas de las fallas principales se movieron en diferentes sentidos e intervalos de tiempos, habiendo variando sus ángulos, lo cual dificulta su análisis cinemático. La extensión estuvo caracterizada por configurar bloques rotados y no rotados. La geometría del bloque inclinado fue una función del mecanismo de deformación de la corteza superior y del factor de estiramiento (Sclater y Christie, 1980, Jackson et al, 1988).

El levantamiento y erosión del muro (footwall) durante la etapa de abertura ha dado un registro estratigráfico incompleto y episodios de extensión a lo largo de la falla del gráben. La geometría asimétrica del semigráben exhibe una geometría de estrato divergente. El análisis de facies de la parte basal de la Formación Caballas la identifica como un sistema fluvial formado poco después de iniciarse la extensión. Las cuñas de progradación de esta unidad están constituidas por materiales derivados directamente de la erosión de la escarpa de falla. La secuencia progradacional se desarrolló siguiendo el buzamiento del talud y de la escarpa de falla. Las inestabilidades del talud durante la depositación fluvial también están documentada por numerosos fallamientos sin-sedimentarios y por bloques grandes depositados por deslizamientos en los depósitos del canal. A medida que la extensión continuaba, ocurre la primera incursión marina transgresiva, tal como se interpreta de los depósitos de aguas someras y de alta energía de la Formación Los Choros. Grandes olistolitos con litologías de granitoides del Batolito San Nicolás y gneises proterozoicos están presentes en la parte superior de la Formación Los Choros, como se observa en la sección de la Pampa Chilcatay. Estos bloques se originaron como resultado del retroceso de la escarpa de falla y del fallamiento contemporáneo. También, en la sección de Río Grande, se registra una reactivación continua de la falla, rotando la parte más inferior de la Formación Los Choros debido al fallamiento antitético. La rotación de las capas ocasionó el colapso del talud y la depositación de olistolitos gigantes como aquellos preservados en el curso inferior de Río Grande. Además, en la Playa Flamingos, existen conglomerados gruesos y flujos de escombros, intercalados con areniscas bioturbadas de aguas someras que se interpretan como depósitos de abanicos aluviales construidos muy cerca a la línea de costa (Fig. 4.14). Estos abanicos aluviales se formaron como resultado de la continua actividad de la escarpa de falla durante la sedimentación.

Las subsidencia continua y el equilibrio entre el fallamiento y el aporte de sedimentos, causarón eventos progradacionales repetidos (Fig. 6.4). La depositación de los sedimentos gruesos de aguas someras continuó hasta que este balance se rompió. La subsidencia controlada por fallas también es la responsable de la inundación marina y la depositación de las lodolitas biogénicas ricas en diatomeas de la Formación Yumaque. Así mismo, la presencia en varias localidades de olistolitos de areniscas, se interpreta como evidencias del fallamiento activo durante la sedimentación. Existe incluso «canibalización» de las lodolitas Yumaque cerca a la sección de la Playa La Catedral.

La alternancia de delgadas bandas de sedimentos ricos en sílice opalina con sedimentos oscuros enriquecidos con material terrígeno y fosfato, ocasionalmente presente, al parecer representan varvas anuales que han estado aislada

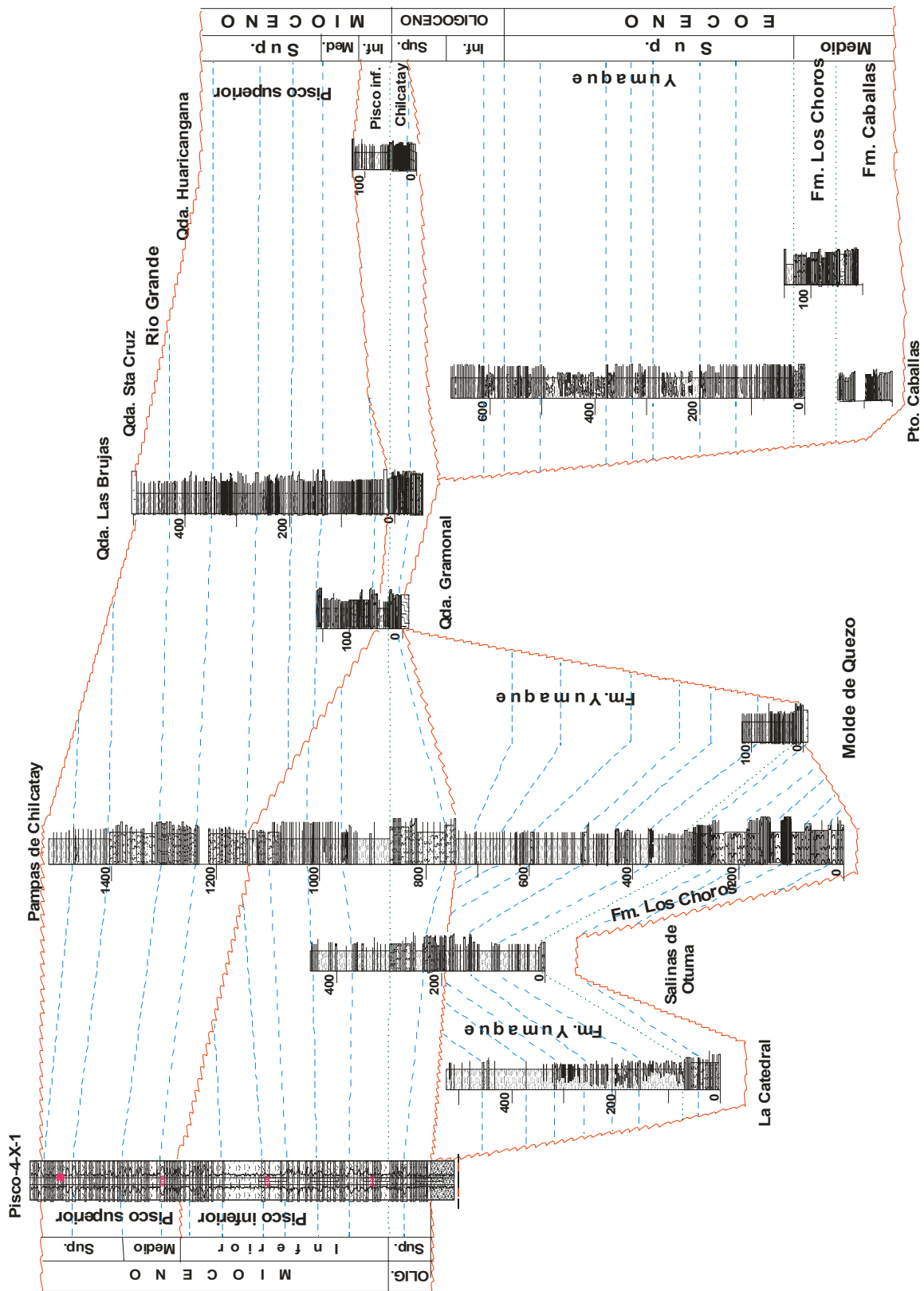


Figura N° 6.4.- Correlación de Secuencias Estratigráficas.

de la bioturbación con niveles bajos de oxígeno. Una relación similar ha sido reportada para la Formación Monterrey (Pisciotta y Garrison, 1981). Sin embargo las alternancias gruesas de sedimentos biogénicos y terrígenos son más comunes, interpretándose estas bandas como resultado de episodios altamente clásticos debido a la entrada de tormentas inusualmente severas (ej. Pisciotta y Garrison, 1981). La alternancia de lodolitas bandeadas y masivas es empleada para indicar la variación temporal de la intensidad y profundidad de la zona de oxígeno mínimo (Marty, 1989). La dolomita autigénica está presente como capas continuas o nódulos. Se cree que los valores positivos de $\delta^{13}C$ combinados con las altas concentraciones de Fe y Mn, indican tasas altas de sedimentación (Martín, 1987). Esto también está corroborado por los estudios de modelado de cuencas.

La Formación Yumaque contiene un promedio de 10% de carbonato de calcio, mayormente en forma de cocolitos dispersos y cemento de grano fino (Marty, 1989). La depositación de estas lodolitas biogénicas tuvo lugar en condiciones similares a los actuales climas desérticos del margen continental peruano, donde las aguas de surgencia (upwelling) están estrechamente vinculadas con las aguas frías de la Antártida y con la fuerte circulación termohalina (Kennett y Shackleton, 1976). Las aguas frías fueron traídas por la corriente de Humboldt y por los vientos fuertes del sureste que movieron las aguas superficiales que empujan a las aguas ricas en nutrientes a las zonas fóticas. De acuerdo con Marty (1989), la paleocorriente de Humboldt llevó las aguas frías del sur hacia el norte, debido al giro del brazo oriental del Pacífico Sur.

Extensión del Oligoceno Tardío

La Formación Chilcatay sobreyace discordantemente a la Formación Yumaque. Aunque esta ligera discordancia angular ha sido correlacionada con alguna de las fases de la Orogenia Andina, es más probable que represente una nueva fase de extensión. La presencia de conglomerados asociados con flujos de escombros y las intercalaciones de areniscas marinas de aguas poco profundas de la Formación Chilcatay (punta San Juan de Marcona), se interpretan como resultado de la extensión del Oligoceno tardío. La historia estructural y depositacional varía a lo largo y ancho de la cuenca e involucra la reactivación de las escarpas de fallas, la formación de nuevas fallas sintéticas, cambio de polaridad y formación de grábenes completos. El aporte de sedimentos clásticos gruesos es resultado del fallamiento contemporáneo y del retroceso de la escarpa de falla, habiendo los sedimentos sido retrabajados por los procesos del «shoreface». Esta actividad está registrada en la sección de la Quebrada Gramonal donde las areniscas oligocénicas de la Formación Chilcatay sobreyacen a las rocas graníticas del Batolito de San Nicolás.

El cartografiado geológico detallado y las secciones estructurales transversales, proporcionan evidencias

adicionales de los cambios en la polaridad del gráben (Figs. 6.5, 6.6, 6.7, 6.8 y 6.9). El cambio de polaridad se formó como respuesta a la propagación de la extensión hacia el este y su expresión estructural está bien desarrollada en el área de Río Grande - Mainsa. La Formación Chilcatay de aguas someras está rellenando los grábenes cubriendo a las rocas metamórficas Proterozoicas.

La Formación Chilcatay presenta una sucesión discontinua de pulsos progradacionales en la línea de costa. Esta unidad también contiene trizas de vidrio en las areniscas que indican una importante contribución del volcanismo aéreo que causó una cementación rápida. Esta sedimentación continuó hasta que el equilibrio entre el fallamiento y el aporte de sedimentos se quebró. El fallamiento persistente da lugar a otro evento de inundación marina con depositación de lodolitas biogénicas ricas en diatomeas de la Formación Pisco Inferior. Lodolitas diatomáceas, tobáceas y fosfáticas están también presentes. Sin embargo, la surgencia (upwelling) no fue tan importante como en tiempos de la Formación Yumaque. La presencia de areniscas interestratificadas es interpretada como el resultado del ingreso de elementos terrígenos gruesos durante el levantamiento del «footwall» que se movieron axialmente a lo largo de los flancos del graben. La presencia de olistolitos de areniscas registra el fallamiento episódico.

Extensión del Mioceno Medio

El cartografiado geológico, los estudios sedimentológicos y paleontológicos realizados cerca a la Quebrada Las Brujas y en áreas adyacentes, han permitido identificar un tercer evento extensional. Una incisión profunda erosiona la mayor parte de los estratos del Mioceno Inferior, formando un valle de incisión que fue rellenado por conglomerados polimícticos bien estratificados de ambiente fluvial por la caída del nivel del mar. El levantamiento del Mioceno Medio y el evento compresivo de corta duración fue causado por el cambio regional de la orientación del campo de los esfuerzos, antes de la renovación de la extensión a lo largo de fallas pre-existentes. La relativa caída del nivel del mar debido a la actividad tectónica y la erosión profunda de los estratos, requieren de un levantamiento episódico que se relaciona con la inversión tectónica de las fallas antes de la reactivación del graben.

La subsidencia continua que estuvo controlada por el fallamiento, originó una rápida «inundación» del valle de incisión que dio lugar a la depositación de lodolitas diatomáceas asociada con fosforitas, dolomitas, limolitas tobáceas, tobas y areniscas ricas en volcanoclasticos de la Formación Pisco superior. La depositación de lodolitas diatomáceas fue discontinua y documenta la presencia de aguas altamente productivas en el tiempo y el espacio.

Las lodolitas silíceas fueron depositadas en una plataforma relativamente somera por debajo de la base de tormentas, tal

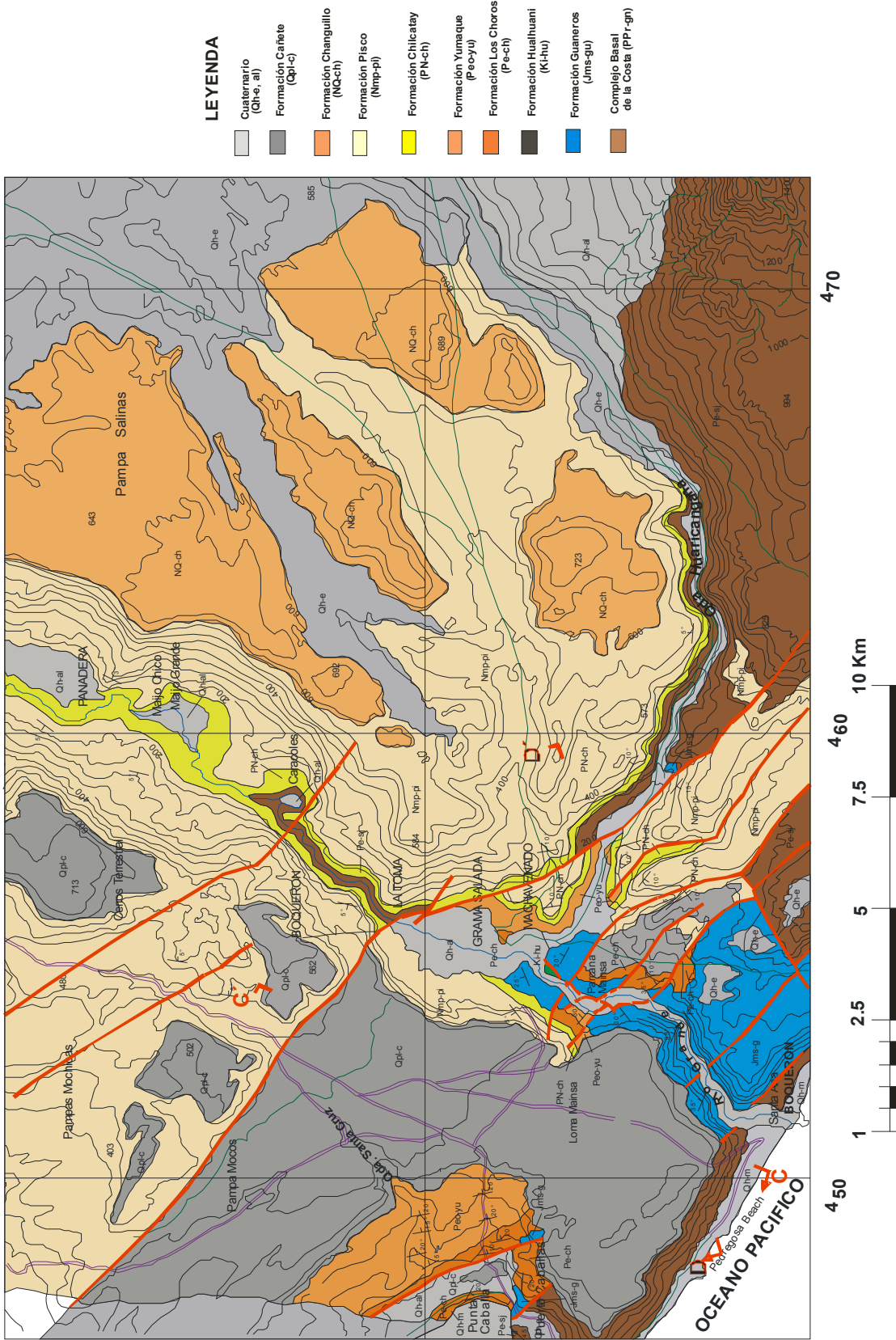


Figura N° 6.5.- Mapa Geológico de la Quebrada Huaricangana (Río Grande).

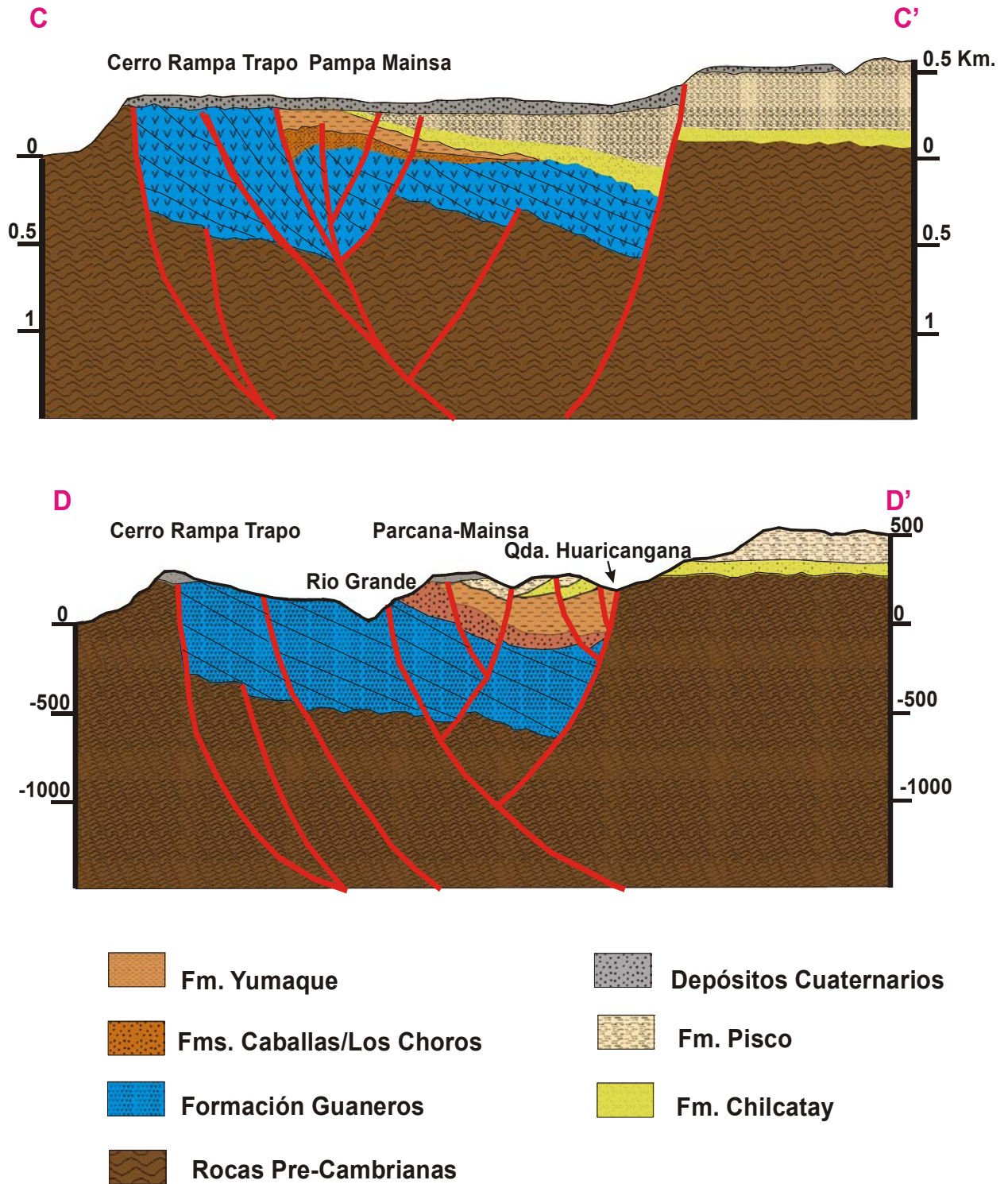


Figura N° 6.6.- Secciones Estructurales - Quebrada Huaricangana.

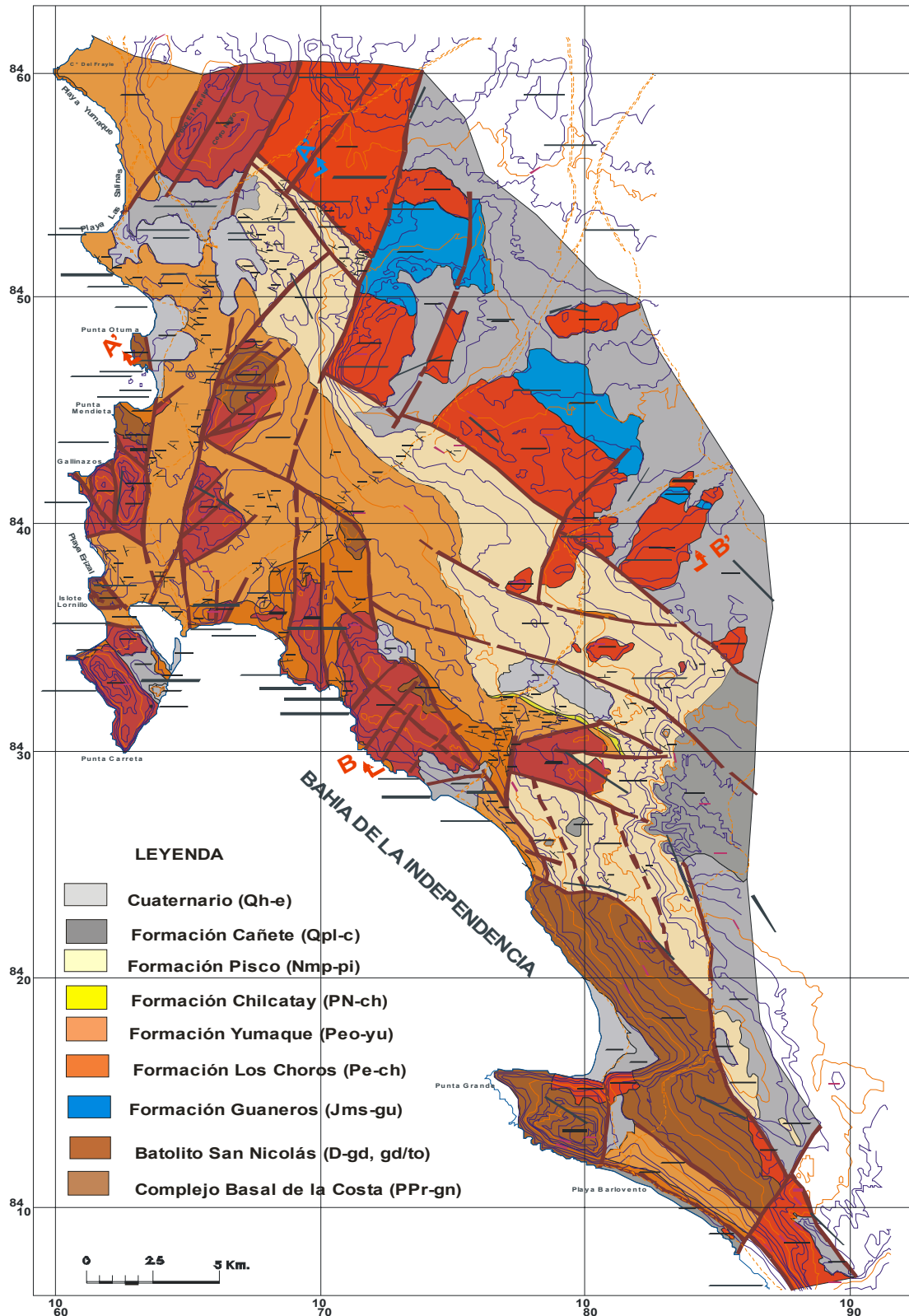


Figura N° 6.7.- Mapa Geológico entre Pampas de Chilcatay y Salinas de Otuma.

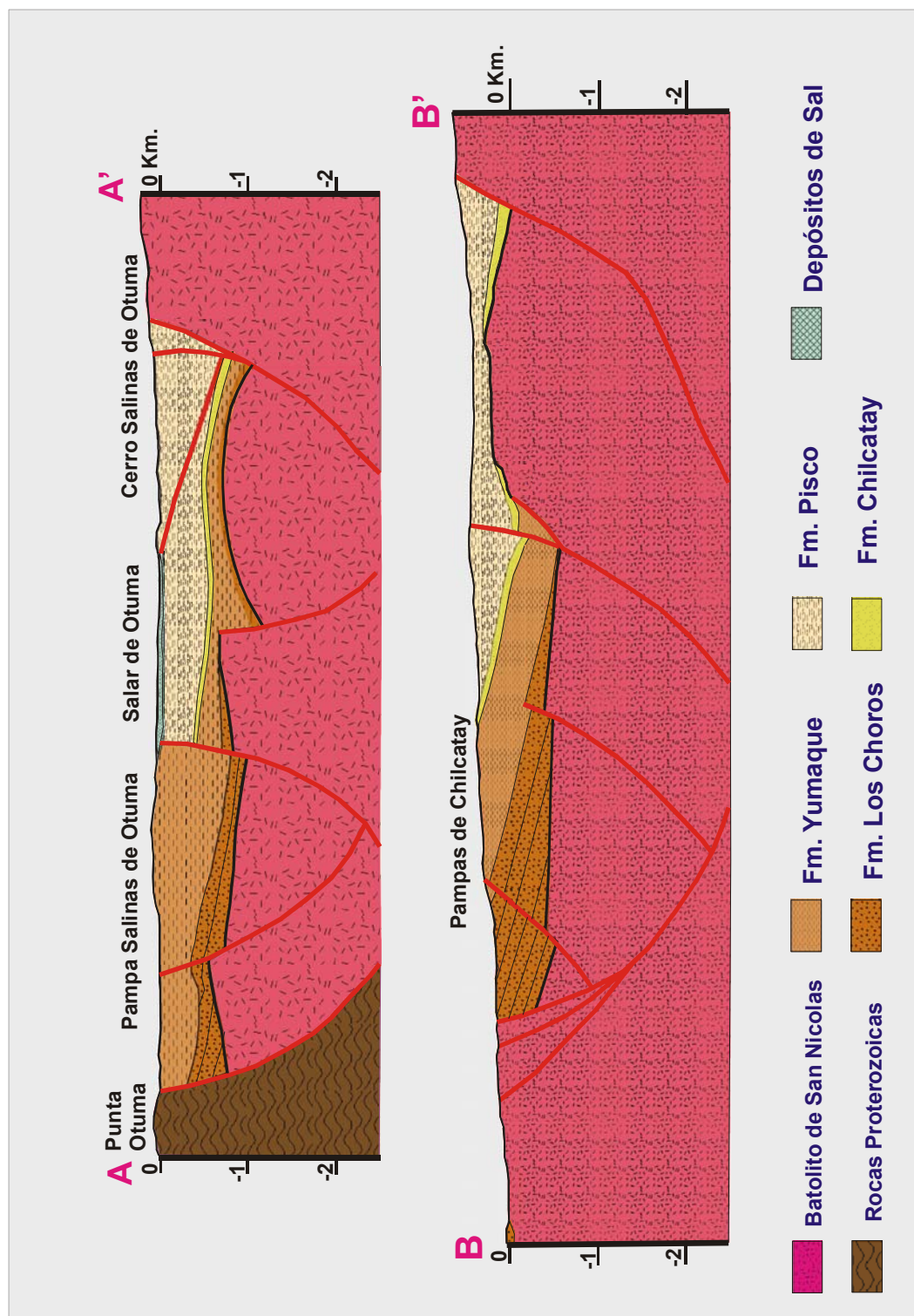


Figura N° 6.8.- Secciones Estructurales Pampas de Chilcatay y Salar de Otuma.

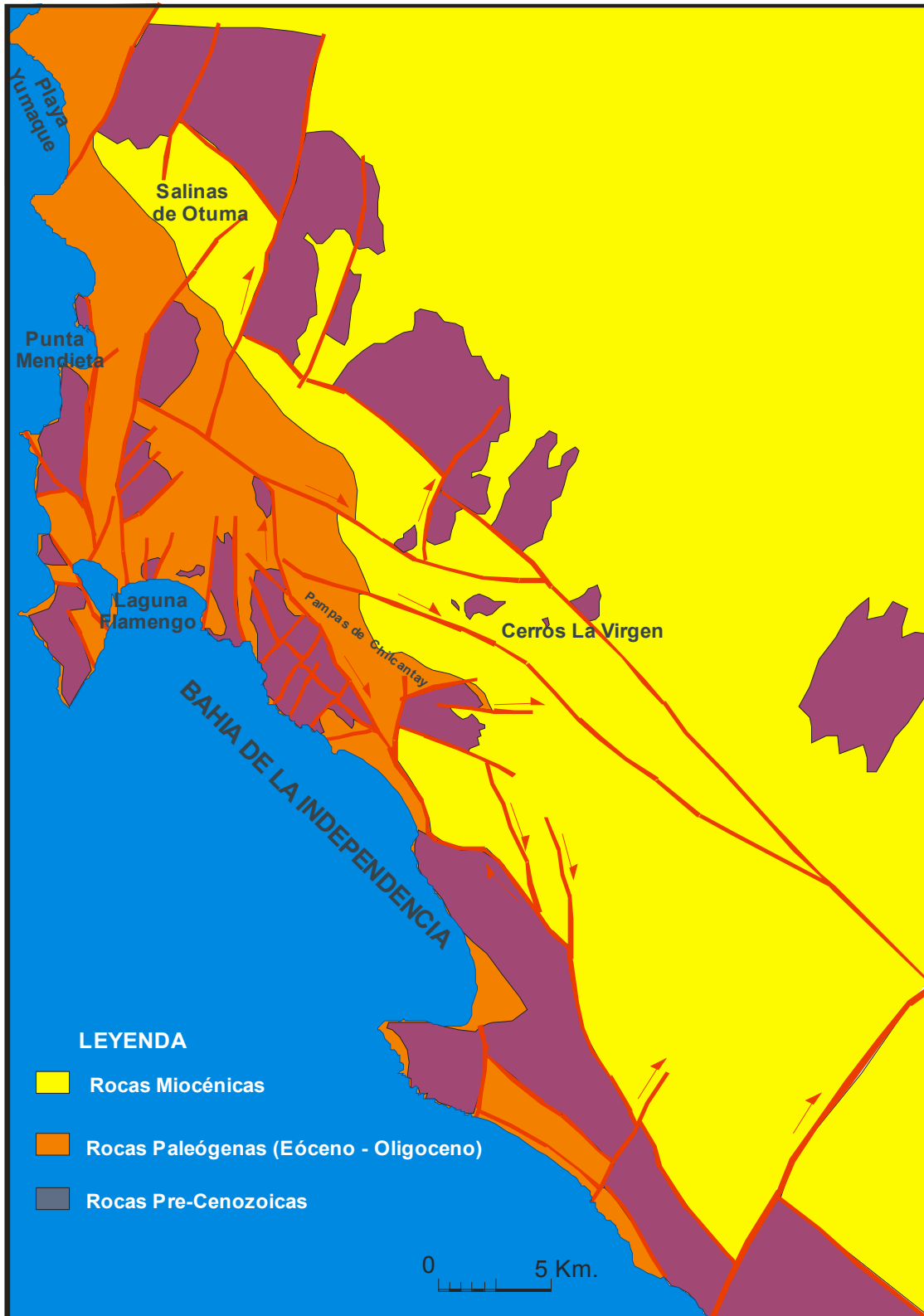


Figura N° 6.9.- Tectónica Transensional entre Pampas de Chilcatay y Salinas de Otuma.

como se documenta por el ensamblaje de diatomitas y por la presencia de laminaciones cruzadas de las ondulitas. Varios estratos convolutos de 10 a 30 cm. de grosor se interpretan como el resultado de la deshidratación provocada por temblores provocados por la reactivación de las fallas. Las arcillas son escasas en la Formación Pisco y al parecer reflejan una disminución en la intensidad de la meteorización química en la faja de la Costa Peruana, similar al Mioceno Medio documentado en el Norte de Chile (Marty, 1989). Esta disminución del meteorismo resultó del incremento de la aridez producida por la paleo-corriente de Humboldt en el Mioceno Medio y por el levantamiento de los Andes.

Las lodolitas diatomáceas se hallan empobrecidas en carbonato de calcio; las dolomitas se presentan en capas delgadas o como nódulos arenosos y los fosfatos ocurren en capas de pellets y oolitos. En el campo con frecuencia es difícil distinguir entre las diatomitas puras y las tobas que ocurren como depósitos volcánicos de caída. Las trizas de vidrio están ampliamente dispersas en las lodolitas y se depositaron por procesos de asentamiento de las «nubes ardientes» (ignimbritas). La sedimentación de las lodolitas diatomáceas fue interrumpida por la llegada de areniscas terrígenas ricas en fragmentos volcánoclasticos. Las areniscas son localmente gradadas y presentan estratificación cruzada, en ciclos grano-crecientes y estrato-decrecientes de quinto orden que representan relleno de canal. Otras unidades de areniscas están dispuestas en ciclos grano-crecientes que representan la progradación del shoreface.

En las Pampas de Chilcatay, los conglomerados están ausentes, sin embargo, la base de la secuencia es irregular y representa una ligera discordancia angular. El aporte de sedimentos estuvo en equilibrio con la subsidencia controlada por el fallamiento; acumulándose areniscas gruesas de aguas someras apiladas en ciclos grano crecientes, que representan la progradación del shoreface. El incremento de la subsidencia rompió el equilibrio entre el aporte de sedimentos y la sedimentación, sedimentándose las lodolitas biogénicas con intercalaciones de capas terrígenas. Los olistolitos de granitos indican la reactivación episódica de la falla.

El levantamiento del Mioceno causó la incisión y rejuvenecimiento de los ríos antiguos que fueron similares a los actuales sistemas fluviales como el Río Grande. Los cambios del estilo estructural en la zona de transferencia y en la intersección de los segmentos del rift, pueden estar asociados con las roturas topográficas y el levantamiento del muro, que originaron las entradas de los grandes sistemas fluviales. Las clinofomas sigmoidales de dirección SE han sido alimentadas por los grandes sistemas fluviales y representan procesos agradacionales que se han desarrollado durante el levantamiento del nivel del mar.

Levantamiento y Dorsales Asísmicas

La relativa flotabilidad de las dorsales asísmicas y la cadena de promontorios submarinos son responsables de las zonas con bajo ángulo de subducción. Los segmentos de subducción con bajo ángulo se extienden por debajo de los Andes a profundidades de 150 Km. generando una mayor influencia de las dorsales asísmicas a profundidad (Barazangi e Isacks, 1976).

La reconstrucción de la Placa de Nazca ha permitido inferir la posición de la Dorsal de Nazca en el tiempo y explicar el rol de su bajo ángulo de subducción con la ausencia de la actividad volcánica (Pilger, 1981). Además de los hiatos volcánicos en los Andes del Norte, la subducción de las dorsales asísmicas también permite explicar el movimiento hacia el continente de la actividad volcánica y tectónica, así como de los focos profundos de los terremotos debajo del flanco oriental de los Andes. Sin embargo, la cuantificación de los efectos reales de la subducción de la Dorsal de Nazca cerca a la cuenca Pisco Oriental, es más importante para explicar los grados variables del levantamiento de la Costa.

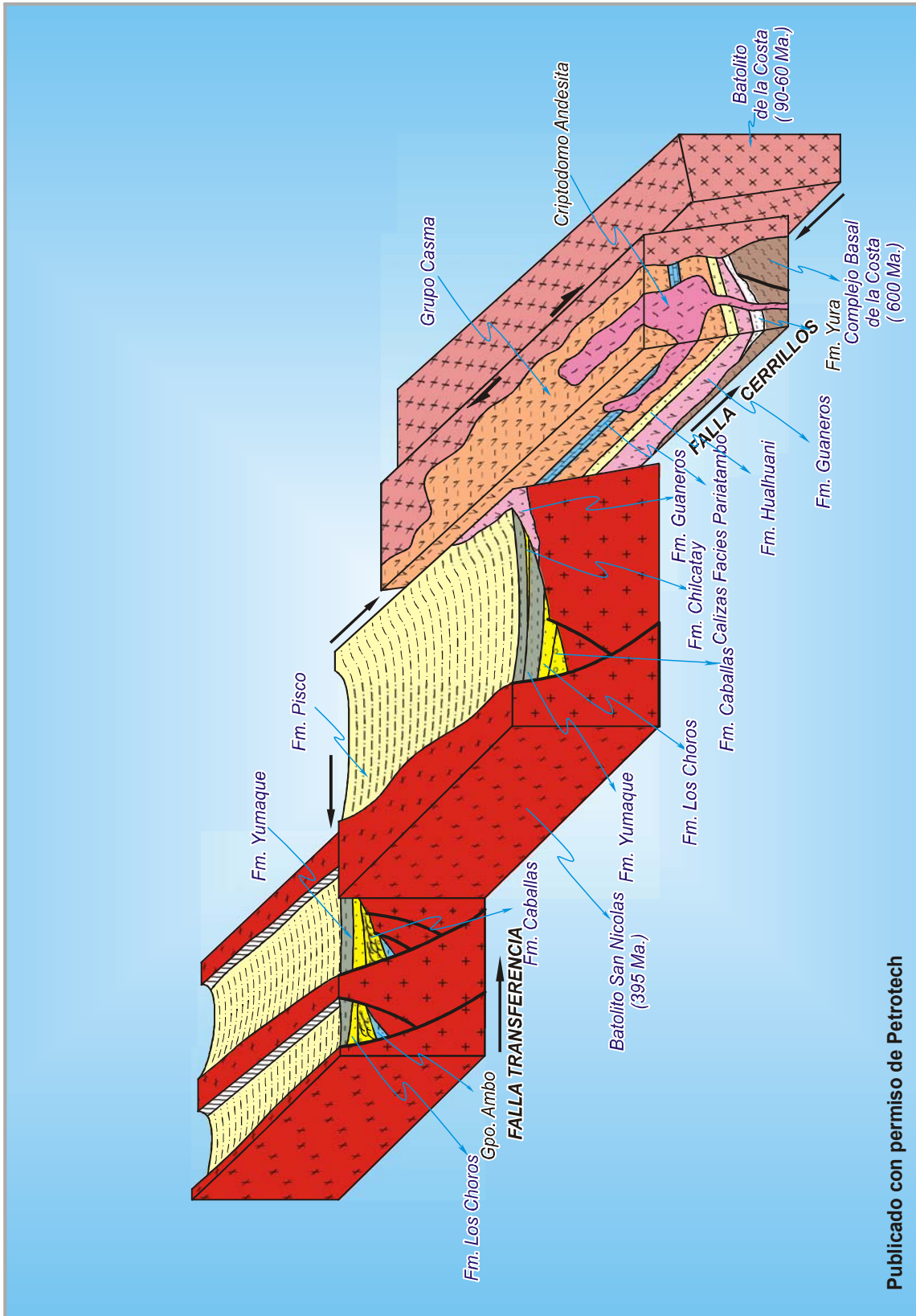
El cartografiado detallado de las terrazas marinas entre la Bahía de la Independencia y Puerto Lomas, ha permitido identificar los efectos de la subducción de la Dorsal de Nazca mientras migraba al sur, debajo de las cuencas Peruanas de antearco (Hsu, 1988). La orientación oblicua de la Dorsal de Nazca hacia el noreste y del vector de convergencia de la Placa hacia el este, ocasiona que la dorsal migre al sur (frente a la costa), con una velocidad de 10 cm/año (Pilger, 1981; Pardo Casas y Molnar, 1987).

El cerro Huaricangana con una cota aproximada de 1700 m. representa el punto topográfico más alto a lo largo de la costa que coincide con los procesos de levantamiento (Macharé, 1987). La incisión y el rejuvenecimiento de ríos tributarios del sistema de drenaje de Río Grande, están relacionados con el levantamiento importante del sistema fluvial del Río Ica. Además, los excelentes afloramientos que muestran la geometría de los grábenes a lo largo del Río Grande, parecen no solo estar relacionados con el levantamiento isostático, sino también con la inversión tectónica.

ESTRUCTURAS REGIONALES

Al realizar un corte estructural de oeste a este entre la cuenca Pisco y las estribaciones andinas se reconoce tres zonas estructurales (Fig. 6.10).

1. Zona con Extensión Dominante: representa el área donde están confinados todo los grábenes completos de la cuenca Pisco Este, que han sido rellenadas por sedimentos del Eoceno medio - Oligoceno. Estos terrenos están afectados por la tectónica extensional que ha originado abundantes fallas



Publicado con permiso de Petrotech

Figura N° 6.10.- Block Diagrama de la Configuración Estructural Cuenca Pisco.

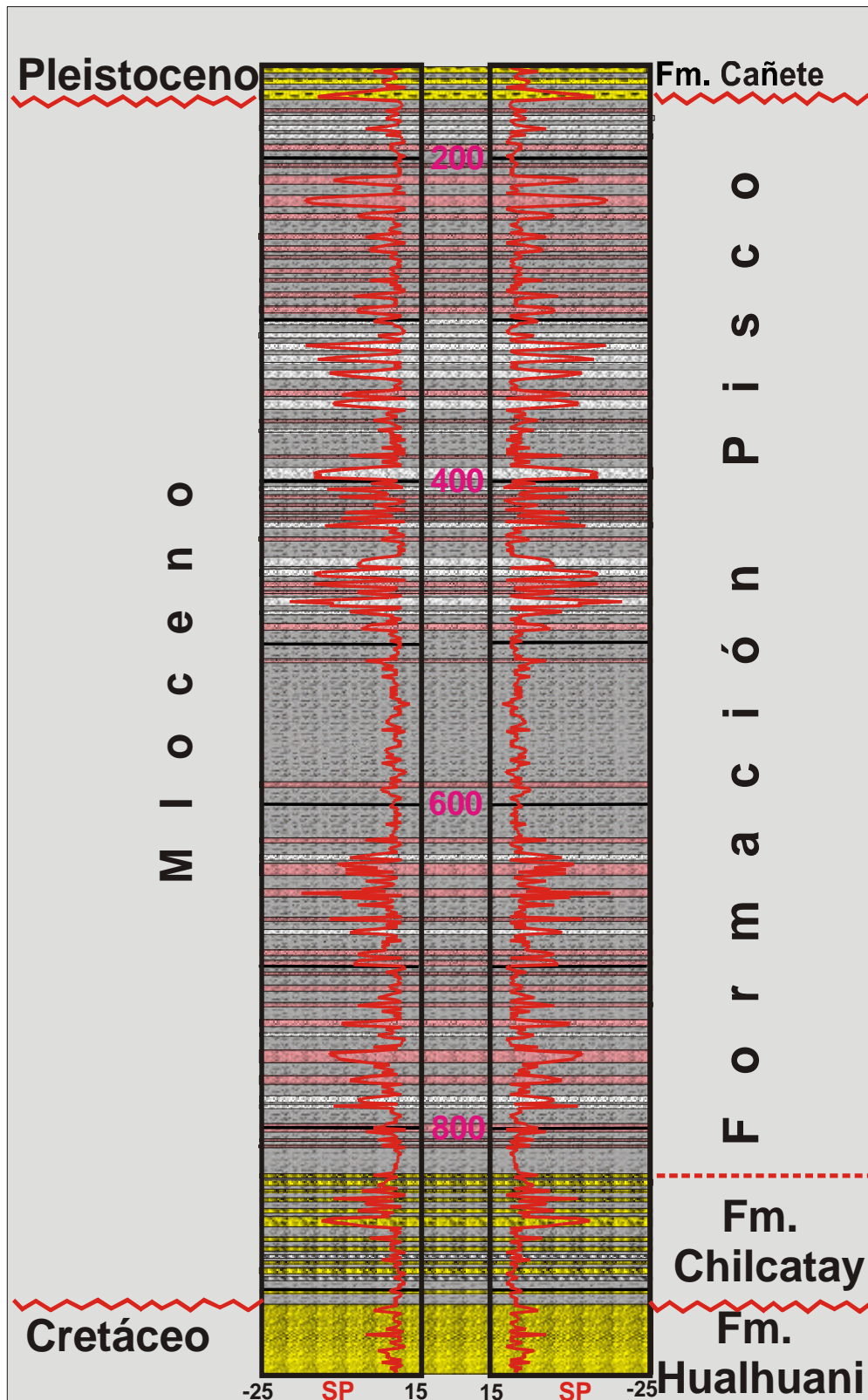


Figura N° 6.11.- Pozo Pisco 4-X-1.

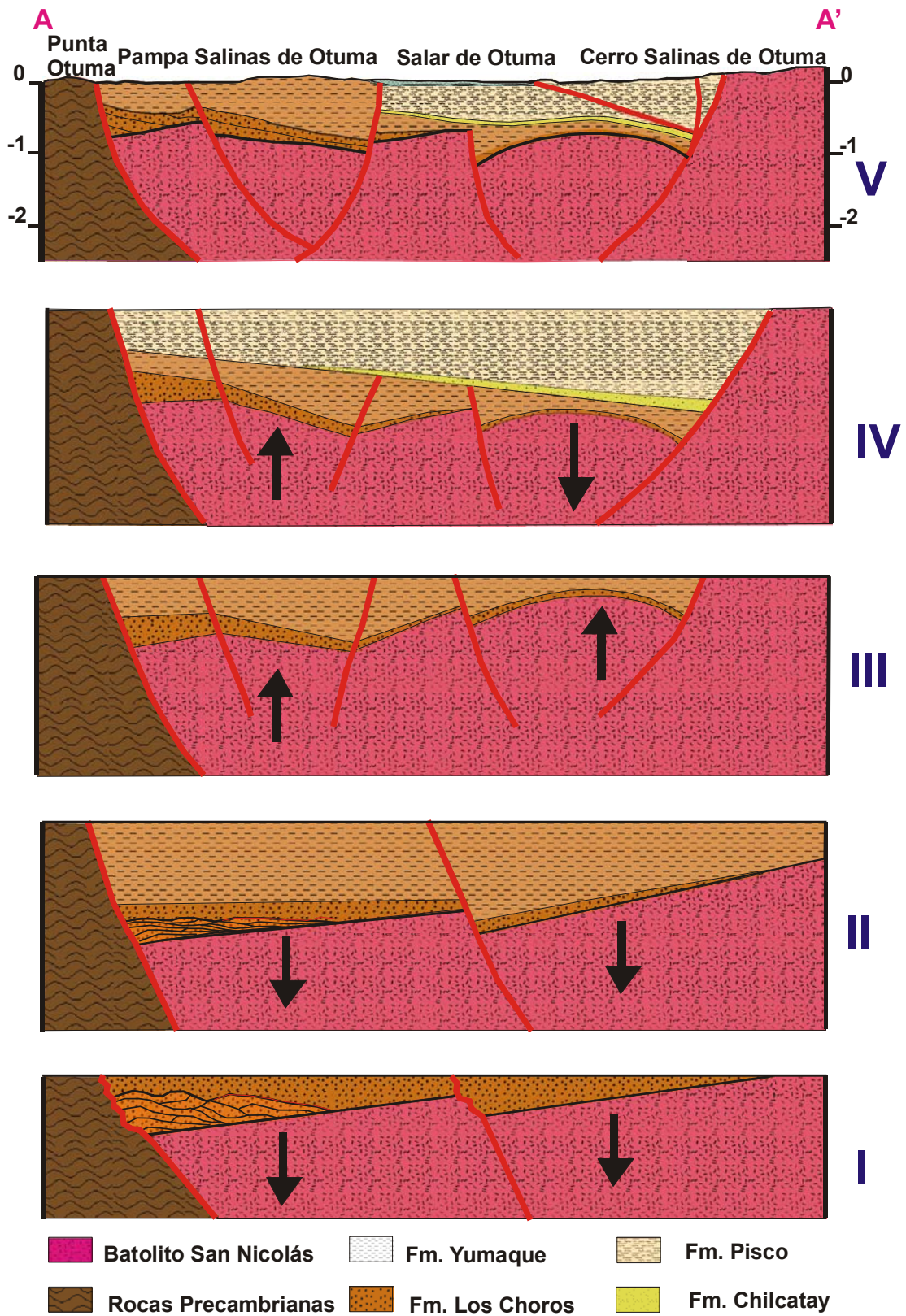


Figura N° 6.12.- Etapas de Evolución Tectónica Sedimentaria Graben de Otuma - Pampas de Chilcatay.

normales de rumbo NO-SE. En esta zona se ubican todos los grábenes presentes entre Paracas y San Juan de Marcona (dirección norte – sur).

2. Zona con Extensión Mínima: ubicada al este de los grábenes de Paracas – San Juan de Marcona. Está representada por las áreas donde la tectónica extensional ha tenido una actividad mínima. El registro estratigráfico muestra a las rocas del Mioceno cubriendo en traslape (onlap) a substratos Paleozoicos y Jurásicos; como se observa en el cerro La Virgen, ubicado al este de la pampa Chilcatay.

3. Zona de Fallas de Rumbo (Strike Slip faults): Esta representada por el corredor estructural conformado por rocas Mesozoicas que están cortadas por el Batolito de la Costa. Su límite al oeste lo constituye la **falla Cerrillos**, estructura que ha controlado la posición del arco insular del Grupo Casma y el emplazamiento de los plutones del Batolito de la Costa. Solo el volcanismo Jurásico (Formación Guaneros) está presente al oeste de la falla Cerrillos. Las principales fallas son de rumbo (paralela a la fosa) que han tenido una evidente componente normal y están desplazadas por un segundo sistema de fallas con rumbo promedio N45°E. El corredor estructural ingresa al mar al norte del río Pisco, frente a las costas de Chincha; y desde tiempos del Cretáceo Terminal se ha comportado como un alto estructural al este de la falla Cerrillos; razón por la cual no se han acumulado sedimentos marinos terciarios en Lima continente. Sin embargo la información sísmica del mar abierto frente a Lima, evidencia la presencia de numerosos grábenes rellenados por sedimentos marinos.

Hasta la fecha solo un pozo (Pisco 4x-1) ha sido perforado en la cuenca Pisco Oriental; que de acuerdo a la información disponible de International Petroleum Company (IPC, reporte interno) y a nuestra interpretación dicho pozo ha sido perforado al este de la falla Cerrillos sobre un alto estructural. La estratigrafía del pozo Pisco 4x-1 detalla la presencia de rocas marinas del Plioceno y Mioceno, siendo esta última las que cubren directamente a las areniscas Neocomianas de la Formación Hualhuani (Fig. 6.11).

ESTILOS ESTRUCTURALES

La arquitectura de la deformación extensional fue controlada por la geometría del fallamiento, que estuvo influenciada grandemente por las fábricas preexistentes. El patrón estructural anómalo de la cuenca Pisco fue desarrollado en respuesta a la extensión oblicua durante la deformación transtensional (Fig.6.9).

La calidad de los afloramientos no permitió un minucioso análisis estructural en el campo, ni realizar el análisis cinemático de las fallas, que podrían haber proporcionado un mejor entendimiento del sentido de movimiento del complejo de fallas. Aunque se han reconocido varias fallas normales oblicuas y

activas en el área de la cuenca Pisco, no ha sido posible determinar si la región estuvo extendiéndose uniaxialmente o si hubo una deformación transtensional incuestionable. Sin embargo, fue posible cartografiar en detalle dos áreas distintivas para explicar los estilos estructurales y vincular la estratigrafía observada en las secciones medidas.

Un mapa geológico detallado entre las Pampas de Chilcatay y las Salinas de Otuma con sus respectivas secciones ilustran la evolución de un graben completo (Fig. 6.12). Este gráben es una cuenca pequeña de 45 Km. de longitud y de 10 a 12 Km. de ancho, caracterizada por múltiples altos intrabasamento y bloques afectados por fallas sintéticas y antitéticas (Fig.6.8). Originalmente la falla más antigua, que tenía su vergencia hacia el oeste, fue una falla de rumbo lateral -derecho, que tiene una traza compleja con múltiples fallas antitéticas ramificadas y curvadas. Las fallas sintéticas representan un porcentaje más alto de extensión, sin embargo la extensión significativa es inferida por las fallas antitéticas menores, que son más comunes hacia el hombro del gráben. A lo largo del rumbo disminuye el salto de falla que es tomado por un plegamiento complejo en la caja piso tal como se observa en la colina Canastones. Hacia el norte, esta falla se va perdiendo cerca a Cerro Negro, donde existe un alto de basamento formado por la intersección del gráben fallado con una falla de transferencia lateral-derecha. Esta falla de transferencia provocó el cambio de la polaridad cerca a las Salinas de Otuma. Las fallas de transferencia son más obvias a lo largo de la fallas con rumbo noreste y vergencia al este, habiendo sido importante su influencia durante las etapas de extensión. Los cambios de facies a lo largo del rumbo, están relacionados con las fallas de transferencia, el desplazamiento de la falla y por las fuentes locales que se han derivados de los altos de intracuenca.

El mapa geológico entre Majjo y la desembocadura del Río Grande no sólo ilustra la compleja geometría del graben, sino también las distintas respuestas reológicas de la extensión, la geometría y el relleno sedimentario del gráben de Montegrande (Fig. 6.13). Es decir, es mucho más probable que ocurran las inversiones tectónicas en las rocas volcánicas Jurásicas estratificadas que en las rocas metamórficas del basamento. Las rocas del basamento Proterozoico exhiben foliaciones en las zonas de cizalla dúctil con pliegues complejos, que impiden la reactivación de las fallas por distancias largas. Sin embargo, existe la necesidad de estudiar y comparar la fábrica Proterozoica versus el patrón estructural Cenozoico. La rotación del muro de falla (footwall) ha sido coetáneo con la inversión de la falla. La presencia de las fallas antitéticas invertidas fue importante para la rotación de los estratos sin-rift. Aun queda pendiente por determinar si la rotación fue alrededor del eje horizontal o sólo se debió a una simple inclinación relacionada con el fallamiento contemporáneo. Los grábenes relacionados con las fallas mayores presentan

extensión a lo largo del rumbo en pocos kilómetros y están segmentados por discretas fallas de transferencia. La falla principal (master fault) con vergencia al oeste se relaciona con numerosas fallas sintéticas. La depositación temprana en el sin-rift estuvo controlada por la escarpa del hombro del graben. Durante el Oligoceno tardío, la extensión fue transferida al este cambiando la polaridad de las fallas que permitió la acumulación de los sedimentos gruesos de la Formación Chilcatay en el techo de falla (hangingwall). Debido a las fallas antitéticas se formaron numerosos altos intra-rift. El mayor levantamiento y la inversión tectónica producida en el área, fue causado por la subducción de la Dorsal de Nazca.

La asimetría del graben formado por fallas está bien expuesta en la Quebrada Huaricangana y en el área del Río Grande. En este sector se observa un semigraben afectado por fallas antitéticas unidas a la falla mayor (Figs. 6.14C y 6.14D). Con frecuencia las fallas principales y sus fallas antitéticas han sido invertidas (Figs. 6.14A y 6.14B). Las fallas que involucran al basamento son de alto ángulo, sin embargo el levantamiento del muro de falla (footwall) ha sido importante para el fallamiento gravitacional (Figs. 6.14E y 6.14F). Los extremos de los mantos de deslizamientos gravitacionales han sufrido una compleja deformación debido a problemas de espacio causado por la formación de los duplex extensionales (Figs. 6.14G y 6.14H).

TECTÓNICA Y MODELO DEPOSITACIONAL DEL CENOZOICO

La cuenca de antearco denominada Pisco Oriental ha evolucionado sobre un basamento que varía en edad y litología. Este basamento se compone de esquistos y gneises Proterozoicos, rocas graníticas Devonianas y volcánicas Jurásicas. La convergencia oblicua, la fuerte unión de placas, así como la heterogeneidad de la litosfera; fueron los principales factores que controlaron la partición de los esfuerzos y la formación de fallas de rumbo en la placa superior.

Un patrón de fallas en zigzag refleja posiblemente la influencia de la fábrica estructural preexistente. Sin embargo la identificación de zonas de transferencia ayuda a explicar la geometría de estas fallas, los cambios de polaridad de los grabenes y variaciones del salto de falla a lo largo del rumbo. La geometría rómbica de las fallas producidas por fallas en zigzag es un patrón muy tentador para una interpretación transtensional de la cuenca. Cualquiera que sea el origen estructural, se propone un modelo tectónico sedimentario que explica la evolución de la cuenca en cuatro etapas muy distintas (Fig. 6.15).

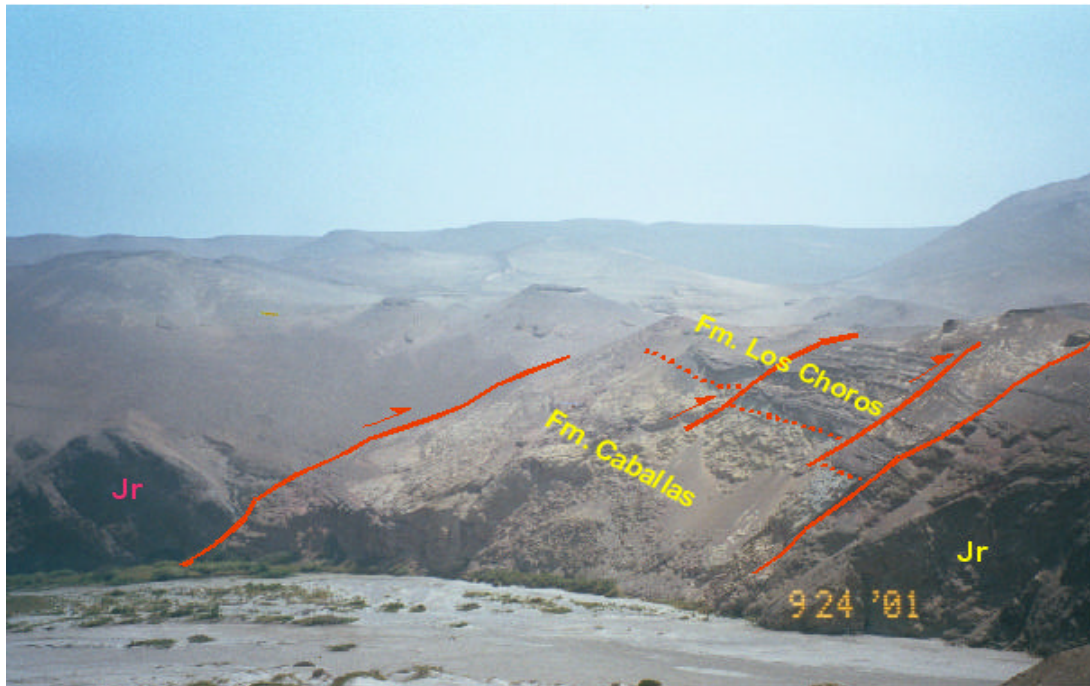
Extensión en el Eoceno Medio y la formación de semigrabenes

La extensión en el Eoceno Medio es interpretada a partir de las facies de abanicos aluviales y cuñas de progradación que

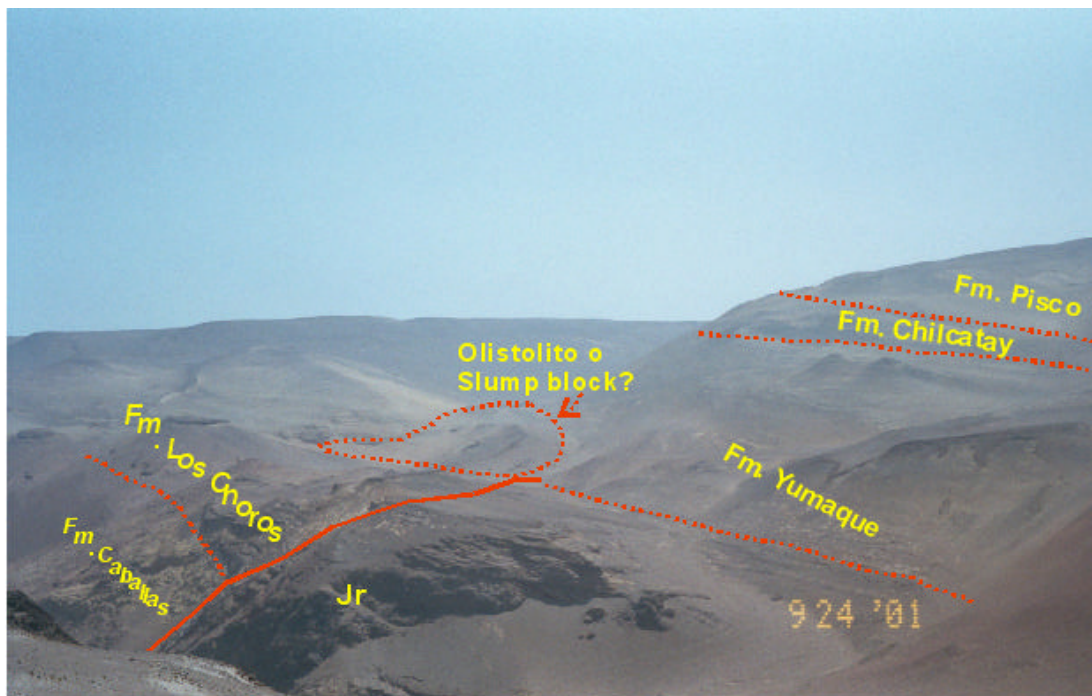
ocurren en la Formación Caballas y que han sido derivadas de la erosión de las escarpas de falla. A medida que la extensión continuaba, ocurre la primera incursión marina tal como se evidencia en los depósitos de aguas poco profundas y de energía alta a baja de la unidad sobreyacente descrita como la Formación Los Choros. Un equilibrio episódico entre el fallamiento y los aportes de sedimentos, causó un apilamiento repetitivo de eventos progradacionales. Los grandes olistolitos, fallas sindepositacionales, rotación de capas y un espesor grueso de flujos de escombros con conglomerados de esta unidad, confirman la actividad de las fallas durante la sedimentación. La subsidencia que estuvo controlada por sistemas de fallas también es responsable de la inundación marina y depositación de lodolitas tobáceas ricas en diatomeas pertenecientes a la Formación Yumaque. Aún más, la presencia de olistolitos de areniscas y lodolitas se interpreta como indicativos de un fallamiento activo durante el episodio de sedimentación

Extensión en el Oligoceno Tardío, cambio de polaridad y formación de grabenes completos

Una ligera discordancia angular y la presencia de conglomerados de flujos de escombros asociados a areniscas de aguas poco profundas de la Formación Chilcatay, son interpretados como el resultado de la extensión Oligocena Tardía. Localmente, el ascenso del bloque levantado causó un retroceso de la escarpa de falla y la depositación de los abanicos aluviales interestratificados con facies litorales. Una sucesión repetida y discontinua de progradación de la línea de costa (shoreface) permitió la depositación hasta el momento en que el equilibrio entre alimentación de sedimentos y fallamiento fue quebrado. La presencia de agujas volcánicas en las areniscas indica importantes aportes de volcanismo aéreo que causaron una cementación muy rápida. El fallamiento persistente da lugar a otro evento importante de inundación marina con depositación de lodolitas tobáceas y diatomáceas finamente laminadas pertenecientes a la Formación Pisco Inferior. Las capas de tobas, pellets fosfáticos y diatomitas son muy características en esta unidad y están presentes a través de toda la sección. Las corrientes de agua de surgencia (upwelling) durante la sedimentación de la Formación Pisco no fueron tan importantes como si ocurrió con la Formación Yumaque. Las areniscas interestratificadas son interpretadas como el resultado de ingreso de elementos terrígenos gruesos durante el levantamiento del muro de falla (footwall) que se movió a lo largo del eje axial de los flancos del graben. La evolución estructural y depositacional varía a lo largo y ancho de la cuenca y fue caracterizada ya sea por la reactivación de las fallas principales, por la formación de nuevas fallas sintéticas o por la generación de nuevos grabenes con diferentes polaridades. El cambio de polaridad del graben causó la formación de un graben completo como es demostrado por el abandono y disminución en la actividad de las fallas limitantes



Flanco sur del graben invertido de Montegrande mostrando a la Formación Guaneros (gris oscuro) con buzamientos fuertes que está en contacto fallado con la Formación Caballas (rocas rojizas y amarillo bronce). Obsérvese las lodolitas de la Formación Yumaque cubriendo las capas con buzamientos fuertes (rocas Jurásica). A la derecha de la foto se observa fallas antitéticas invertidas en echelón.



Continuación de la foto panorámica mirando al oeste donde se observa el contacto normal entre la Formación Caballas (amarillo) y la Formación Los Choros (gris oscuro). Existe un bloque grande que representa un olistolito o un bloque de slump.

Figura N° 6.13.- Geometría y Relleno Sedimentario del graben de Montegrande.



A. Primer plano de un graben invertido en la margen derecha de Rio Grande, al sur de Monte Grande, mostrando los volcánicos Jurásicos de la Formación Guaneros con buzamiento fuerte en contacto fallado con la Formación Los Choros.



B. Primer plano de las fallas antitéticas invertidas.



C. Vista panorámica del graben en la margen izquierda de Rio Grande al sur de Monte Grande, mostrando un borde de falla mayor y una falla antitética que causan la rotación de las capas de la Formación Caballas y de la parte inferior de Formación Los Choros. El tope de las capas está cubierto por un olistolitos grandes de la Formación Caballas.



D. Primer plano de la falla antitética mostrando estrías bien definidas.

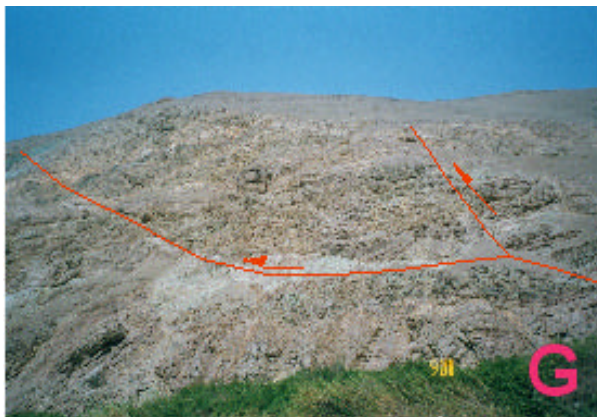
Figura N° 6.14.- Estilos Estructurales en la Cuenca Pisco Oriental.



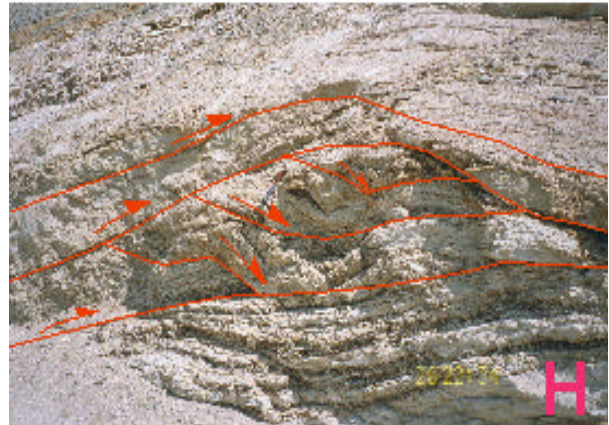
E. Vista panorámica del lado sur de Quebrada Huaricanga, mostrando un dique de arena en la Formación Pisco.



F. Playa El Erizal. Grábenes parásitos desarrollados sobre rocas Proterozoicas que afectados por fallas de gravitaciones cerca a la base de la Formación Yumaque. Los grabenes parásitos están rellenos por areniscas de la Formación Los Choros. El deslizamiento gravitacional ocasionó la rotación significativa de las capas.



G. Falla invertida en la Formación Guaneros a lo largo de la margen izquierda de Rio Grande, al sur de Monte Grande.



H. Primer plano de un complejo duplex extensionales desarrollados en la Formación Pisco al pie de los bloques de slumps en Maijo.

Figura N° 6.14.- Estilos Estructurales en la Cuenca Pisco Oriental.

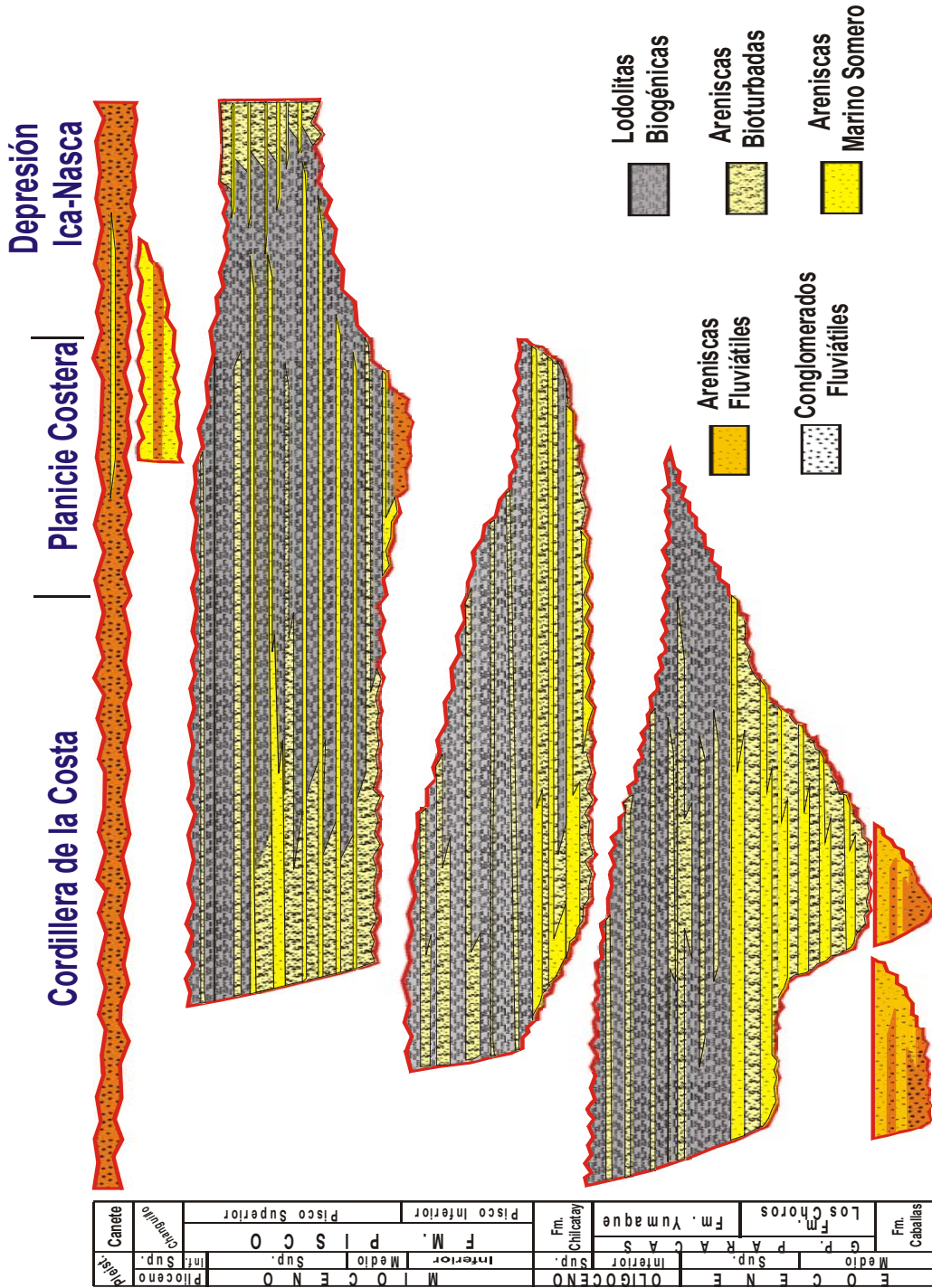


Figura N° 6.15.- Cuadro Cronostratigráfico.

antiguas, y por el desarrollo y espaciamiento de las fallas menores.

Levantamiento en el Mioceno Medio y renovación de la extensión

El levantamiento del Mioceno Medio y el evento compresivo de poca duración fue causado por el cambio regional de la orientación del campo de los esfuerzos, antes de la renovación de la extensión a lo largo de fallas pre-existentes. La extensión fue acompañada por levantamiento del muro de falla (footwall), retroceso de la falla de escarpa y por una ligera rotación de capas que causó una incisión y rejuvenecimiento de los ríos. Como resultado de esta incisión se produce el desarrollo de valles de incisión que fueron rellenados por conglomerados fluviales. La subsidencia continua que estuvo controlada por el fallamiento, originó una rápida «inundación» del valle de incisión y da lugar a la depositación de lodolitas biogénicas y tobáceas de la Formación Pisco Superior, por debajo de la base de tormentas. Muy parecido a lo que ocurre con la Formación Yumaque, la presencia de dolomitas, pellets fosfáticos y laminaciones, son interpretadas como indicativos de

«upwelling» con características muy parecidas a las de la actual Corriente de Humboldt. La presencia de tobas, fragmentos de vidrio volcánico dispersos en las lodolitas, registra un volcanismo activo en el sector este de la cuenca. Importantes espesores de areniscas son interpretados como parte del aporte episódico de material terrígeno durante el levantamiento continuo del muro de falla (footwall).

Inversión de cuenca y su levantamiento durante el Plioceno Tardío al Pleistoceno

La inversión de la cuenca y su levantamiento durante el Plioceno Tardío al Pleistoceno, fueron el resultado de la subducción de la dorsal asísmica de Nazca en su migración hacia el sur paralelamente a la costa y por debajo de las cuencas de antearco del Perú. Así mismo, la modificación de los esfuerzos regionales hacia los contactos de las placas dió como resultado el levantamiento regional. Este gran cambio en la orientación de los campos de los esfuerzos fue algo predecible ya que los grábenes nunca se desarrollan bajo esfuerzos estables de gran duración.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

1. El presente estudio, basado en evidencias de la tectónica transtensional, permite concluir en un modelo de evolución de la cuenca que se explica en cuatro etapas muy distintas:

- Extensión en el Eoceno Medio y formación de semigrábenes.
- Extensión, cambio de polaridad y formación de grábenes completos en el Oligoceno Tardío.
- Levantamiento en el Mioceno Medio y renovación de la extensión.
- Inversión de cuenca y su levantamiento durante el Plioceno Tardío al Pleistoceno.

2. Las etapas de evolución están representadas por numerosas litofacies derivadas de la erosión de las escarpas de fallas, subsidencia controlada por sistemas de fallas y flujos de escombros con abanicos aluviales.

3. La cuenca Pisco representa una cuenca de antearco originada como resultado de la reorganización global de las placas en el Eoceno Medio, que dio lugar a una marcada convergencia oblicua con formación de fallas de rumbo paralelo a la fosa.

4. Las investigaciones geológicas han contribuido a entender mejor la estratigrafía y evolución tectónosedimentaria de la cuenca Pisco Oriental.

5. El modelo de evolución tectóno-sedimentaria en el continente, permite establecer comparaciones de los estilos estructurales y la cronología de eventos en los grábenes Cenozoicos del mar abierto (offshore).

6. Los estudios de petrofacies y procedencia indican el aporte de sedimentos desde fuentes cercanas con transporte corto así como proveniencia de fragmentos de litologías variadas ligadas directamente con el levantamiento y la erosión de bloques próximos a los grábenes que formaban la cuenca Pisco.

7. La calidad de los reservorios varía rápidamente en distancias cortas de acuerdo a la fuente de aporte, permanencia de los granos en el medio sedimentario y transformaciones de sus componentes. Es decir, que la calidad de la roca reservorio no solo radica exclusivamente en su porosidad primaria, sino que por procesos diagenéticos, soterramiento, cementación y disolución pueden por ejemplo malograr la porosidad primaria y mejorar la secundaria.

CONSIDERACIONES FINALES

La deformación de la cuenca de antearco Pisco Oriental está relacionada con la extensión oblicua que ha sufrido, habiendo dado lugar a la formación de numerosos grábenes en un corredor estrecho y alargado, ubicados sobre la fábrica estructural pre-existente de la Cordillera de la Costa. La cuenca ha sufrido cuatro episodios de deformación con diversos grados de extensión. La inversión de los grábenes ocurrió a fines del Neógeno a causa de la Dorsal de Nazca. Los estudios de petrofacies indican al menos tres áreas importantes como fuente de aportes de sedimentos cercanos a los grábenes de la cuenca Pisco.

BIBLIOGRAFÍA

- ADAMS, J.I. (1906) - Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Lima e Ica. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Perú*, (37): 1-94.
- AGUIRRE, L. (1988) - Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow: Rio Grande Formation, Peru. *J. South American Earth Sciences*, 1(4): 343-361.
- ALEMÁN, A. (1996) - Stratigraphy, sedimentology, and tectonic evolution of the rio Cañete basin: central coastal ranges of Peru. En: International Symposium of Andean Geodynamics, 3rd, Saint Malo, 1996, *Extended abstracts*. Paris: ORSTOM, p. 261-264.
- ALEMÁN, A. & MARKSTEINER, R.M. (1997) - Petroleum systems and structural styles in the Santiago fold and thrust belt: a salt related orogenic belt. En: Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas», 6^o, Cartagena de Indias, 1997. *Memorias*. Bogotá, t. 2, p. 171-186.
- ALEMÁN, A. & RAMOS, V. (2000) - Northern Andes. En: Cordani, U.G., et al., eds. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 453-480.
- ALLEMAN, V. (1991) - Presencia de Myaliniidae (Mollusca Bivalvia) en la serie carbonífera de Paracas (Pisco-Dpto. de Ica). En: Congreso Peruano de Geología, 7^o, Lima, 1991. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 2, p. 399-400.
- ALLEMAN, V. & PFEFFERKORN, H.W. (1991) - Bosques en posición de vida en el Carbonífero de Paracas. En: Congreso Peruano de Geología, 7^o, Lima, 1991. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 2, p. 395-398.
- ATHERTON, M.P.; PITCHER, W.S. & WARDEN, V. (1983) - The Mesozoic marginal basin of central Peru. *Nature*, 305(9): 303-306.
- ATHERTON, M.P. (1990) - The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of «new» crust formed within rifted continental margin. *Geological journal*, 25(3-4): 337-349.
- AZÁLGARA, C. (1994) - *Structural evolution of the offshore forearc basins of Peru, including the Salaverry, Trujillo, Lima, West Pisco and East Pisco Basins*. M.S. Thesis, Rice University, Houston, TX, 160 p.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B.L. (1976) - Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11): 686-692.
- BASU, A. (1985) - Reading provenance from detrital quartz. En Zuffa, G.G. Provenance of arenites. Dordrecht: Reidel Publishing. p. 231-247.
- BECKINSALE, R.D., et al. (1985) - Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal batholith of Peru. En: Pitcher, W.S., et al., eds. *Migmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, p. 177-202.
- BELLIDO, E. & NARVÁEZ, S. (1960) - Geología del cuadrángulo de Atico. *Comisión Carta Geológica Nacional*, 2, 59p.
- BENAVIDES, V. (1956) - Cretaceous system in northern Peru. Doctoral Thesis, Faculty of Pure Science, Columbia University. *Bull. American Museum of Natural History*, 108(4): 353-494.
- BENAVIDES, V. (1962) - Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (38): 5-63.
- BENAVIDES, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication, 7, p. 61-107.
- BROGGI, J. (1925) - Posibilidades petrolíferas en la faja costera Lima-Ica. En: Perú. Ministerio de Fomento, *Síntesis de la Minería Peruana en el Centenario de Ayacucho*. Lima: Imprenta Torres Aguirre, t. 2, pt. 1, p. 90-113.

- BUSSELL, M.A. (1983) - Timing of tectonic and magmatic events in the Central Andes of Peru. *Jour. Geol. Soc. London*, 140(2): 279-286.
- CALDAS, J. (1978) - Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. *Inst. Geol. Min., Boletín* 30, 78p.
- CLARK, A.H., et al. (1990) - Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7):1520-1583.
- COBBING, E.J. (1978) - The andean geosyncline in Peru, and its distinction from alpine geosynclines. *Jour. Geol. Soc. London*, 135 (2): 207-218.
- COBBING, E.J., et al. (1981) - *The geology of the Western Cordillera of northern Peru*. London: Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 5, 143 p.
- COBBING, E.J. & PITCHER, W.S. (1983) - Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. En: Roddick, J.A., ed. *Circum-Pacific plutonic terranes*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 159, p. 277-291.
- DALMAYRAC, B.; LANCELOT, J.R. & LEYRELOUP, A. (1977) - Two billion year granulites in the Late Precambrian metamorphic basement along the Southern Peruvian coast. *Science*, 198(4312): 49-51.
- DÁVILA, D. (1989) - Estratigrafía cenozoica del valle del río Grande, cuenca de Pisco, Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 65-76.
- DEVRIES, T.J. (1998) - Oligocene deposition and Cenozoic sequence boundaries in the Pisco basin (Peru). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 217-231.
- DEWEY, J.F. & LAMB, S.H. (1992) - Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205(1-3): 79-95.
- DICKINSON, W.R. (1974) - Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 19, p. 230-239.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979) - Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, 63(12): 2164-2182.
- DOUGLAS, J.A. (1920) - Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. II: From the Port of Mollendo to the Inambari river. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 76(301): 1-61.
- DUNBAR, R.B. & BAKER, P.A., eds. (1988) - *Cenozoic geology of the Pisco Basin; a guidebook to accompany a regional IGCP 156 field workshop: «Genesis of Cenozoic phosphorites and associated organic-rich sediments, Peruvian continental margin»*. Houston, TX: Rice University, 253 p.
- DUNBAR, R.B.; MARTY, R.C. & BAKER, P.A. (1990) - Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77(3-4): 235-261.
- FERNÁNDEZ DÁVILA, M. (1993) - Geología de los cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 47, 62 p.
- FRANTZ, E.L. (1993) - *Sedimentological and geochemical study of the late Eocene to early Oligocene Yumaque Formation, east Pisco basin, Peru*. M.S. Thesis, Rice University, Houston, TX, 203 p.
- FUCHS, F.G. (1903) - Notas sobre el terreno Carbonífero de la Península de Paracas. *Bol. Soc. Nac. Minería y Petróleo*, 6(68): 233-237.
- FUCHS, F.G. (1905) - La región cuprífera de los alrededores de Ica y Nasca. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Perú*, 29, 100p.
- HANNA, G.D. & ISRAELSKY M.C. (1925) - Contribution to the tertiary paleontology of Peru. *Proceedings California Academy of Sciences*, 14(2): 37-75.
- HUSSONG, D.M. & WIPPERMAN, L.K. (1981) - Vertical movement and tectonic erosion of the continental wall of the Peru-Chile trench near 11°30'S latitude. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 509-524.
- INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1980) - Sinopsis explicativa del mapa geológico del departamento de Ica, Escala 1:250,000. *INGEMMET, Boletín, Serie F: Folletos Técnicos*, 2, 27 p.
- ISACKS, B.L. & BARAZANGI, M. (1977) - Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of

- the subducted lithosphere. En: Talwani, M. & Pitman, W.C. III., eds. *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Washington DC: American Geophysical Union, p. 99-114.
- JACKSON, J.A., et al. (1988) - Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains: an example from the southern Gulf of Suez. *Journal of Structural Geology*, 10(2): 155-170.
- JAILLARD, E. & JACAY, J. (1989) - Les «Couches Chicama» du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, II, 308(16): 1459-1465.
- JAILLARD, E. (1994) - Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: Salfity, J.A., ed. *Cretaceous tectonics of the Andes*. Wiesbaden: Vieweg, p. 101-166.
- JAMES, D.E. (1971) - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12): 3325-3346.
- JONES, P.R. (1981) - Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca Plate, 9°S latitude. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 423-443.
- KULM, L.D., et al. (1981) - Crustal structure and tectonics of the central Peru continental margin and trench. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 445-468.
- LEÓN, W. & ALEMÁN, A. (2002) - Forearc extension: tectonics, sedimentologic, and stratigraphic evolution of the East Pisco basin (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 11°, Lima, 2002, *Trabajos científicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú
- LEÓN, W., et al. (2005) - Elementos estructurales y evolución tectónica-sedimentaria de la cuenca Pisco Oriental (Antearco peruano) (CD-ROM). En: Congreso Latinoamericano de Geología, 12°, Quito, 2005. *Memorias*. Quito: Colegio de Ingenieros Geólogos, de Minas, Petróleos y Ambiental, 5 p.
- LISSON, C. (1898) - Los fosfatos de Ocucaje. *Bol. Minas, Industrias y Construcciones*, 14(5-7): 10 p.
- LISSON, C. (1925) - Algunos fósiles del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (1): 23-30.
- MACHARÉ J. (1987) - *La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales*. Thèse Docteur, Université de Paris XI, Orsay, 391 p.
- MACHARÉ, J. & FOURTANIER, E. (1987) - Datation des formations tertiaires du bassin de Pisco (Pérou) a partir d'associations de diatomées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 305(5): 407-412.
- MACHARÉ, J. & ORTLIEB, L. (1990) - Recent vertical motions and the subduction of the Nazca ridge, central coast of Peru. En: Symposium International «Géodynamique Andine», Grenoble, 1990, *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 91-94.
- MACHARÉ, J., et al. (1986) - Tectónica Cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (76): 45-77.
- MARKSTEINER, R. & ALEMÁN, A. (1997) - Petroleum systems along the fold belt associated to the Marañon-Oriente-Putumayo (MOP) foreland basins. En: Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas», 6°, Cartagena de Indias, 1997. *Memorias*. Bogotá, t. 2, p. 63-74.
- MARSTERS, V.F. (1909) - Informe sobre la costa sur del Peru. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Perú*, (70): 1-112.
- MARTIN, J.B. (1987) - *Geochemistry of dolomites in Tertiary organic-rich sediments: Pisco Basin of Peru*. M.S. Thesis, Duke University, Durham, NC, 214 p.
- MARTY, R.C., et al. (1988) - Late Eocene diatomite from the Peruvian coastal desert: Coastal upwelling in the eastern Pacific and pacific circulation before the terminal Eocene event. *Geology*, 16(9): 818-822.
- MARTY, R.C. (1989) - Stratigraphy and chemical sedimentology of Cenozoic biogenic sediments from the Pisco and Sechura Basins, Peru. PhD Thesis, Rice University, Houston, TX, 238 p.
- MÉGARD, F. (1984) - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geological Society London*, 141(5): 893-900.
- MENDÍVIL, S. (1983) - Estratigrafía sedimentaria y volcánica del Terciario en la faja costanera del sur del Perú. *La Picota*, 1(1):1-29.

- MERTZ, D. (1966) - Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen der Piscoformation Südperu. *Palaeontographica Abt. B*, 118: 1-51.
- MONTOYA, M.; GARCÍA, W. & CALDAS, J. (1994) - Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palpa, Nasca y Puquio. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 53, 100 p.
- MOORE, N.D. & AGAR, R.A. (1985) - Variations along a batholith: the Arequipa segment of the Coastal Batholith of Peru. En: Pitcher, W.S., et al., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, p. 108-118.
- MORTIMER, C. (1973) - The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *J. Geological Society London*, 129(5): 505-526.
- MUKASA, S.B. & HENRY, D.J. (1990) - The San Nicolas batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *J. Geological Society London*, 147(1): 27-39.
- MYERS, J.S. (1974) - Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'. *AAPG Bulletin*, 58(3): 474-487.
- NAESER, C.W., et al. (1991) - Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru): Stratigraphic and tectonic implications: *J. South American Earth Sciences*, 4(1-2): 61-71.
- NEWELL, N.D. (1956) - Reconocimiento geológico de la región Pisco - Nazca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (30): 261-295.
- NEWELL, N.D.; CHRONIC, B.J. & ROBERTS, T.G. (1953) - *Upper Paleozoic of Peru*. New York: Geological Society of América, Memoir, 58, 276 p.
- NOBLE, D.C., et al. (1990) - Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 102(8): 1105-1113.
- OLEACHEA, T. (1888) - Ligera relación del viaje a la Provincia de Ica. *Bol. Minas, Industrias y Construcciones*, 4(5-6): 37-39, 42-46.
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. (1987) - Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248.
- PETERSEN, G. (1954) - Informe preliminar sobre la geología de la faja costanera del departamento de Ica. *Boletín Técnico Emp. Petrolera Fiscal*, (1): 33-77.
- PILGER, R.H. (1981) - Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 92(7): 448-456.
- PISCIOTTO, K.A. & GARRISON, R.E. (1981) - Lithofacies and depositional environments of the Monterrey Formation, California. En: Garrison, R.E. & Douglas, R.G., eds. *The Monterrey Formation and related siliceous rocks of California*. Los Angeles, CA: Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Publication 15, p. 97-122.
- PITCHER, W.S. (1978) - The anatomy of a batholith. *J. Geological Society London*, 135(2): 157-182.
- PITCHER, W.S. (1979) - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geological Society London*, 136(6): 627-662.
- PITCHER, W.S. (1985) - A multiple and composite batholith: En: Pitcher, W.S., et al., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, p. 93-101.
- PITCHER, W.S., et al., eds. (1985) - *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, 329 p.
- PORTUGAL, J. (1974) - Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucia area, Department of Puno, Perú. *AAPG Bulletin*, 58(6): 982-998.
- RAMOS, V. & ALEMÁN, A. (2000) - Tectonic Evolution of the Andes. En: Cordani, U.G., et al., eds. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 635-685.
- REGAN, P. (1985) - The early basic intrusions. En: Pitcher, W.S., et al., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, p. 72-89.
- RÜEGG, W. (1956) - Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00'-15°24' Sudperu. *Geologische Rundschau*, 45(3): 775-856.
- RUEGG, W. (1961) - Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la Costa Sur del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (36): 203-208.
- SCOTESE, C.R.; GAHAGAN, L.M. & LARSON, R.L. (1988) - Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and

- Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155(1-4): 27-48.
- SÉBRIER, M. & SOLER, P. (1991) - Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 259-278.
- SCHWELLER, W.J.; KULM, L.D. & PRINCE, R.A. (1981) - Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Peru-Chile trench. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 323-349.
- SHACKLETON, R.M., et al. (1979) - Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *J. Geological Society London*, 136(2): 195-214.
- SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. (1980) - Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85 (B7): 3711-3739.
- SOLER, P. & BONHOMME, M.G. (1990) - Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to present. En: Kay, S.M. & Rapela, C.W., eds. *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 241, p. 173-192.
- SOULAS, J.P. (1977) - Les phases tectoniques andines du Tertiaire supérieur, résultats d'une transversale Pisco-Ayacucho (Pérou Central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 284(22): 2207-2210.
- STAPPENBECK, R. (1916) - Zur Geographie und Geologie des Hochlandes von Parinacochas im Sudperu. *Zeitschrift Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, p. 355-366.
- STEINMANN, G. (1929) - *Geologie von Peru*. Heidelberg: Carl Winters, 448 p.
- STEWART, J.W.; EVERDEN, J.F. & SNELLING, N.J. (1974) - Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85(7): 1107-1116.
- STOCK, C.E. (1989) - *Tertiary geology of the Quebrada Huaricangana area, East Pisco Basin, southern Peru: Late Paleogene to Neogene transgressive sedimentation within a forearc basin*. M.S.Thesis, Rice University, Houston, TX, 182 p.
- SUÁREZ, M.; NARANJO, J.A. & PUIG, A. (1985) - Estratigrafía de la Cordillera de la Costa, al sur de Taltal, Chile: etapas iniciales de la evolución Andina. *Revista Geológica de Chile*, (24): 19-28.
- SUESS, E. et al. (1988) - *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Peru Continental Margin covering Leg 112, Part A: Initial reports, vol. 112*. Texas: College Station, 1015 p.
- TEVES, N. (1975) - Aspectos sedimentarios y estructurales del sector costanero peruano frente a la dorsal de Nazca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (50): 87-98.
- THORNBURG, T.M. & KULM, L.D. (1981) - Sedimentary basins of the Peru continental margin: structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6°S to 16° latitude. En: Kulm, L.D., et al., eds. *Nazca plate: crustal formation and Andean convergence*. Boulder, CO: Geological Society of America, Memoir 154, p. 393-422.
- TOSDAL, R.S.; CLARK A.H. & FARRAR, E. (1984) - Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95(11): 1318-1332.
- VICENTE, J.C., et al. (1979) - El sobre-escurrecimiento de Cinchalluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (61): 67-99.
- VICENTE, J.C. (1981) - Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. En: Volkheimer, W. & Musacchio, E., eds. *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Buenos Aires, t. 1, p. 319-351.
- VICENTE, J.C., et al. (1982) - La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. En: Congreso Latinoamericano de Geología, 5, Buenos Aires, 1982, *Actas*. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, t. 1, p. 121-153.
- VICENTE, J.C.; ZULOAGA, A. & HURE, F. (2000) - Características de la extensión Eo-Terciaria en el sector costero de Palpa (Provincia de Ica): enseñanzas del corte del curso inferior del Río Grande (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000, *Trabajos Técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú.

- VICENTE, J.C. (2004) - Dinámica tectono-sedimentaria del Grupo Paracas en el sector costero de Palpa (provincia de Ica). En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004, *Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 552-555.
- VON HUENE, R. & SCHOLL, D.W. (1991) - Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3): 279-316.
- VON HUENE, R.; KULM, L.D. & MILLER, J. (1985) - Structure of the frontal part of the Andean convergent margin. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B7): 5429-5442.
- VON HUENE, R. & LALLEMAND, S.E. (1990) - Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, 102(6): 704-720.
- WILSON, J.J.; REYES, L. & GARAYAR, J. (1967) - Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari. *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 16, 95 p.
- WILSON, P.A. (1975) - *Potassium-argon age studies in Peru with particular reference to the chronology of emplacement of the coastal batholith*. PhD Thesis, University of Liverpool, Liverpool, 299 p.
- ZEILLER, M.R. (1910) - Sur quelques plantes Wealdiennes du Pérou; note. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 150: 1488-1490.



Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima 41, Perú
Teléfonos: 051-1-618-9800
Fax: 051-1-225-3063 / 051-1-225-4540
[http: www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)
e-mail: comunicacion@ingemmet.gob.pe