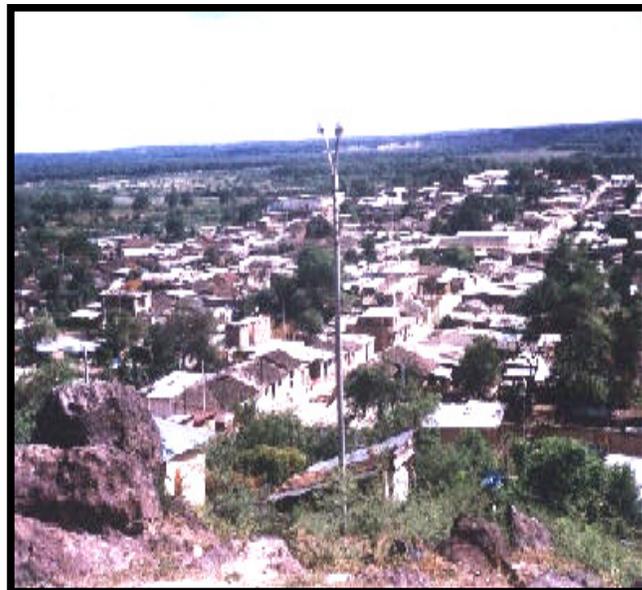




**DIRECCIÓN DE RECURSOS MINERALES Y ENERGÉTICOS**

## **SÍNTESIS GEOECONÓMICA DE LA REGIÓN**

### **PIURA**



**PROGRAMA DE METALOGENIA**

**Director DRME**

**Dr. Humberto CHIRIF**

**Preparado por:**

**Ings. Italo RODRÍGUEZ, Dina HUANACUNI**

**Lima, Perú**

**Abril, 2011**

## I. MARCO TECTÓNICO – GEOLÓGICO

### 1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Lancones se sitúa en el noroeste del Perú, y se extiende al sur del Ecuador, donde se le conoce con el nombre de “Cuenca Celica”. Constituye una estructura alargada de rumbo NE-SO. Se encuentra limitada al oeste y norte por el macizo paleozoico Amotapes-Tahuín y por el este con el Complejo metamórfico Olmos-Loja.

Presenta dos dominios litológicamente bien representados: El dominio occidental que corresponde a facies netamente sedimentarias y yacen sobre la cobertura del Macizo de Amotapes (Morris & Alemán, 1975; Reyes & Caldas, 1987), y el dominio oriental, conformada por rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias (Kennedy, 1973; Reyes & Caldas, 1987; Jaillard et al., 1998). Estas series de edad cretácica fueron estudiadas también por Idding & Olsson (1928), Chalco (1955), Morris & Alemán (1975), Mourier (1988), Reyes (1989), Palacios (1994), Martínez del Olmo et al. (1999), entre otros; que permitieron definir la extensión de las unidades que conforman estas series dentro de esta cuenca.

Esta cuenca aproximadamente, coincide con la zona de transición entre los Andes Centrales, sin acreción de terrenos o bloques ofiolíticos, y los Andes del Norte, que han sufrido obducción y/o acreción de terrenos Oceánicos y/o Continentales (Mourier et al., 1998). Está área es la clave para entender el comportamiento tectónico de la margen Andina y de terrenos Alóctonos (Serrones et al., 1993).

Las series cretácicas de la Cuenca Lancones han sido definidas como parte de una cuenca intra-arco (Caldas & Farfan, 1997), cuenca rift (Lebrat et al., 1987; Ríos, 2004), cuenca *pull apart* (Litherland et al., 1993), cuenca transicional o intracratónica (Ínjoque et al., 2000), cuenca ante-arco (Jaillard et al., 1999) y cuenca tras-arco o arco fisural (Winter, 2008), entre otros.

El modelo asumido para la evolución magmática de la Cuenca Lancones, se originaría a partir de un *rift* con orientación NNE – SSO, bajo un régimen extensional ubicado dentro de una margen continental que se formó en el Albiano, hasta una cuenca marginal, que fue producto de la separación entre Gondwana y Laurasia, evidenciados por estudios de sedimentología, estratigrafía y geoquímica. (Scotese, 1991, Tegart et al., 2000; Ríos, A. 2004, Winter, 2008, Kennan & Pindell, 2009).

La presencia del *rift* tiene sustento litológico y geoquímico, pues los niveles basales del volcanismo, presentan basaltos andesíticos con estructuras almohadilladas y afinidad mayormente toleítica que corresponden a las secuencias volcánicas de volcanismo bimodal que gradan en composición de basaltos a riolitas de la Formación Ereo. Mientras que los afloramientos de las secuencias volcano-sedimentarias de edad Albiano-Cenomaniano, varían en composición, la cual define un ambiente sub-aéreo de mares someros y niveles ignimbríticos. Asimismo presentan una transición geoquímica que varía entre el límite toleítico y calcoalcalino, muy característico en arcos de isla y correspondientes al desarrollo de las secuencias volcánicas de la Formación La Bocana. (Reyes et al., 1987).

Esta rotación de bloques en sentido horario es producto de la Deflexión de Huancabamba (Mourier et al., 1988), conformando una paleoestructura tipo *rift* actualmente con orientación NE – SO. La

presencia de ventanas tectónicas en la Cuenca Lancones, pone en evidencia grandes desplazamientos en bloques con geometrías tipo *horts* y *graben*, permitiendo la exposición de afloramientos de unidades volcánicas y volcano-sedimentarias, en el sector central y oriental de la cuenca.

A partir del Cretácico superior - Cenozoico se ha registrado volcanismo sub-aéreo e intrusiones graníticas, tanto en el sector central de la cuenca como en su flanco oriental. Mientras que, hacia el lado occidental se depositaron secuencias sedimentarias del Cretácico superior que corresponden al desarrollo del Grupo Copa Sombrero y secuencias sedimentarias cenozoicas que migran lateralmente hacia la parte este hacia las rocas volcánicas y volcanoclásticas del sector oeste (Reyes & Caldas, 1987). Las mencionadas secuencias descritas se encuentran cortadas por numerosas intrusiones sub-volcánicas y por stocks plutónicos del Cretácico superior del Batolito de la Costa.

## 2. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La evolución tectónica del Jurásico y Cenozoico en la margen oeste de Sudamérica fue largamente una acumulación de terrenos y direcciones variables de convergencia de placas y velocidad (Soler and Bonhomme, 1990). La convergencia de placas fue influenciada por estadios tardíos del aperturamiento de Gondwana (Kennan & Pindell, 2009), que culminó en la separación del Océano Atlántico sur a comienzos del Cretáceo (Scotese, 1991). Estos eventos con subducción activa a lo largo de la margen oeste del continente, marcan la fase más antigua del ciclo Andino (Benavides-Cáceres, 1999).

A lo largo del Jurásico, un sistema de subducción con dirección sureste fue responsable del vulcanismo del arco continental a lo largo del segmento ecuatoriano (Litherland et al., 1994), donde también tenemos un sistema transcurrente sinistral dominado por el segmento peruano (Jaillard et al., 2000). Posteriormente un cambio de dirección de la convergencia hacia noreste ocurrió en el Cretácico inferior.

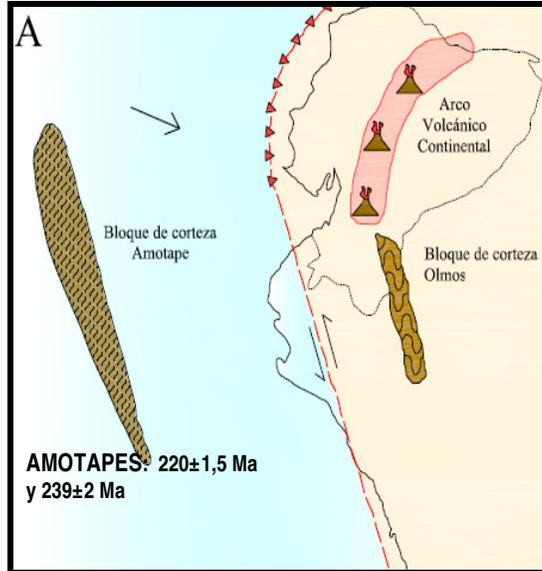
El Macizo Amotapes-Tahuín es un bloque microcontinental del Paleozoico que limita la parte occidental de la cuenca Lancones, y corresponde a un bloque alóctono de acreción continental derivado del modelo evolutivo establecido para la margen occidental de Gondwana, (Mourier et al., 1988; Aspden et al. 1995; Jaillard et al., 2000; Sempere et al., 2002; Winter, 2008; Kennan & Pindell, 2009).

El Macizo Amotapes esta compuesta por rocas metasedimentarias antiguas y rocas metaplutónicas del Triásico basados en trabajos geoquímicos y geocronológicos realizados en granitoídes de tipo S, de edades  $220 \pm 1,5$  Ma y  $239 \pm 2$  Ma., emplazados dentro de este bloque Amotapes-Tahuín, que confirman que este macizo paleozoico es un terreno parautóctono de corteza continental, que ha sufrido una migración transcurrente, acreción y deformación a partir del Jurásico (Bellido et al., 2008; Bellido et al., 2010) (Figuras 3.1 a 3.5).

Estudios paleomagnéticos realizados en la Cuenca de Lancones, muestran que en la cuenca, sucede un giro progresivo de cerca de  $90^\circ$  en sentido horario entre el Neocomiano y el Cretáceo superior (Mourier et al, 1988), que se ajusta a un régimen de cizalla dextral este-oeste observado en el Complejo Metamórfico del Oro (Aspden et al. 1995; Kennan & Pindell, 2009). Este giro correspondería al cambio de rumbo del flanco norte de la Deflexión de Huancabamba con respecto al rumbo del flanco sur, la cuenca transitó desde una dirección axial norte-sur hasta una posición noreste (Ríos, 2004).

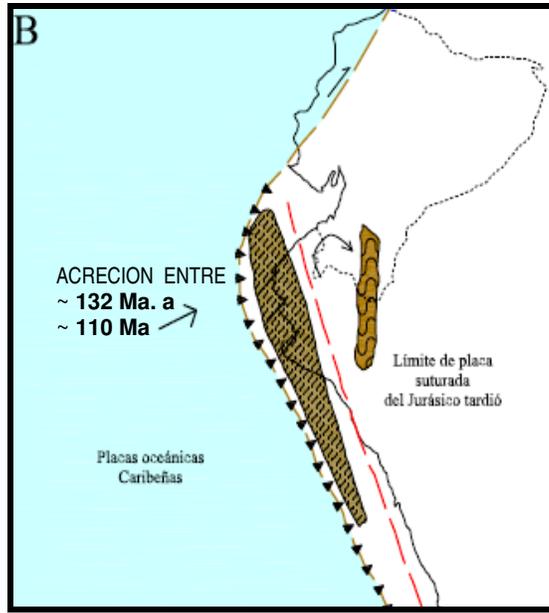
En el terreno Amotape-Tahuín hacia el sur del Ecuador, se observa rocas oceánicas metamorfizadas

a alta presión, que permiten aproximarnos en registrar las edades de las acreciones en el continente Sudamericano, durante el Neocomiano en ~132 a ~110 Ma. (Arculus et al., 1999; Bosch et al., 2002). El terreno aloctono Amotape fue transportado hacia el norte y adosado en el Cretácico inferior con tendencia al noreste por fallas dextrales desarrolladas durante la rotación en sentido horario (Mourier et al., 1988).



**Figura N° 3.1:** El Macizo Amotapes-Tahuín es un bloque microcontinental del Paleozoico. En el Jurásico inferior y los primeros inicios del Cretáceo se inicia la convergencia al SE de la placa oceánica proto-Farallón-Caribe con la placa Continental Sudamericana; ocurre subducción a lo largo del segmento ecuatoriano, mientras que el margen peruano tiene en sus inicios un dirección NNW.

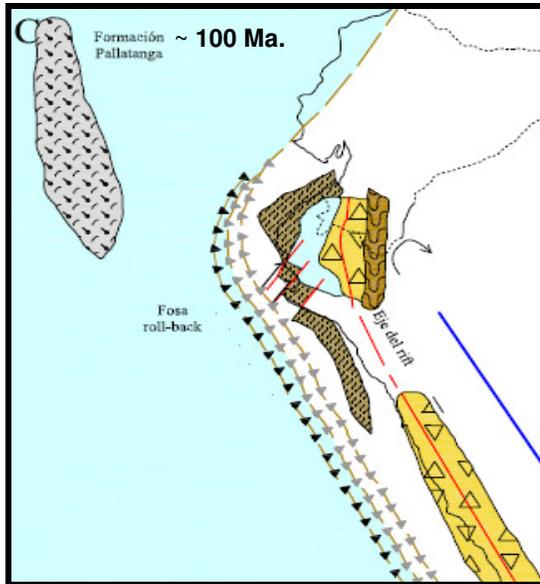
La acreción esta temporalmente enlazada y activada, hacia el oeste reubicado a lo largo del borde de la placa, manifestandose como una nueva zona de subducción, con tendencia hacia el nor-noroeste del segmento Peruano. Bajo este sistema de arco tipo Mariana, con característica de subducción empinada y una fosa de subduccion causado por la extensión y atenuación en la placa continental; el resultado es un *riff* que origina la Cuenca Lancones, seguido por la deposición de secuencias marinas y la erupción de grandes volúmenes de rocas volcánicas máficas dominantes (Benavides Cáceres, 1999).



**Figura Nº 3.2:** El terreno Amotape entre 132 a ~110 Ma. Se acreciona al continente sudamericano durante el Cretácico inferior. Los subsiguientes procesos son sucesivos. El cambio en la dirección de convergencia de SE a NE; la acreción del terreno de Amotape, a lo largo del segmento norte del Perú; rotación del bloque hacia la derecha del Complejo Olmos Finalmente la margen peruana se convierte en una zona de subducción, mientras que el margen ecuatoriano de sistema transversales noreste se convierte en una transcurrente dextral.

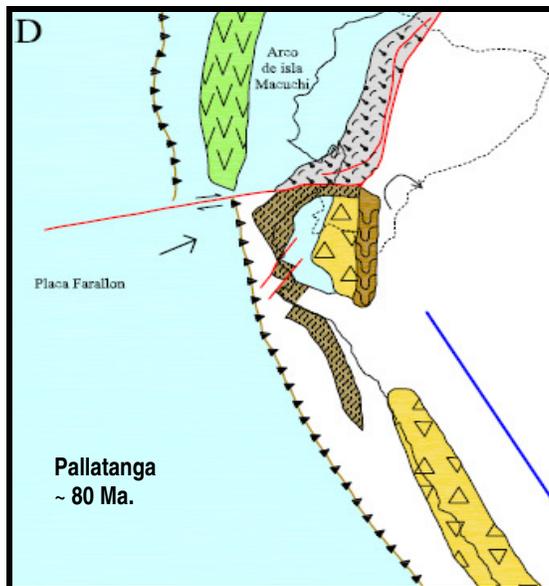
Una rotación en sentido a las agujas del reloj debe haber sido relacionado al aperturamiento de la Cuenca Lancones en el Albiano (Winter et al., 2002). La corteza se divide en dos tipos distintos: la corteza basáltica oceánica, que tiene un grosor promedio de 7 a 8 km y una densidad de 3.0 g/cm<sup>3</sup>, y los continentes, que están compuestos por un material granítico más liviano. Los continentes tienen una densidad 2.67 g/cm<sup>3</sup> en superficie y de 2.8 g/cm<sup>3</sup> en el fondo, debajo de las grandes montañas, donde la corteza tiene un espesor de hasta 60 km (promedio es 35 km). Los bloques continentales y la corteza basáltica del océano flotan sobre un "manto" más denso debajo de ellos.

En tiempos del Albiano tardío, el ciclo geodinámico fue desplazado hacia la subducción tipo andina y marcó el primer tectonismo compresivo Andino: Fase Mochica (Mégard, 1984) y plutonismo y volcanismo subsecuente del arco continental (Batolito de la Costa). Una convergencia continental a través del Albiano (Soler y Bonhomme, 1990), temporalmente conectado al aperturamiento del suratlántico, debe ser responsable de esta transición y zona de subducción.

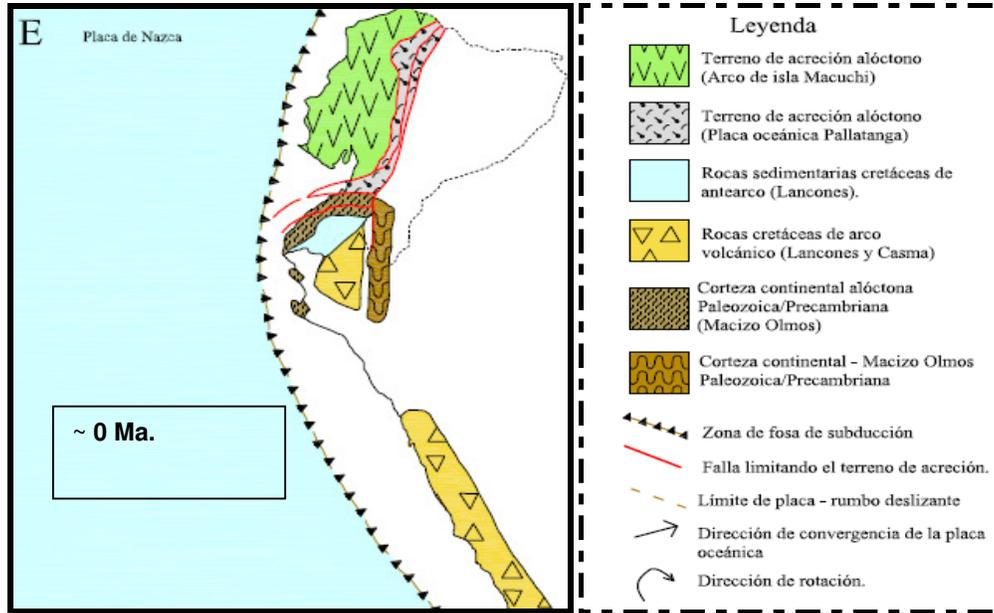


**Figura N°3.3:** En la parte Occidental del Perú, en la Cuenca Lancones se inicia un *rift* paralela al margen y causan la deposición de los sedimentos Cretácicos y arco de rocas volcánicas; con un continuo fallamiento dextral del terreno de Amotape

Una serie de eventos colisionales post rift a lo largo del norte de los Andes, en Ecuador cercano a la Cuenca Lancones, contribuyó a un componente adicional de rotación en sentido horario (Mitouard et al., 1990). La acreción del Terreno de la placa oceánica Pallatanga, durante el Cretácico superior al Paleoceno y del Arco de la isla de Macuchi en el Eoceno superior y Oligoceno inferior, dirigió la configuración del terreno (Huges & Pilatasig, 2002; Spikings et al., 2005).



**Figura N° 3.4:** Terminación del rifting marginal, acreción de placa oceánica "Pallatanga" en el Ecuador y deformación de los Andes; formación del Arco de islas Macuchi cerca del margen que se agrega al segmento ecuatoriano al inicio del Oligoceno



**Figura Nº 3.5:** Modelo Tectonoestratigráfico actual de régimen tectónico compresivo

**En las figuras del 3.1 al 3.5:** Esquemas paleogeográficos del desarrollo del segmento Perú-Ecuador, margen occidental de América del Sur en el Jurásico. Datos de Mourier et al. (1988), Mitouard et al. (1990), Litherland et al. (1994), Aspden et al. (1995), Noble et al. (1997), Arculus et al. (1999), Benavides-Cáceres (1999), Jaillard et al. (2000), Bosch et al. (2002), y Polliand et al. (2005). Modificado de L. Winter (2008).

### 3. MAGMATISMO RELACIONADO CON EVENTOS HIDROTHERMALES EN LA CUENCA LANCONES

Una secuencia aproximada de 10 km. de rocas basálticas y volcánicos riolíticos del Cretácico forman parte del arco de la Cuenca Lancones en el Noroeste Peruano y parte de la Deflexión de Huancabamba. Las secuencias marinas volcánicas exponen diferentes características composicionales y facies deposicionales marcadas y dos ambientes principales de formación, de acuerdo con el desarrollo del arco y la cuenca marina.

El volcanismo temprano conjuntamente con el *rift*, pertenece al primer ambiente de formación, dominado por lavas basálticas y brechas y por rocas volcánicas félsicas porfíricas correspondiente a la Formación Ereo. Esta sucesiones volcánicas rellenaron la porción mas baja de la cuenca expuesta y están acompañadas por depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos, los que se infieren han sido formadas en un relativa profundidad marina 2500 m. (Quispe et al., 2007). Dataciones de zircón con el método U-Pb en rocas volcánicas, en el depósito tipo VMS Tambogrande indican edades desde  $104.8 \pm 1.3$  a  $100.2 \pm 0.5$  Ma (Winter, 2008). El tiempo de inicio relacionado al *rift* no esta bien definido, pero puede estar relacionado a una edad Albiana (Cretáceo inferior) (Fig.3.6).

El material volcánico que emergió a partir de un *rift*, consiste en derrames andesíticos y basálticos con estructura en almohadilla de afinidad toleítica. Este material cubre discordantemente a una secuencia carbonatada del Triásico superior-Jurásico inferior o a terrenos metamórficos del Precámbrico-Paleozoico Inferior.

Un segundo ambiente de formación volcánica denominada Formación La Bocana, esta compuesta por sucesiones de rocas félsicas volcanoclásticas del Albiano tardío a Turoriano; dataciones con zircón por el método U-Pb indica edades de  $99.3 \pm 0.3$  a  $91.1 \pm 1.0$  Ma. (Winter, 2008) intercaladas y superpuestas por secuencias sedimentarias silicoclásticas y carbonatadas en la sección oeste del antearco de la cuenca. Este episodio volcánico esta seguido por plutonismo granitoide de inicios del Batolito de la Costa en el Cretácico superior (Fig.3.7).

La génesis de la Cuenca Lancones Cretácica y otros equivalentes de cuencas relacionadas al *rift* en el oeste de Sudamérica, incluyendo los del oeste Peruano, están tectónicamente relacionados al aperturamiento de Gondwana. El volcanismo inicial en la Cuenca Lancones en tiempos del Albiano coincide con la etapa inicial del *rift*, anterior a la extensión de la actividad oceánica, entre Sudamérica y África.

Durante este tiempo la margen oeste continental, relativamente estacionaria de Sudamérica, fue seguida por la extensión y el *rift* debido al desplazamiento de la actividad ignea del arco hacia el oeste, formando un arco tipo Mariana.

La fase tectónica Mochica en las series volcánicas orientales de la Cuenca Lancones no está bien documentada, pero el tiempo del episodio contraccional coincide con la terminación del *rift*, subsidencia y vulcanismo relacionado a lo largo de la margen oeste de Sudamérica. La transición entre el régimen tectónico extensivo y comprensional en la Cuenca Lancones es consecuencia de la Fase Mochica (Megard, 1984; Jaillard et al., 1999; Winter, 2008).

Las rocas intrusivas registradas en la Cuenca Lancones corresponden al segmento Piura del denominado Batolito de la Costa (Pitcher, 1978) emplazados en el Cretácico-Cenozoico. Las más antiguas intrusiones constituyen cuerpos sub-volcánicos, a la vez sin-volcánicas; mientras las jóvenes intrusiones plutónicas son probablemente post-volcánicas. En el área de Las Lomas se presenta una intrusión múltiple, con gabro-diorita marginal, rodeando a cuerpos de granodiorita-tonalita y monzogranito emplazados en la parte central.

## **II. MARCO ESTRATIGRÁFICO**

En el noroeste del Perú y suroeste de Ecuador, se han reconocido rocas con edades que van desde el precámbrico hasta el reciente. Las rocas más antiguas corresponden a dos bloques levantados que limitan cuencas sedimentarias. Para un mayor entendimiento de las unidades estratigráficas del área de estudio, estas se describirán por cuencas: Talara (Cenozoico), Lancones (Cretácico), Sechura (Cenozoico), Progreso (Cenozoico) y Oriental; en la figura N° 4.1 se muestra un mapa de ubicación de las cuencas sedimentarias mencionadas así como de los macizos que conforman al basamento.

### **1. MACIZOS PRECÁMBRICO - PALEOZOICO**

Corresponden a dos bloques levantados que limitan las cuencas sedimentarias en este sector noroeste del territorio peruano y ecuatoriano. En el sector occidental se encuentra el Macizo de los Amotapes, que limita las cuencas Talara y Progreso de la Cuenca Lancones; y hacia el sector oriental

el Macizo de Olmos, que limita la Cuenca Lancones con la cuenca Oriental. A continuación describiremos las formaciones que corresponden a cada uno de estos bloques.

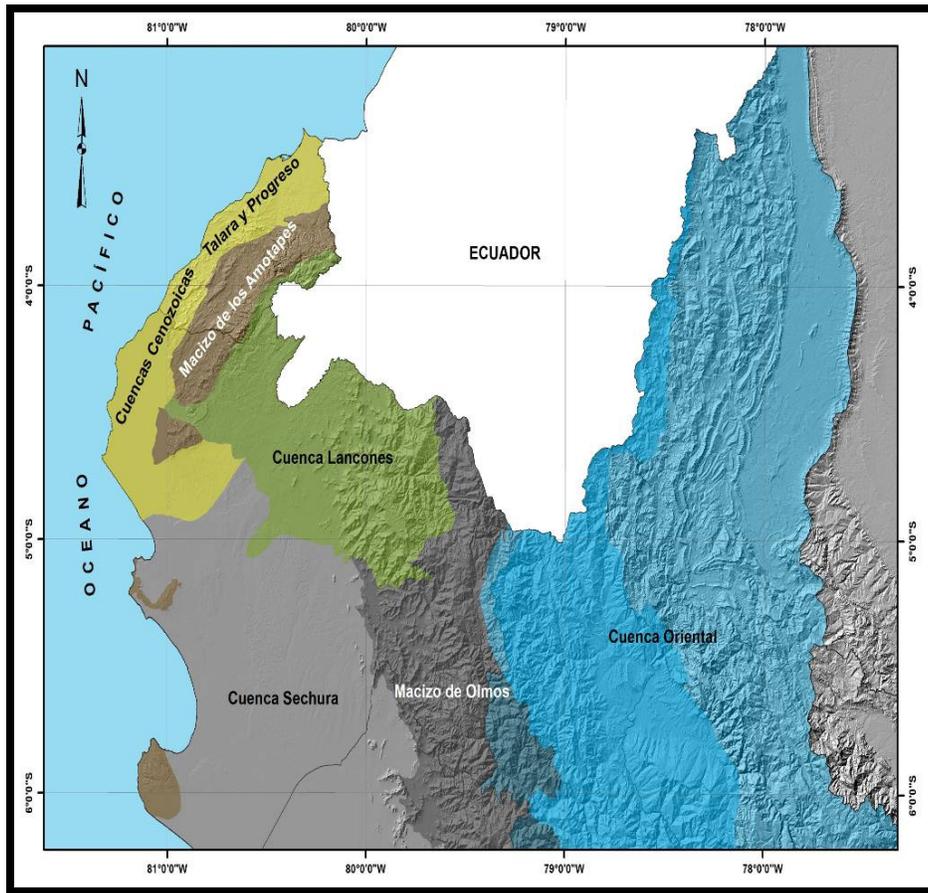


Figura N° 4.1: Cuencas Sedimentarias del Noroeste Peruano

## 1.1 MACIZO DE LOS AMOTAPES

### A. PALEOZOICO INFERIOR

**Serie metamórfica del Macizo La Brea.-** Constituido por filitas, cuarcitas y pizarras esquistosas de color verde a gris oscuro con bandeamientos incipientes, cruzado por numerosas vetillas y vetas de cuarzo. Sus afloramientos son amplios en la parte media de la cadena de los Amotapes (Palacios, O 1994).

**Serie metamórfica del área de Paita.-** Predominantemente son pizarras y esquistos pelíticos micáceos de color oscuro; cuarcitas replegadas con material brechoide milonitizados. Las pizarras

esquistosas son negras y carbonosas. En la zona de tortugas se tiene una fase arcillosa pelítica, esquistos areno-micáceos y cuarcitas en capas delgadas y lenticulares. Esta serie metamórfica revela plegamientos, replegamientos y fallamiento con cabalgamiento, correspondientes a la fase tectónica Caledoniana, ubicando esta serie metamórfica como Ordoviciano-Siluriano (Palacios, 1994).

**Formación Cerro Negro** (Martínez M, 1970).- Aflora al este de la ciudad de Talara. Secuencia metamórfica compuesta de cuarcitas, pizarras esquistosas, lutitas y areniscas así como algunos niveles brechoides de matriz arcillo-arenosa con un espesor de 3000 m. Las cuarcitas de grano fino de color oscuro y recrystalizado mostrando cierto bandeamiento en algunas partes. Se ha reconocido especies pertenecientes a los géneros *Lingula Orbiculoidea* sp, comprendidas dentro de una edad Devónico (Palacios, 1994), correlacionándose con el grupo Excelsior del centro y Cabanillas del sur del Perú.

## **B. PALEOZOICO SUPERIOR**

**Formación Chaleco de Paño.-** Descrita por Martínez M, (1970). Esta unidad se encuentra en contacto discordante con las unidades infra y suprayacentes (Fm. Cerro Negro y Fm. Cerro Prieto respectivamente). Litológicamente, consiste de areniscas cuarzosas de grano fino gris verdosas, lutitas y limolitas gris verdosas a verde amarillentas, en donde se intercalan cuarcitas de grano fino en estratificación delgada.

En la parte superior las limolitas de esta formación pasan a areniscas de la formación suprayacente en concordancia aparente, siendo en otros casos contacto fallado con alto ángulo. A esta formación se le asigna una edad Missisipiana determinada en base a braquiópodos y restos de plantas (Martínez M, 1970).

**Formación Cerro Prieto.-** Descrita por Martínez M, 1970. Con este nombre describe una secuencia potente de pizarras gris verdosas y areniscas finas, limolitas, algunos lentes de conglomerados y calizas azuladas discordantes que suprayacen a la Formación Chaleco de Paño. Hacia la parte superior, se reconoce una secuencia de areniscas cuarzosas gris verdosas con matriz arcillosa, areniscas feldespáticas grises de grano fino con laminaciones de corriente y estratificación cruzada en cubeta. Hacia la parte inferior se tiene un secuencia de lutitas marrón verdosas, que gradacionalmente pasan a lutitas limolíticas. Su espesor estimado es de 1000 m, presenta fauna de fósiles de bivalvos; *Aviculopecten*, *Limipecten* y *Allorisma* asignados a una edad Pensilvaniana siendo correlacionable con la Fm. Tarma de la faja Andina.

**Formación Palaus.-** Descrita también por Martínez M, (1970). Esta unidad constituye la parte más superior del Paleozoico y aflora en la parte sur de los Amotapes. Consiste de areniscas cuarzosas grises que hacia la parte superior se hacen de grano grueso, niveles microconglomerádicas y brechoides, intercalándose con estratos delgados de areniscas arcillosas, lutitas gris verdosas. Hacia la parte superior se tienen areniscas cuarzosas de grano fino amarillo ocre, seguido de bancos conglomerádicos con clastos redondeados y restos retrabajados de fósiles. A esta unidad se le atribuye una edad Pérmico por su posición estratigráfica (Palacios, 1994). Este bloque paleozoico se encuentra intruído por granitoídes de edad de intrusión  $220 \pm 1,5$  Ma y de  $239 \pm 2$  Ma (Bellido et al., 2009).

## 1.2 MACIZO DE OLMOS – MARAÑÓN

### A. PRECÁMBRICO

**Complejo del Marañón.-** Descrita por Reyes y Caldas (1987). Con este nombre, en el cuadrángulo de Pataz, se describió una serie metamórfica compuesta por micaesquistos, meta-andesitas y filitas negras. En este sector los afloramientos son imprecisos debido a la cobertura de suelo y vegetación que existe en la zona. Litológicamente, esta unidad consiste de gneises bandeados de composición tonalítica, gris claro y de textura granoblástica. A este complejo se le asigna una edad Precambriana.

### B. PALEOZOICO INFERIOR

**Complejo de Olmos.-** Se ha denominado Complejo de Olmos a una secuencia de pizarras a esquistos, de naturaleza predominantemente pelítica, de composición argilácea, cuarzosa, y anfíbolítica de facies de esquistos verdes (zona de biotita); en algunos casos se observan incipientes signos de gneisificación, y vetas de cuarzo que se emplazan cortando la foliación o paralelo al plano de foliación.

La edad de este complejo es Ordovícico inferior en base a graptolitos (*Dyctionema* sp., determinados por C. Rangel en Ochoa, 1983); y confirmada por estudios geocronológicos de U/Pb, que ubican al basamento una edad de  $507 \pm 24$  (Chew et al., 2008).

**Grupo San Pedro.-** Corresponden a la edad Pre-Albiano y afloran al sureste de la región de Tambogrande en el poblado de San Pedro (cuadrángulo de Chulucanas). Esta unidad esta compuesta por una secuencia volcanoclástica reconocida por areniscas tobáceas intercaladas con una secuencia carbonatada, limolitas y chert. Las rocas de esta unidad están pobremente expuestas, a manera de techos colgantes en contacto con rocas intrusivas, lo cual dificulta la construcción de la columna estratigráfica representativa. Se estima una potencia de 1200 m. (Reyes L. et al, 1987; Quispe et al., 2007).

## 2. DOMINIO OCCIDENTAL DE LA CUENCA LANCONES

El dominio occidental corresponde a una serie que descansa sobre el Paleozoico del Macizo Amotapes-Tahuín (Fig. 4.2 y 4.3). Descrita y estudiada por Iddings & Olsson (1928), presenta tres sucesiones cretácicas separadas por importantes eventos tectónicos (Jaillard et al., 1998).

**Formación Gigantal.-** Sucesión inferior constituida por bloques de cantos rodados y conglomerados que descansan en discordancia sobre el Macizo Paleozoico. Infrayace a las calizas Pananga y discordante del Paleozoico, por lo que se le atribuye una edad Pre-Albiana. (Palacios, 1994).

**Formación Pananga.-** Compuesta de calizas grisáceas con fauna de foraminíferas destacando *sumbelina*, *globigerina*, *alveolina*, atribuidos a un ambiente de plataforma carbonatada somera de edad Albiano inferior (Olsson, 1944; Palacios, 1994; Jaillard et al., 1998).

**Formación Muerto.-** Constituida a la base por calizas y margas grises oscuras laminadas, intercaladas con areniscas calcáreas gris verdosas, hacia el tope presenta limolitas intercaladas con lutitas y calizas gris oscuras; con un espesor de 1000 m.

Esta asociación corresponde a un ambiente de plataforma profunda anóxica, de edad Albiano inferior a superior (Jaillard et al., 1998), las calizas de esta formación son equivalentes a la Formación Puyango que aflora al sur oeste del Ecuador, donde se han registrado fósiles ammonites: *Hypacanthoplites* sp., *Parahoplites* sp., *Brancocerás aegoceratoides*, *Desmoceras latidorsatum*, *Hysterocheras orbigny*, *Oxytropidoceras (Laraiceras)* sp. y *Oxytropidoceras (Venezoliceras)*, que confirman una edad entre el Albiano inferior y Albiano superior (Bristow & Hoffstetter, 1977; Shoemaker, 1982; Jaillard et al., 1999)

**Formación Tablones.-** La sucesión superior se presenta discordante del Grupo Copa Sombrero, conformado por la Formación Tablones de edad Campaniano. Está constituida por calizas negras.

**Formación Pazul.-** Constituidos por lutitas negras con nódulos amarillos de caliza negra e intercalaciones de turbiditas con abundantes diques clásticos. En base a los fósiles Bivalvos: *Inoceramus* entre los cuales *Platyceramus* sp., *Trochoceramus* sp. e *Inoceramus aff goldfussianus*, están asignados a una edad comprendida entre Campaniano superior - Maastrichtiano inferior (Bengtson. & Jaillard, 1997).

**Formación Monte Grande.-** Secuencia de areniscas gruesas a finas y potentes conglomerados gruesos con cantos de cuarzo y rocas metamórficas. En base al fósil ammonite *Helicoceras* sp.; se ha permitido darle un rango estratigráfico asignados a la edad Maastrichtiano (Iddings & Olsson, 1928; Olsson, 1944; Bengtson. & Jaillard, 1997).

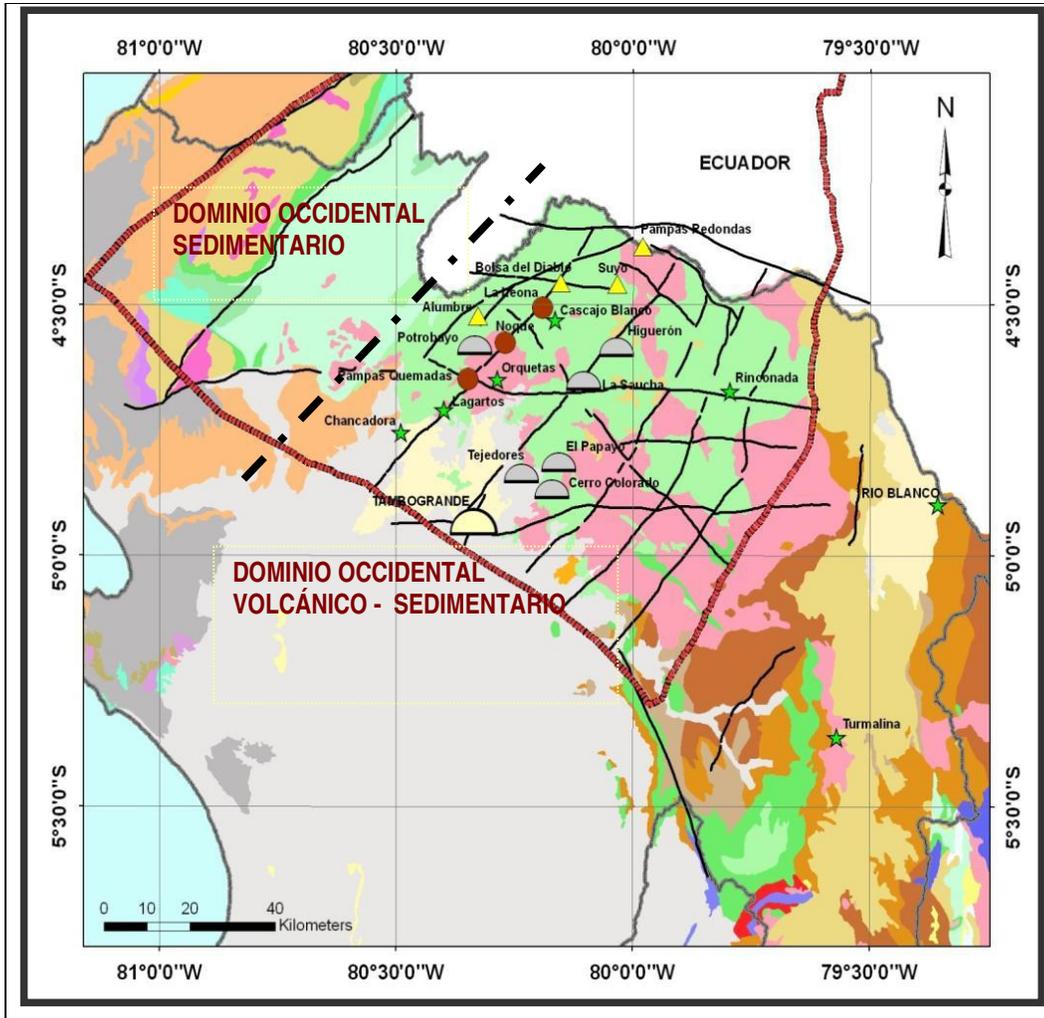


Fig.4.2 Dominios Litológicos de la Cuenca Lancoes

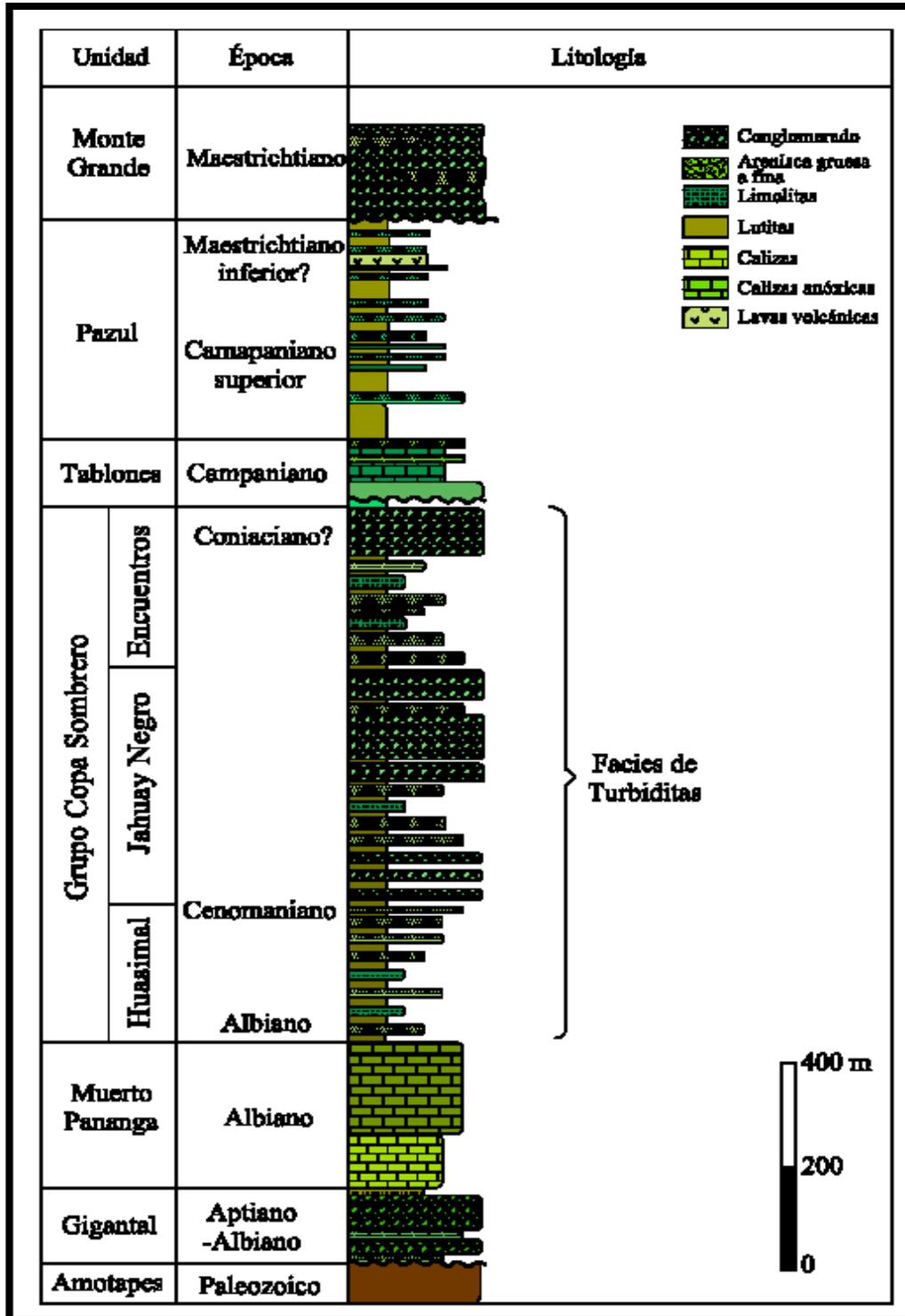


FIG Nº 4.3: Columna Estratigráfica del Dominio Occidental de la Cuenca Lancones

### 3. DOMINIO ORIENTAL DE LA CUENCA LANCONES

El dominio Oriental se constuye de una secuencia volcánico sedimentaria (Figura N° 4.1); incluye como unidad inferior al Grupo San Pedro de edad Pre-Albiano (Reyes & Caldas, 1987; Ríos, A; 2004; Quispe et al, 2007; Winter, 2008 y otros destacados autores) compuesta de una secuencia volcanoclástica de cerca de 1200 m, que consiste en areniscas tobáceas grises intercaladas con limolitas y chert.

#### **CRETÁCICO INFERIOR**

**Formación Ereo.-** Constituye la unidad basal del grupo de rocas volcánico sedimentarias Mesozoicas. Caracterizado por un vulcanismo bimodal dominado principalmente por flujos de lavas basálticas en almohadillas con algunos niveles de brechas piroclásticas de composición andesítico-basálticas, masivas, vacuolares y hialoclásticas ligeramente propilitizadas, metamorizadas y epidotizadas dentro de un ambiente marino profundo.

Los afloramientos se exponen en los alrededores del poblado de Tambogrande, Cerro Ereo, y abarcan marginalmente a los cerros San Francisco, San Lorenzo, Pelingara, Malingas, Manteca, Negro y otros lugares. Se le reconoce por presentar geoformas de relieve suave y ligero matiz rojizo debido a su composición, siendo resistentes a la erosión.

La Formación Ereo del Aptiano-Albiano Inferior, expone su contacto superior con la Formación La Bocana. Estas rocas generalmente están metamorizadas debido a las proximidades de las unidades de Batolito de la Costa. Las rocas son de afinidad calcoalcalina a toleítica (Morshe, 1997; Padilla & Rodríguez, 2001.)

En Tambogrande se observan intercalaciones de lavas y tobas riolíticas. Las rocas son de afinidad calcoalcalina a toleítica (Morshe, W.; 1997 y Ríos, A.; 2004). En esta formación se encuentran los depósitos TG1, TG3 y B5 y los Prospectos Higuera y Potrobayo. Se le considera un espesor de 2500 m. (Quispe et al, 2007; Winter 2008)

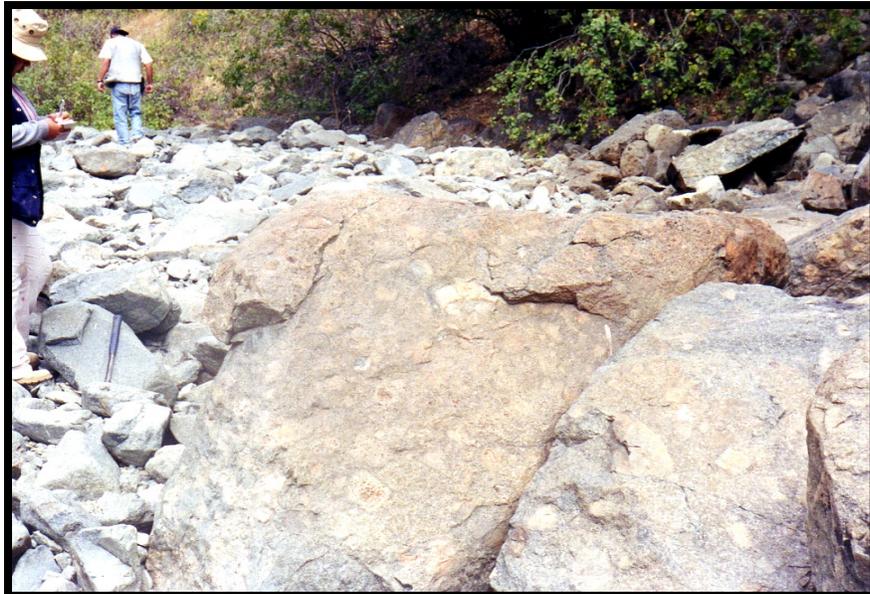
Edad y Correlación.- Por nuevas evidencias de dataciones de U-Pb en zircón, se le atribuyen edades geocronológicas de Albiano que fluctúan entre los  $104.8 \pm 1.3$  Ma,  $103.2 \pm 1.0$  Ma;  $100.2 \pm 0.5$  Ma (Winter, 2008).

Se tiene otra evidencia de datación de  $165 \pm 17$  Ma (Ryan Mathur; en Ríos, 2004), sobre piritas del yacimiento TG1 de Tambogrande, mediante el método Re-Os analizados en la Universidad de Arizona (Laboratorio de Joaquin Ruiz). Los resultados indicarían mineralización de edad Jurásico media al igual que las rocas encajonantes. Sin embargo, debido al alto rango de error, esta muestra ha sido desestimada.

Algunos autores han denominado a la Formación Ereo con otros nombres por el lugar que han realizado estudios de investigación o en base a la localidad más cercana al afloramiento. Así tenemos por ejemplo la denominación de la Fm. Chungas descrita por Caldas, (1987) y la Formación San Lorenzo, denominado por Winter (2008); en los alrededores del cerro San Lorenzo. Consideramos que la Formación Ereo y San Lorenzo no son dos diferentes formaciones, sino San Lorenzo sea parte de un evento volcánico comprendido dentro de una misma secuencia basal volcánica de la Formación Ereo.



**Fotografía N° 4.1:** Formación Ereo - Lavas Basálticas Almohadilladas de la Formación Ereo. Afloramientos de lavas basálticas en almohadillas.



**Fotografía N° 4.2:** Formación Ereo - brechas de composiciones andesítico-basálticas masivas, vacuolares y hialoclásticas ligeramente propilitizadas, metamorizadas y epidotizadas en las inmediaciones de Pelingara.



**Fotografía N° 4.3:** Formación Ereo - brechas de composición andesítica vacuolar y hialoclásticas ligeramente propilitizadas y epidotizadas en las inmediaciones de Ereo con Pelingara.

**Formación La Bocana.-** Esta unidad corresponde a un volcanismo también bimodal y que representa la secuencia intermedia de la serie volcánico-sedimentario Cretácea de la región. La Formación La Bocana del Albiano Superior. Se compone de tres miembros:

Una secuencia inferior, compuesta por lavas andesíticas intercaladas con ocasionales horizontes de lavas félsicas y delgados niveles lenticulares de sedimentos depositados en un ambiente submarino. Esta secuencia aflora en las áreas de Totoral, Carrizalillo (Papayo) y Cerro San Francisco. La secuencia intermedia está compuesta principalmente por dacitas y andesitas silíceas, con intercalaciones locales de piroclásticos y sedimentos clásticos (limolitas, areniscas de grano fino), que gradan a calizas carbonosas con niveles arenosos, depositados probablemente en lo que constituye la parte central de la cuenca, tal como se observa en la cabecera de la quebrada Carrizalillo.

El miembro superior, está compuesto por andesitas vacuolares y silíceas, con estructura columnar y tobas líticas, que se extienden regionalmente en los sectores del río Sancor, quebrada El Carrizo y la cabecera de la quebrada Carrizalillo.

Edad y Correlación.- En el sector de Tomapampa e Higuerón (Hojas de Las Lomas 10 C-I) se encontraron fósiles de ammonites; mientras en los niveles calcáreos de la formación, se observan restos de gimnospermas del género *Cycadeoidea sp.*, y ammonites del género *Mortoniceras cf. Marrecacia Maury*, lo que ha permitido darle un rango estratigráfico albiano (Reyes et al., 1987), correlacionándose con parte de las formaciones Muerto – Pananga.

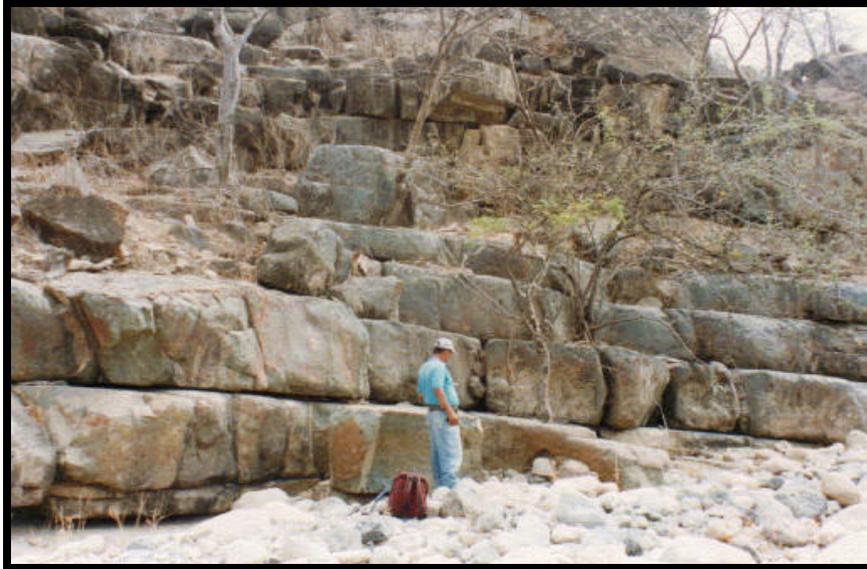
Dataciones de U-Pb en zircón, (Winter, 2008) oscilan edades geocronológicas de Albiano superior a Turoniano, entre los  $99.3 \pm 0.3$  Ma,  $91.1 \pm 1.0$  Ma.



**Fotografía N°4.4:** Formación La Bocana - Lavas félsicas y delgados niveles lenticulares de sedimentos depositados en un ambiente submarino. Esta secuencia aflora en las áreas de Totoral y Papayo.



**Fotografía N° 4.5:** Calizas y limoarcillitas en la Formación Bocana. Localidad: Cabecera de la quebrada Carrizalillo.



**Fotografía N° 4.6:** Andesitas tabulares de la Formación La Bocana, depositadas en un ambiente continental. Localidad: Sector sureste de la hoja en el curso medio del río Sancor, ruta a

**Formación Lancones.-** La Formación Lancones del Albiano Superior a Coniaciano. Denominada por Reyes et al., (1987); se describe una secuencia volcánico-sedimentario, con horizontes de aglomerados andesíticos epidotizados intercalados con cenizas piroclásticas y areniscas feldespáticas con algunos niveles cálcareos. Hacia el oeste y este, fuera del arco volcánico, se interdigita con la Formación La Bocana con brechas de flujo volcanoclásticos, bancos turbidíticos de grauvacas masivas de grano medio a grueso, litoclastos andesíticos gris verdoso a gris violáceas tipo *debris flow*, intercaladas con capas de calizas tobáceas con horizontes de brechas redepositadas. La Formación Lancones es sub-aérea. La exposición de esta secuencia se encuentra en los alrededores del pueblo de Lancones y en el Distrito de Suyo hasta la frontera con el Ecuador. Se le estima un grosor promedio de 1500 m.

Edad y Correlación.- Los fósiles son relativamente abundantes en toda esta secuencia volcano-sedimentaria, en los niveles superiores de la formación, lo que ha permitido darle un rango estratigráfico entre el Albiano superior – Coniaciano (Reyes et al., 1987; Ríos, A. 2004; Quispe et al, 2007; Winter, L. 2008).

Entre estos podemos mencionar los siguientes bivalvos, como: *Inoceramus concentricus* e *Inoceramus cf. L. crippei*, que están indicando el Cenomaniano Inferior (Reyes et al., 1987).



**Fotografía N° 4.7:** Formación Lancones – Lahar con rodados de andesita englobados en una matriz de tobas andesíticos.



**Fotografía N° 4.8:** Formación Lancones – Bancos turbidíticos de grauwacas masivas de grano medio a grueso, litoclastos andesíticos aris verdoso a aris violáceas tino *debris flow*.

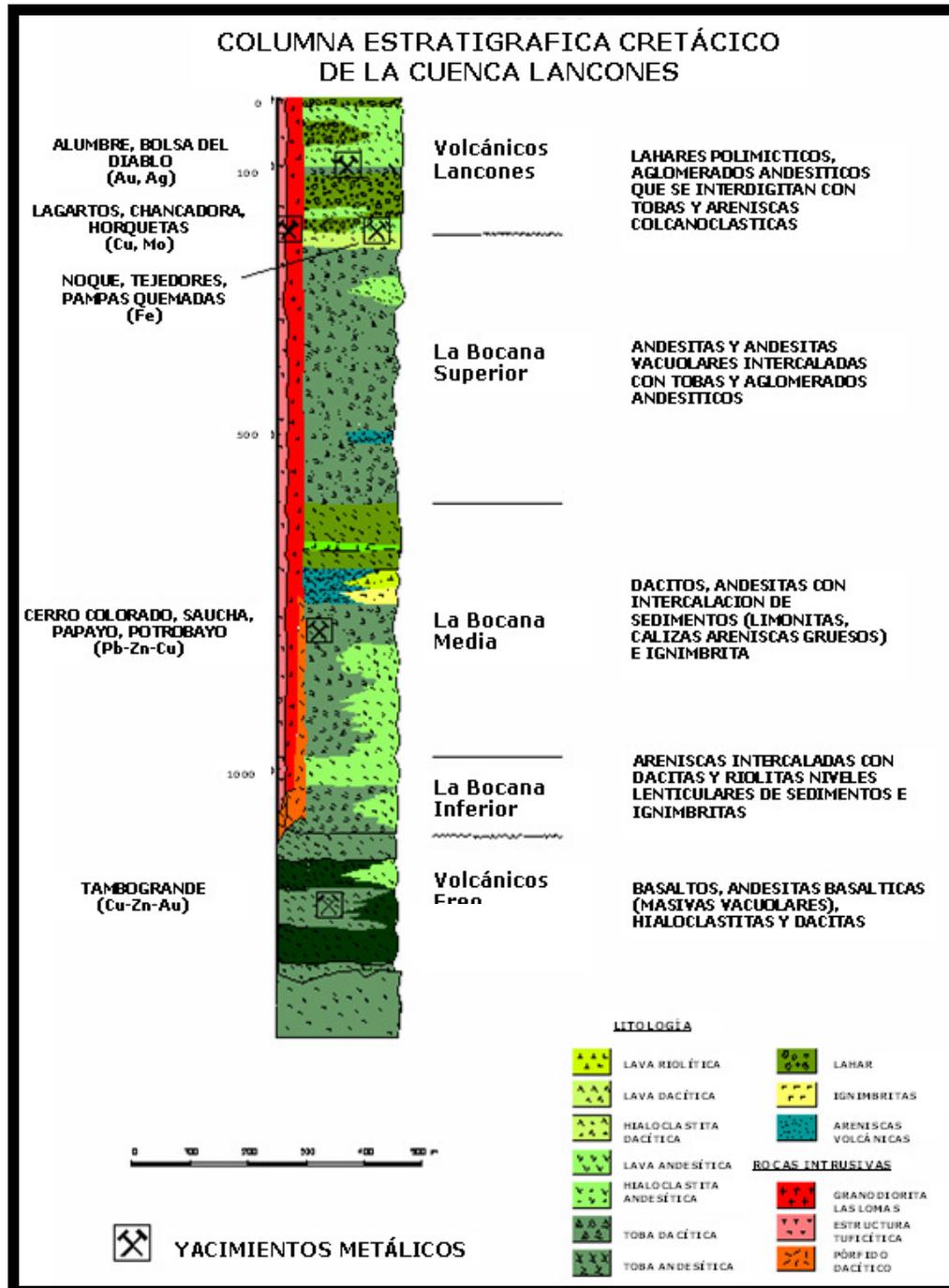


Figura N° 4.4: Columna Estratigráfica del Dominio Volcánico-Sedimentaria de la Cuenca Lancones

**Grupo Copa Sombrero.-** Aflora localmente al Noroeste de la Cuenca Lancones. Se interdigita con el volcánico Lancones y está constituido por lodolitas negras nodulares intercaladas con areniscas y brechas piroclásticas.

Seguido por areniscas feldespáticas gris parda oscuras y brechas, que migran a limoarcillas y areniscas grises de grano fino. Es una secuencia de aprox. 3000 m. de espesor. Se ha encontrado fósiles Bivalvos: *Inoceramus* cf. *Lacmarckivar*, *cuvieri*, *sowerby*, correspondiente a la Fm. Jahuay Negro.

El Grupo Copa Sombrero es atribuido a una edad Albiano superior-Coniaciano (Reyes, 1989; Chávez & Nuñez del Prado, 1991; Jaillard et al., 1999). Dentro de este grupo se diferencian las formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros del Cretáceo superior.

**Formación Huasimal.-** Constituida por lodolitas negras, lutitas calcáreas y areniscas. Las areniscas presentan nódulos calcáreos de color oscuro con intercalaciones lenticulares de brechas piroclásticas. La potencia estimada de esta formación es de 50 m.

**Formación Jahuay Negro.-** Constituida de areniscas feldespáticas gris-verdosas que contienen concreciones calcáreas; intercalaciones de lodolitas y brechas piroclásticas y tobas líticas en algunos sectores. Se estima una potencia de 700 m.

**Formación Encuentros.-** Esta constituida por areniscas limosas que contienen nódulos de calizas intercalados con areniscas bituminosas. Hacia la parte superior presenta una secuencia casi rítmica de limonitas y lodolitas negras. Se estima una potencia de aproximadamente 500 m.

**Formación Tablones.-** Es una secuencia de naturaleza conglomerádica. Litológicamente está compuesta por conglomerados gris-plomizos con rodados de cuarcitas, filitas, esquistos, granitos en una matriz arcósica; en la parte inferior se presentan areniscas de grano grueso a medio, con microconglomerados lenticulares. Se estima una potencia promedio de 100 m.

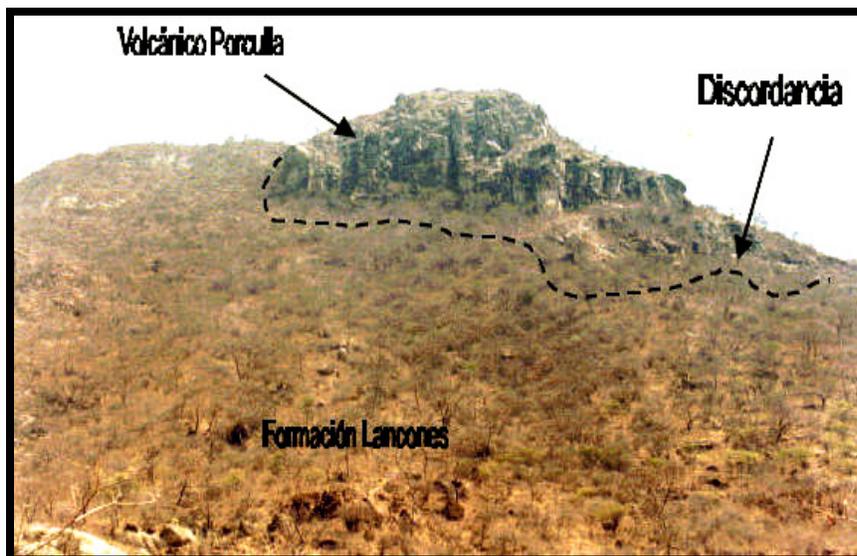
**Formación Pazul.-** Esta unidad esta compuesta por lodolitas gris-plomizas astillosas y deleznales, que contienen nódulos de calizas negruscas y capas de calcitas. Hacia la parte intermedia existe una intercalación de lodolitas con areniscas micáceas. La base está compuesta por calizas lodolíticas de grano fino a afanítico, las cuales se intercalan con lodolitas plumizas y frágiles. Se calcula una potencia de aproximadamente 300 m.

## **CENOZOICO**

**Formación Yapatera.-** Unidad reconocida en el Cerro Huabal, en la localidad de Yapatera del cuadrángulo de Chulucanas. (Reyes et al., 1987). Se describe a una secuencia de conglomerados compuesto por rodados de cuarcitas englobados en matriz arenácea de grano fino fuertemente silicificada. A pesar de los escasos afloramientos que se observan alledaños al Reservorio de San Lorenzo, en forma de techos colgantes aislados como en los cerros Huabal, Frayle y Huacas. Esta unidad debió tener una distribución regional más amplia, como lo evidencia la gran cantidad de rodados en los depósitos fluvi aluviales de la región. El contacto inferior es una discordancia angular con el Volcánico Lancones. Se calcula un máximo grosor de 150 m. Se le asume del Terciario inferior, por su contenido fosilífero. (Caldas y otros 1980).

**Volcánico Llama (Volcánico Calipuy inferior).**- Está compuesto por andesitas y brechas piroclásticas que afloran irregularmente en el sector Oriental.

**Volcánico Porculla (Volcánico Calipuy superior).**- Está compuesto por lavas y tobas andesíticas, afloran al norte y noreste de la Cuenca Lancones. Se les asigna una edad del Terciario inferior. Según Injoque y Miranda corresponden a dacitas y tiene una potencia de 1000 m.



**Fotografía N°4.9:** Discordancia erosional entre la Formación Lancones (Cretáceo) y Volcánico Porculla (Terciario); remanente de erosión.

**Volcánico Shimbe.**- Secuencia de composición andesítica, constituido por lavas andesíticas y metandesitas gris verdosas, en algunos sectores presenta tobas de la misma composición.

**Formación Tambogrande.**- Completando la secuencia estratigráfica se tienen conglomerados, areniscas semi-consolidadas, blanco grisáceas intercaladas con niveles lenticulares de cenizas volcánicas blancas, lodositas grises y tobas blancas.

Con este nombre se describe a una secuencia de naturaleza aluvial - lacustrina que aflora en los alrededores de Tambogrande, se extiende entre la represa de Poechos y la quebrada San Francisco. La unidad yace en discordancia angular sobre los volcánicos cretáceos, su tope se encuentra cubierto por depósitos aluviales y eólicos. Se estima un grosor de 50 m. Esta formación se correlaciona con la Formación Tablazos del Litoral. No se cuenta con evidencias paleontológicas para datar a la Formación Tambogrande, pero se les ubica tentativamente en el Mio-plioceno. (Caldas et al, 1980).

#### **4. CUENCAS MARINAS CENOZOICAS: TALARA, SECHURA Y PROGRESO**

Estas tres cuencas tienen pleno desarrollo durante el cenozoico. Se ubican a lo largo de la faja

costanera del noroeste del territorio peruano. Estas tres cuencas son de sedimentación marina, por esta razón son de mucha importancia para exploración de hidrocarburos. Las formaciones que se registran en estas cuencas con las siguientes.

### **PALEOCENO**

**Grupo Mal Paso.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Esta unidad la conforman las formaciones La Mesa y Balcones. La primera consiste de una secuencia clástica cuarzosa de grano grueso a fino; y la segunda es una secuencia arcillo lutácea. Se le asigna una edad Paleoceno.

### **EOCENO**

**Formación Salinas.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Esta unidad aflora en las salinas del área de Negritos (Talara). Consiste en bancos de areniscas de grano fino verde a marrón grisáceo, también micáceas; se intercalan con areniscas de grano grueso, y con algunos niveles de conglomerados de color púrpura oscuro. En la parte superior se observan lutitas pizarrosas y en algunos casos lutitas moteadas y abigarradas. A esta unidad se le asigna una edad Eoceno inferior.



**Fotografía N° 4.10:** Grupo Salina. Ondulitas estratificadas denominada *mud cracks*.

**Formación Palegredda.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994), esta unidad aflora en Negritos (Talara). Compuesto de lutitas claras, con capas de areniscas limolíticas, y con presencia de óxidos de hierro. Hacia la parte inferior se tienen intercalaciones de areniscas y lutita oscuras, con lentes de

limolitas y contenido de microfauna. Lateralmente pasan a facies areniscosas con moluscos y facies de areniscas gruesas. A esta unidad se le asigna una edad de Eoceno inferior.

**Formación Pariñas.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Esta unidad aflora en el área de Negritos en Talara. Está compuesta de areniscas de grano fino en partes conglomerádicas, con algunas capas de lutitas; son areniscas bien seleccionadas. En esta Formación se han encontrado abundante madera petrificada. Se le asigna una edad de Eoceno inferior.



**Fotografía N°4.11:** Contacto entre la Formación Talara (lutitas en la parte inferior) con la Formación Pariñas (areniscas en la parte superior)

**Grupo Talara.-** Gonzáles (1976), describe un miembro inferior lutáceo, con conglomerados y sedimentos de aguas profundas. La parte inferior se conoce como “Lutitas Talara”, hacia la parte media se observan lutitas grises a negras bituminosas muy laminadas. Hacia la parte superior las lutitas pasan a areniscas cuarzosas, gris verdoso de grano medio a grueso. La unidad media es conocida como “Areniscas Talara” y esta compuesta de areniscas de grano medio a fino. Presenta estructuras de rizaduras (ripple mark). La sección superior de esta unidad transgresiva, y consiste de una facie lutácea conocida como “Lutitas Pozo”, que consiste de lutitas gris verdosas con laminación delgada, e intercalaciones regulares de capas de areniscas en algunos casos calcáreas.

Por la presencia de foraminíferos *Bolivina recta*, *Amphistegina speciosa*, se le asigna una edad que

abarca desde el Eoceno inferior a superior.



**Fotografía N° 4.12:** -Formación Talara, conformado por areniscas y lutitas.

**Formación Verdúm.-** Estudiado y descrita también por Palacios, O. (1994). Esta unidad tiene afloramientos desde Paita hasta Tumbes. Secuencia mayormente clástica que consiste de una intercalación de areniscas de grano medio a grueso, ligeramente diagenizadas con lutitas laminares con bentonita. Esta formación es productora de petróleo, siendo los horizontes de areniscas los que han producido volúmenes de crudo en la región de la Brea y Pariñas. En cuanto a la fauna se ha encontrado moluscos de la siguiente especie *Arca Sullanensis* que indica una edad Eoceno superior.



**Fotografía N°4.13.-** Formación Verdún, a una elevación de 51.70 m. Areniscas.

**Formación Chira.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Aflora a lo largo del río Chira; los afloramientos se extienden hacia el norte hasta Talara. En miembro inferior consta de lutitas bentónicas laminadas de tonalidades oscuras. Hacia arriba presentan areniscas intercaladas con lutitas micáceas. La parte media está compuesta de areniscas de grano medio a grueso de colores blanquecinos con horizontes conglomerádicos. Esta formación no posee horizontes productores de petróleo. Por el registro fósil a esta formación se le asigna una edad Eoceno superior

**Formación Mirador.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Aflora localmente en las quebradas de Carpitas y Máncora, fue estudiada por Chalco en 1995. Consiste de conglomerados con cantos de río; la composición es de cuarcita y cuarzo, y algunas lodolitas de matriz arenosa. La parte superior se compone de areniscas de grano grueso. Stainforth (1958) le asigna una edad de Eoceno superior.

**Formación Carpitas.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Aflora en la quebrada del mismo nombre, y consiste de una secuencia lutácea con intercalaciones de areniscas, lutitas grises finamente estratificadas; las areniscas son de grano medio de color beige. En 1958, Stainforth le asigna una edad de Eoceno superior.

## **OLIGOCENO**

**Formación Máncora.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Litológicamente se compone de areniscas de grano fino a grueso en estratos bien definidos. Se observan niveles lenticulares de conglomerados con matriz arcillosa. En los afloramientos de la quebrada Plateritos, consiste de areniscas tobáceas conglomerádicas gris claras de grano grueso. Hacia arriba pasa a areniscas conglomerádicas blanquecinas intercaladas con paquetes brechoides que contienen clastos subangulosos de cuarcitas, calizas dentro de una matriz de arena cuarzosa de grano grueso. Esta formación esta en contacto discordante sobre la Formación Chira. Se estima una potencia de 600 m. Los fósiles encontrados en esta formación determinan una edad del Oligoceno.

Fósiles:

BIVALVIA: *Núcula mancorensis* OLSSON  
*Pitar (Agripoma) mancorensis* OLSSON  
GASTEROPODA: *Ampullinopsis spenceri* COOKE  
*Hannatoma gesteri* HANNA & ISRAELSKY  
*Turritela conquistadorana* HANNA & ISRAELSKY

ARTHROPODA: *Balanus concavus* BRONN

Referencias: Olsson A.A., (1928), Wiedey L.W. and Frizzell D.L., (1940), Olsson A.A., (1942), Zevallos O., (1954), Chalco A., (1954), Palacios O., (1979).

**Formación Heat.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Esta formación aflora principalmente en los cuadrángulos de Zorritos y Tumbes. Esta formación consiste en la base, de lutitas gris verdosas con nódulos calcáreos discoidales que se intercalan con bancos coquiníferos. Hacia arriba siguen areniscas cuarzosas de grano grueso con matriz arcillosa. En la parte superior se observan niveles de lutitas color marrón oscuro.

### **MIOCENO**

**Formación Zorritos.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Peterson en 1936 identifica tres miembros para esta formación. El miembro inferior consiste en lutitas marrón grisáceas carbonosas, con intercalaciones de lutitas grises verdosas, ocasionalmente con algunos lentes de areniscas cuarzosas de grano medio con estratificación cruzada, y en la parte superior presenta lutitas bentoníticas. El miembro medio está constituido por horizontes de areniscas de grano fino, bien interestratificados con lutitas grises piritosas. El miembro superior presenta areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, con lutitas bentoníticas verde claras y lutitas carbonosas con escasa pirita. La fauna registrada indica una edad del Mioceno inferior.

**Formación Montera.-** Esta formación aflora en el área de Bayóvar contigua al flanco oriental del Macizo de Illescas. Litológicamente, en su parte inferior, se compone de bancos gruesos de areniscas amarillo-grisáceas de grano grueso a medio.

La parte media está constituida por alternancias de areniscas blanquecinas parcialmente microconglomeráticas. La parte superior se compone de paquetes gruesos de conglomerados rojizos con fenoclastos de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas en matriz arenosa arcillosa. La secuencia finaliza con un horizonte de calizas amarillo-blanquecinas de grano fino. Olsson & Zuñiga en Palacios, O. (1994) determinan para esta unidad una edad de Mioceno inferior.

**Formación Zapallal.-** Esta formación es de mayor potencia y extensión en el desierto de Sechura, comprendida dentro de la Cuenca Sechura. Esta unidad se caracteriza por su enriquecimiento en fosfatos, las cuales se encuentran en siete capas. En la parte inferior consiste de capas de fosfatos intercalados con diatomitas fosfóricas. Sobre esta secuencia, se encuentra un nivel de tobas blandas de tonos grises; sobre estas tobas descansa otra secuencia de diatomitas. Hacia la parte superior se identifica con mucha facilidad una arenisca oquerosa de grano fino a medio (Arenisca Clambore) además se sobrepone una capa fosfórica de grano grueso. Los registros fósiles encontrados en esta unidad indican una edad del Mioceno medio.



**Fotografía N° 4.14:** Miembro superior de la Formación Zapallal.

**Formación Cardalitos.-** Estudiado y descrito por Iddings & Olsson, (1928) en Palacios, O. (1994). Esta formación aflora en Pampa Cardalitos (Cuadrángulo de Zorritos). En la base se constituye de arenas intercaladas con arcillas arenosas y conglomerados. En la parte media presenta arcillas plumizas con intercalaciones de arena sueltas en capas delgadas. La parte superior esta conformada por arcillas con bancos de arena. Esta formación es correlacionable con la Formación Zapallal de la Cuenca Sechura.

**Formación Miramar.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Esta unidad aflora en la localidad de Miramar (entre Sechura y La Unión), también aflora en Paita y el valle del Chira. En su base consiste de un conglomerado que está constituido por areniscas arcóscicas de grano fino. La parte media se compone de niveles de areniscas tobáceas, abigarradas. La parte superior presenta areniscas coquiníferas de grano fino.

**Formación Tumbes.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Aflora en el área de Zorritos, y es el equivalente a la Formación Miramar. Litológicamente se compone de areniscas de grano medio a fino, cuarzosas, intercaladas con capas delgadas de lutitas bentoníticas. Hacia el tope se tiene una secuencia de conglomerados, areniscas de grano grueso e intercalaciones de lutitas y tobas.

### ***PLIOCENO***

**Formación Mal Pelo.-** Estudiado y descrita por Palacios, O. (1994). Aflora al norte de Talara y sur de Tumbes. Se constituye de material arenoso de facies de playa, lentes de chert y lutitas de buen espesor. Es conglomerádica en su parte inferior con guijarros de cuarzo, rocas ígneas y metamórficas provenientes de los Amotapes. Sobreyace a las formaciones del Mioceno por lo que se le asigna una edad del Plioceno.

**Formación Hornillos.-** Esta unidad se encuentra expuesta en la vertiente oriental del Macizo de Illescas. En la base se compone de areniscas arcóscicas blanco amarillentas, de grano medio a grueso intercaladas con areniscas coquiníferas. Hacia la parte superior, se encuentran areniscas arcóscicas

sacaroideas fuertemente endurecidas con cemento calcáreo, microconglomerados coquiníferos con niveles de lumaquelas.

### **CUATERNARIO**

Se presentan depósitos eólicos inconsolidados y sedimentos aluviales compuestos de arenas, limos y arcillas, que se encuentran al pie de las estribaciones de la Cordillera Occidental y en los flancos de los cursos fluviales, en los valles y quebradas. Los depósitos más importantes se encuentran al suroeste del cuadrángulo de Las Lomas, donde conforman llanuras aluviales.

En la franja costanera (Cuencas Cenozoicas) existen diferentes depósitos pleistocénicos reconocidos como tablazos los cuales se constituyen de conglomerados con abundante contenido de fósiles marinos.

## **5. SECTOR ORIENTAL DEI AREA DE ESTUDIO**

El estudio de la Deflexión de Huancabamba comprende el bloque Olmos-Loja, correspondiendo el estudio estratigráfico de los cuadrángulos de Morropón y el cuadrángulo de Olmos caracterizado por la siguiente secuencia estratigráfica:

### **PALEOZOICO**

**Grupo Salas.-** Aflora cerca de la localidad de Salas (Cuadrángulo Jayanca), constituida por pizarras negras, filitas argiláceas lustrosas y tobas pizarrosas, intercalándose en la parte superior, delgadas capas de cuarcitas blanco grisáceas. En el Valle de Huancabamba y a lo largo de la faja Huarmaca Canchaque - Los Ranchos, se observan paquetes de metandesita con cierto grado de transformación a anfibolitas.

En algunos lugares se observa un metamorfismo intermedio que alcanza el grado de esquistosidad de las facies de esquistos verdes, conteniendo muscovita y cuarzo como minerales esenciales, y como minerales accesorios, tenemos los minerales opacos: zircón, clorita, calcita y como minerales secundarios; limonita

En la carretera Morropón - Canchaque, se han reportado el hallazgo de restos grapholites de la forma dendroidea de los géneros *Dyctyonema* sp, pertenecientes al Ordovícico superior. Tiene sus mejores afloramientos en ambas márgenes del río Paita, río Huarmaca, al sur de Quemazón, cabeceras del río Bigote en el cuadrángulo de Morropón y cabeceras de los ríos Chignia y Chalpon en la hoja de Olmos. Se estima una potencia de +/- 1000m. Los primeros estudios fueron realizados por Wilson J., (1984), Reyes L. & Caldas J., (1987).

**Formación Río Seco.-** Sus afloramiento los encontramos en la carretera Morropón -Huancabamba, en el caserío de Río Seco; yace concordante sobre la Formación Salas extendiéndose a los valles del curso superior del río Piura Los primero estudios realizados Reyes L. & Caldas J., (1987) le asigna una edad devónica.

Consiste de cuarcitas gris oscuras en paquetes de 3 a 4 metros, mostrando recristalización con segregación de cuarzo lechoso. Entre los estratos de cuarcitas que van de 30 a 60 cm de grosor, se intercalan niveles de filitas lustrosas, gris blanquecinas y pizarras negras que alcanzan en algunos

casos las facies de esquistos verdes, conteniendo minerales esenciales como cuarzo y muscovita.

En esta formación no se ha encontrado fósiles, sin embargo por su posición estratigráfica y su litología similar a la Formación Cerro Negro de los Amotapes, se le asigna al Devónico. Se le estima una potencia de +/- 300 m.

**Formación Ñaupe.-** Constituida por una secuencia de cuarcitas recristalizadas, en estratos medios a gruesos, compactas, sobresale en la morfología actual el cual sigue una dirección N-S a lo largo del los cerros Ñaupe, Saleante, Papayo y Cucur en los cuadrángulos de Olmos y Morropón.

## **MESOZOICO**

**Formación La Leche.-** Constituida por calizas, lutitas, margas gris rosáceas y en la parte superior, tobas y derrames de composición andesítica, dacíticas, estimando un espesor de 400 a 500 m. En la base, se presenta un conglomerado y areniscas rojas que corresponden a depósitos molásicos continentales de edad Permo –Triásico.

En la Formación La Leche, redefinida después por Pardo A. & Sanz V. (1979) como Grupo Pucará, se ha reconocido una rica fauna conformada por los géneros típicos de noriano, las cuales se mencionan fósiles moluscos braquiópodos *Spondylospira*, *Koessessis*, *Dielasma cf. Terebratula*, *Rhynchonela*, lamelibrancios (bivalvo) *Schizocardita cristata*. En otras áreas fuera del valle la Leche se han encontrado bivalvos como *Wyla alata* y ammonites como *Arietites* y *Scholtheimia*, que representan al Jurásico inferior (Reyes L. & Caldas J. 1987).

**Grupo Pucará.-** (Jenks W., 1951 en Wilson 1984). Tiene una amplia distribución en el territorio Peruano. Su contacto inferior es discordante con el Grupo Mitu, y su contacto superior es concordante con la Formación Sarayaquillo. Se puede diferenciar en tres unidades de la base al techo: Formación Chambará (Megard F. 1968) constituida en la parte inferior por una secuencia monótona de calizas de color gris con nódulos de chert en estratos macizos de 2 a 3 m. de grosor, en tanto que la parte superior está compuesta por calizas micríticas de color gris amarillento a oscuro, en estratos delgados y ondulantes. Se calcula un espesor de 450 m.

La parte media conocida como Formación Aramachay (Megard F. 1968) con intercalación de calizas margosas y limoarcillitas gris oscuras; las calizas margosas se presentan en capas delgadas. En los horizontes limolíticos se han encontrado numerosos fósiles mal conservados. Se estima 350 m de espesor.

La parte superior como Formación Condorsinga (Megard F. 1968) consiste de calizas micríticas gris claro en capas delgadas y algo ondulantes. El grosor aproximado es de 200 m. Se le correlaciona con la Formación La Leche.

**Formación Oyotún.-** Descrita por Wilson, (1984). Su localidad tipo está ubicada cerca del pueblo del mismo nombre, en el valle de Zaña. Se presenta tanto en el flanco oeste como este de la Cordillera Occidental. Se encuentra suprayaciendo con una fuerte discordancia angular al Complejo de Olmos; su relación superior es de concordancia con el Grupo Goyllarizquizga. Su espesor es variable pudiendo alcanzar los 1450 m. (Reyes y Caldas, 1987). Su litología está constituida por flujos andesíticos y dacíticos consolidados en bancos medianos a gruesos, así como piroclásticos, tobas y brechas andesíticas azules y verdes oscuras. Hacia el oeste de su localidad tipo, se observan algunas intercalaciones de tobas, grauvacas y areniscas feldespáticas. Se ha podido encontrar fósiles del Jurásico inferior sobre todo en los niveles sedimentarios que se intercalan con los volcánicos. Se tiene el conocimiento del hallazgo de *Weyla alata*, *Weichselia peruviana* ZEILLER, Por ello, ha sido

asignada entre el Jurásico inferior a medio. Se le correlaciona con la Formación La Leche, con el Grupo Pucará, y con la Formación Sarayaquillo.

**Formación Sávila.-** Aflora en la localidad de Sávila, situada en la cabecera del río Limón. Está constituida en su parte inferior por areniscas de grano fino gris-plomizas a gris verdosas de matriz limolítica, con cemento calcáreo. Seguidamente tenemos bancos gruesos de areniscas tobáceas gris claras y conglomerados oxidados con brechas de grano medio a grueso. Se le asigna una edad Jurásico superior. Se correlaciona en parte con las formaciones Chicama y Tinajones.

**Grupo Goyllarizquizga.-** Sobreyace discordante a las rocas pre cretáceas hasta un contacto concordante y gradacional con otras unidades del Cretáceo. Consiste de areniscas y cuarcitas blanquecinas a marrones bien estratificadas en capas medianas e intercaladas con horizontes de lutita gris y marrón. Está cubierta concordantemente por la Formación Chignia e infrayace a la Formación Inca. En su base se tienen areniscas arcósicas de grano fino con matices rojizos, en la parte media contiene bancos masivos de cuarcitas porfidoblásticas de grano medio a fino blanco amarillentas hasta marrón rojizo. El techo lo constituyen cuarcitas grises con intercalaciones de lodolitas gris oscura, con mantos de carbón. Su espesor llega hasta los 700 m cerca de Chongoyape y Celendín. La presencia de plantas y mantos de carbón así como la ausencia de fósiles marinos, sugieren que es un depósito continental. Su edad no está determinada, como subyace a la Formación Inca, debe corresponder al Aptiano y Cenomaniano.

**Formación Chignia.-** Aflora entre la quebrada de Querpón y los alrededores de Mamayaco. El contacto inferior con el Grupo Goyllarizquizga es concordante. Se estima un espesor de 400 m. Litológicamente, la base consiste en una alternancia de cineritas blanquecinas, calizas areniscosas amarillentas de grano fino, areniscas limosas gris verdosas en capas delgadas y cineritas pálidas fisibles, hacia la parte intermedia se presentan esquistos sericíticos tobáceos blanquecinos de las facies de esquistos verdes, y en el techo, tobas brechoides y estiradas tectónicamente, con matriz gris verdoso, que contienen ammonites deformados.

La parte inferior de esta Formación tiene un alto contenido de fósiles de bivalvos *Inoceramus concentricus* PARKER, mientras que las partes más altas contienen fósiles de ammonites *Oxitropidoceras carbonarium* y *Prollyliceras* sp asignando una edad comprendida entre el Albiano medio y Albiano superior. Se le correlaciona con las formaciones Inca, Chulec y Pariatambo de la Cuenca Cajamarca, y con las formaciones Muerto y Pananga del Bloque Amotapes.

### **CENOZOICO**

**Volcánico Llama (Volcánico Calipuy inferior).-** Su litología varía de norte a sur. Así a los de 5°30' hacia el Ecuador, está conformada por bancos gruesos de brechas piroclásticas andesíticas, gris violáceas a moradas, intercaladas con niveles de tobas ácidas blanco verdosas, y ocasionalmente conglomerados volcánicos. Al sur de los 5°30' está conformada por bancos masivos de brechas piroclásticas andesíticas gris verdosas, y lavas igualmente andesíticas. Su espesor varía de un sector a otro: en el sector oriental tiene unos 500 m, mientras que en el occidental tiene sólo un promedio de 200 m.

Esta formación representa una fase de volcanismo continental que puede considerarse como un volcánico post-orogénico. No se tiene dataciones de esta formación, sin embargo, sobre la base de relaciones estratigráficas, sobreyace a la Formación Chota del Cretáceo superior-Cenozoico inferior, por lo que se le considera como Cenozoico Inferior (Wilson, 1984). Se le correlaciona con la Formación Sacapalca del Ecuador



**Fotografía N° 4.15:** Formación Llama - bancos gruesos de brechas piroclásticas andesíticas, intercaladas con niveles de tobas acidas blanco verdosas.

**Volcánico Porculla (Volcánico Calipuy superior).**- Aflora en el abra de Porculla de donde toma su nombre, y se encuentran desde la divisoria continental hacia el este, y en pequeños sectores de la zona oeste. Se encuentra suprayaciendo a la Formación Llama en discordancia angular, aunque puede sobreyacer a formaciones tan antiguas como el Complejo Olmos o al Grupo Salas. Su tope está erosionado y cubierto por los volcánicos Huambos o Shimbe. Está constituido principalmente por tobas andesíticas y riolíticas gris blanquecinas en bancos masivos. Hacia el oeste está conformado por tobas riolíticas gris verdosas con niveles ignimbríticos y brechas de tobas con grandes fragmentos piroclásticos. Se le atribuye una edad de Cenozoica inferior a medio, debido a que sobreyace a la Formación Llama y al Volcánico Huambos del Terciario Superior.

**Formación Tamborapa.**- Está conformada por un conglomerado heterogéneo, cuyos cantos subredondeados están dentro de una matriz limo-arenosa, y son de naturaleza intrusiva y volcánica-sedimentaria. Su espesor es de unos 100 a 150 m. Sobreyace a la Formación Bellavista, y a otras unidades por lo que se le asigna una edad Mioceno Superior a Plioceno.

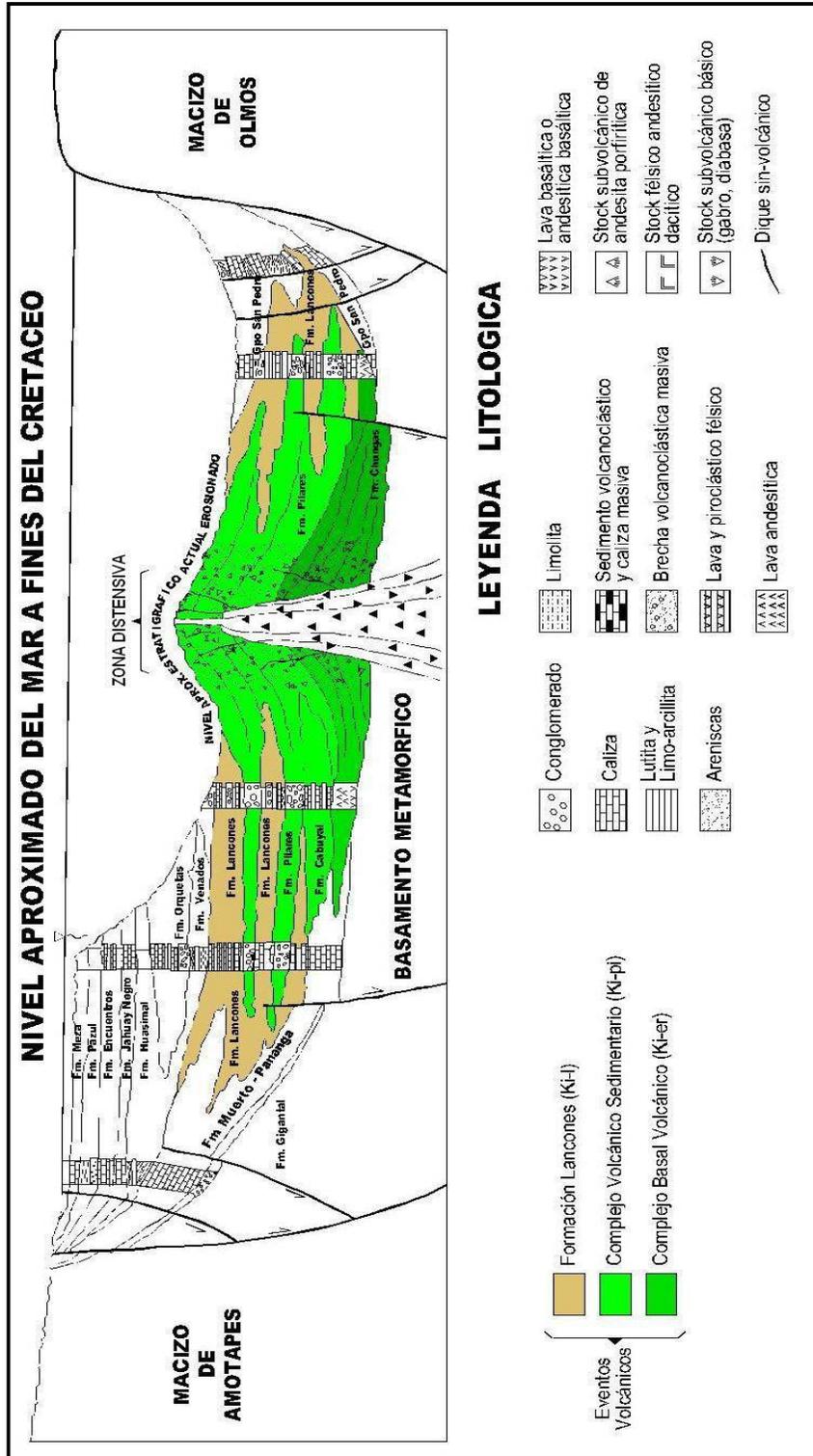


Figura N° 4.5.: Modelo Paleogeográfico de la Cuenca Lancones (Modificado de Caldas, J. & Farfán, C. 1997).

## 6. ROCAS PLUTÓNICAS

### 6.1 Sector Occidental

En este sector se emplaza el segmento más septentrional del Batolito de la Costa denominado Segmento Piura (Pitcher, 1978). Se les asigna una edad del Cretáceo superior – Cenozoico.

Los afloramientos se encuentran alargados en la orientación norte-sur, pero se interpreta que a profundidad constituyen una unidad masiva cratonizada, como resultado de un plutonismo múltiple, desde la facies de gabro-diorita hasta los granitos alcalinos. De este modo la cobertura volcano-sedimentaria de la cuenca, solamente constituye un delgado techo colgante del macizo batolítico. Estas intrusiones del Batolito de la Costa conforman el principal granitoide de la vertiente pacífica de la cordillera occidental que denominada como el Complejo Plutónico Las Lomas. Este es mayormente de composición granodiorítica a tonalita; mientras que en el sector suroeste se emplazan diques de composición diorítica a hornblenda con direcciones predominantes 130°.

No hay evidencias de la presencia de granitoides del Jurásico o Triásico, reconocidos en la zona de la frontera suroccidental con el Ecuador (Litherland et al., 1994 y Aspden et al., 1995), que probablemente sí se prolongan al Perú por la Faja Subandina. Para la descripción de las diferentes unidades intrusivas se ha tenido en cuenta la composición mineralógica y las relaciones texturales así como la naturaleza del emplazamiento, considerando si son sub-volcánicas o plutónicas.

#### **Complejo Plutónico Las Lomas (KT-gb, di, gdp, gdl, gdt, toc, gdh, mgpb, grch, gd y gr) Cretácico-Terciario.**

Tiene un diámetro aproximado de 40 km entre los Reservorios (embalses de agua) de Poechos y San Lorenzo, mientras que la longitud queda comprendida entre el noreste del área y las cercanías de Tambogrande al suroeste, donde los afloramientos de rocas terminan cubiertos por depósitos recientes.

En la parte central del Complejo, los gabros y las dioritas se encuentran aflorando en las partes marginales, mientras que las rocas menos básicas, granodioritas y monzogranitos, se encuentran emplazados en la parte central.

**Gabros y gabrodioritas (KT-gb).**- Este tipo de rocas afloran en el área del indicio El Noque, tratándose de una roca de grano grueso y oscuro con grandes fenocristales de plagioclasas gris blanquecinas, de bordes redondeados, generalmente zonados y también fenocristales de anfíboles y piroxenos euhedrales entrecruzados con las plagioclasas. Esta litología los diferencia de los gabros porfiríticos de probable edad Cretácea, anteriormente descritos.

**Dioritas (KT-di).**- Las dioritas están ubicadas en las partes más distales del Complejo Plutónico Las Lomas en forma de stocks aislados, pero que posiblemente en profundidad constituyen cuerpos grandes o un sólo plutón marginal alrededor de los términos granodioríticos.

**Cuarzo-Monzodiorita Purgatorio (KT-gdp).**- Es un cuerpo alargado NE-SO, ubicado en el flanco noroeste del Complejo Plutónico Las Lomas y que intruye los gabros y dioritas, y al evento La Bocana.

En muestra de mano, es una roca de grano grueso a medio, gris verdosa, de aspecto sacaroideo, que anteriormente estuvo cartografiado como “Granodiorita Purgatorio” (Reyes et al, 1987), pero el estudio microscópico la determinan como cuarzo-monzodiorita.

**Granodiorita Las Lomas (KT-gdl).**- Es uno de los plutones de mayor extensión y emplazado en la

parte central del Complejo, diametralmente intruído por la Monzogranito Peña Blanca. Es una roca de grano grueso gris-blanquecino, con fenocristales de plagioclasa blanquecina entrecruzados y de hornblendas tabulares en agregados también entrecruzados en formas reticulares. Se observan algunos cristales de biotita; mientras la hornblenda se encuentra cloritizada.

**Granodiorita Trapecio (KT-gdt).**- Aflora conformando los alrededores del Cerro Trapecio (9486000 N 596000 E), al noreste del Reservorio San Lorenzo, donde intruye a la Granodiorita Las Lomas. Es una roca de grano grueso, con fenocristales de plagioclasa de 3 a 5 mm de diámetro, también de hornblenda en concentraciones radiales, escasos granos de cuarzo intersticial y algunos cristales de feldespato potásico. Marginalmente varía a una diorita cuarcífera gris oscura de grano fino a medio.

**Tonalita Canoso (KT-toc).**- Es una tonalita gris-blanquecina, de grano medio y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (andesina) euhedral y cuarzo intersticial. Los minerales secundarios son: sericita, arcillas, actinolita, cloritas, epidota, limonita y calcita.

**Granodiorita La Huanca (KT-gdh).**- Es una roca granular hipidiomórfica (parcialmente xenolítica), con predominio de plagioclasas y cuarzo, con escaso contenido de feldespato potásico.

**Monzogranito Peña Blanca (KT-mgpb).**- Está emplazado en la parte central del Complejo Plutónico Las Lomas donde intruye gabros y dioritas marginales, así como las Granodioritas Las Lomas y Purgatorio. La roca es parcialmente xenolítica, presenta textura granular hipidiomórfica y se compone de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico; este último le asigna un color rosáceo a la roca.

**Granito Cascajo Blanco (KT-grcb).**- Cascajo Blanco es un granito de grano grueso, blanco-rosado, con fenocristales de plagioclasa, ortosa y cuarzo. Presenta alteración potásica y halos filicos de asociación cuarzo-sericita y limonitización. Presenta valores anómalos de oro, cobre y molibdeno.

**Intrusivos plutónicos menores (KT-gd,gr).**- En la parte periférica del Complejo Plutónico Las Lomas, se exponen varias intrusiones menores, como afloramientos de granitos (KT-gr), en el Cerro Chancadora. Consiste en un granito gris-rosado tectonicado con cizallamiento NO-SE.

**Diques sin-volcánicos.**- Los diques sin-volcánicos están presentes en toda la cuenca, donde se logra identificar verdaderos enjambres de diques, principalmente en el fondo de los cursos fluviales profundos, en su mayoría de composición andesítica a dacítica con rumbos predominantemente NO-SE y NE-SO, variando a veces a E-O y con buzamientos próximos a la verticalidad.

**Stocks de Gabros Porfíricos (K-gb).**- Constituyen pequeños stocks de gabros porfíricos o dioritas hornbléndicas oscuras, que siempre se les encuentra intruyendo a la Formación Volcánico Ereo, por lo que se propone se trate de cuerpos sub-volcánicos relacionados con estas vulcanitas.

En el área de Curi-Lagartos, aflora un stock de gabro gris oscuro a negro, de textura porfírica. Asimismo, existen afloramientos de un stock de diorita hornbléndica oscura de textura granular sub-ofítica, compuesta predominantemente por hornblenda (60%), plagioclasas (25%) y clinopiroxenos (<5%); esta roca intruye al volcánico Ereo y es intruída a su vez por la granodiorita La Huanca.

En el Cerro Manteca (9'468,500N. 569,200E), se identifica un stock de gabro porfírico gris oscuro, con fenocristales de plagioclasa hasta 1.5 cm de diámetro, además fenocristales de anfíboles y piroxenos en una matriz microporfírica oscura. Este cuerpo intrusivo tiene la particularidad de que en el contacto con la Formación Ereo (compuesta por andesitas básicas) exhibe un claro ejemplo de una estratificación magmática, consistente en una intercalación de capas feldespáticas leucócratas y otras oscuras, compuestas por minerales máficos, con intervalos de un centímetro de ancho y dispuestos paralelamente.

**Stock Ereo (Cretácico)** .- Aflora en el denominado Cerro Ereo (9 476 000 N 572 000 E), tratándose de un stock alargado N-S, con cerca de 12 km de largo y 7 km de ancho, que intruye a la formación volcánico Ereo, siendo intruido a su vez por un stock de dacita y por la granodiorita Las Lomas. Tiene el aspecto de una roca porfirítica, se compone de cristales blanquecinos de plagioclasas rotas y fragmentos líticos (tobas brechadas) en una matriz afanítica gris-verdosa por cloritización.

**Stocks Félsicos (Cretácico)**.- Se encuentran integrados un grupo de stocks sub-volcánicos félsicos, cuya composición varía entre una dacita y una andesita carente de ferromagnesianos. Los stocks félsicos dacíticos son rocas microporfiríticas, con fenocristales de plagioclasas blanquecinas y cuarzo abundantes, embebidos en una matriz microcristalina gris-blanca. Los stocks félsicos se asemejan a las lavas de la Formación La Bocana, por lo que se podría presumir que se encuentran genéticamente vinculados.

**Stocks Andesíticos (Cretácico)**.- En diferentes localidades se han identificado pequeños stocks de andesitas porfiríticas, generalmente intrusivos en el evento Bocana y en la Formación Lancones ubicados en toda la Cuenca Lancones.



**Fotografía N°4.16: Stock Ereo (Cretácico)** .- Aflora en el denominado Cerro Ereo (9 476 000 N 572 000 E) tratándose de un stock alargado N-S, con cerca de 12 km de largo y 7 km de ancho, que intruye a la Formación volcánico Ereo.

## 6.2 SECTOR ORIENTAL

En la parte oriental de la Deflexión de Huancabamba tenemos la presencia de dos unidades batolíticas: intrusiones más orientales del Batolito de la Costa del Norte y intrusiones relacionadas al

Batolito de Zamora del Ecuador.

## **INTRUSIONES RELACIONADAS AL BATOLITO DE LA COSTA**

Existen dos intrusivos relacionados con este batolito:

### **A. Intrusivo de Tabaconas**

Descrito como Granito de Paltashaco por Reyes & Caldas (1987). Es un granito de textura granular alotriomórfico con ortosa con leve alteración arcillosa, plagioclasa con débil alteración sericítica y biotita opaca. Se tienen dos afloramientos de gran extensión a lo largo del río Tabaconas.

### **B. Intrusivo de Arabisca (Pomahuaca)**

Una roca de composición predominantemente de diorita y tonalita de gran extensión en los alrededores de los Cerros Arabisca al norte de Pomahuaca. Datado en el Cretácico.



## FRANJAS Y ÉPOCAS METALOGENÉTICAS

### 1. FRANJAS METALOGENÉTICAS

Los depósitos minerales del área comprendida dentro de la región de Piura, se distribuyen en 6 Franjas metalogenéticas comprendidas y definidas en el Mapa Metalogenético del Perú relacionadas a características litológicas, estructurales y de contenido metálico.

Las vetas de baritina-Pb-Zn-Cu, han sido excluidas de las provincias metalogenéticas debido a que no tienen una roca huésped definido y sus contenidos metálicos son variables, tal como lo define Injoque et al. (2000). Además estas vetas se distribuyen en varias franjas.

Entre las franjas metalogenéticas del área de estudio tenemos:

#### 1.1 Franja VII: Sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au del Albiano

Se sitúa en el sector sur occidental de la Cuenca Lancones, y se emplazó dentro de un contexto de *rift* (Tegart et al., 2000; Ríos 2004). La mineralización se hospeda en rocas volcánicas submarinas del Albiano, que comprenden basaltos a riolitas y una afinidad geoquímica toleítica. La mineralización se relaciona con la actividad magmática dacítica. Los principales controles estructurales regionales son fallas NNE-SSO y ONO-ESE.

El más importante depósito es *Tambogrande*, al cual presenta edades de mineralización:  $100.2 \pm 0.5$  a  $104 \pm 2$  Ma., por método U/Pb (Winter et al., 2002). Conforman un depósito volcanogénico de sulfuros masivos de Cu-Zn de gran tonelaje, asociadas a domos dacíticos dentro de un ambiente distensivo. Se manifiesta como un prominente afloramiento sílico ferruginoso con gossan asociado de 550 x 200 m, ubicado bajo el poblado de Tambogrande.

Los recursos de esta franja se estiman en 163 t de oro, aproximadamente 4500 t de plata, y 2 Mt de zinc.

#### 1.2 Franja X: Pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior

Aunque se extiende discontinuamente hasta el sur del Perú, en el centro de la Cuenca Lancones, los depósitos de esta franja están controlados por fallas con orientaciones NE-SO, E-O y NNE-SSO. La mineralización de Cu-Mo está relacionada con granitoides del Cretácico superior (en aproximadamente 75 Ma, como el Batolito de Las Lomas) y hospedada en los niveles volcánicos félsicos de las secuencias volcano-sedimentarias del Albiano – Cenomaniano.

Los sistemas del tipo pórfidos cupríferos, se encuentran alineados en lo que se ha denominado cinturón magmático-hidrotermal. Algunos pórfidos de la Cuenca Lancones están muy erosionados, tal como se observa en las rocas intrusivas comprendidas en el área de estudio, que varían de pórfido con poca matriz a roca fanerítica. Estos pórfidos se habrían emplazado en una corteza delgada, por lo

que no estarían enriquecidos en contenido metálico, sin embargo esta postura es especulativa al no haberse llevado a cabo ninguna campaña sistemática de perforación diamantina. En esta franja destacan los proyectos Orquetas, Curi-Lagartos, Chancadora, Cascajo Blanco y otros.

Chancadora es el depósito más representativo, con una mineralización en un granito rojo fuertemente cizallado a lo largo de un rumbo NO – SE, con vetillas de limonita con carbonatos de cobre y un entramado reticular de cuarzo con estructuras stockworks de vetillas de sílice; mientras Orquetas está emplazada en la Granodiorita Las Lomas e intruída por el Monzogranito Peña Blanca, en la parte central del Complejo Plutónico de Las Lomas del Cretácico superior.

Se tienen mineralizaciones del tipo skarn, al contacto de stocks sub-volcánicos ácidos e intermedios del Complejo Plutónico Las Lomas, con las secuencias carbonatadas de la Formación La Bocana. No presentan valor económico, pero destacan la presencia de magnetita, actinolita, granates, epidota, pirita y carbonatos de cobre en stocks con morfología de colinas bajas aisladas. Entre estos indicios están El Noque, Pampas Quemadas, Tejedores y Pueblo Nuevo.

Además se tienen algunas estructuras vetiformes o filones con débil mineralización polimetálica (Cu-Pb-Zn y baritina) en Papayo, Revolcadero, Recodo, La Copa, Silverios, etc, abundantes, pero de tamaño pequeño y sin interés económico, que sin embargo pueden proporcionar información metalogenética valiosa.

Estas vetas están emplazadas mayoritariamente en la Formación La Bocana y la Formación Ereo, presentan con rumbo NE con espesores de centímetros y hasta 6 m, con una continuidad muy restringida. Así se han registrado numerosos cateos con explotación de baritina (probables manifestaciones hidrotermales tardías), que se encuentran en los depósitos de Cerro Colorado, Papayo, Silverios, Tomapampa. Esta baritina exhalativa como manto es un indicativo de presencia de sulfuros masivos volcanogénicos en la zona.

Finalmente existen en toda la región vetas de cuarzo  $\pm$  calcita  $\pm$  baritina con presencia de calcopirita, las que parecen ligadas al intrusivo de las Lomas, y que podrían ser removilizaciones de las de mineralizaciones volcánico-exhalativas cretácicas.

Si bien la fuente de los metales de estas vetas polimetálicas no está definida, probablemente provenga de la lixiviación de las rocas cajas a profundidad y también de fluidos magmáticos, pudiendo representar el nivel superior de depósitos porfiríticos de Cu, pero esta relación genética no está definida.

### **1.3 Franja XI: Sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico superior.**

Está emplazada en dos zonas, una en la parte central de la Cuenca Lancones que comprende solo el Cretácico superior y la otra en el flanco oeste de la Cordillera Occidental entre La Libertad e Ica, fuera de la zona de estudio que abarca del Cretácico superior al Paleoceno. Los depósitos de la Cuenca Lancones están hospedados en los niveles volcánicos félsicos calcoalcalinos del Albiano-Cenomaniano.

En este sector son conocidos los depósitos El Papayo, Potrobayo, La Bocana, La Saucha, y Tomapampa cuyos controles estructurales son fallas menores con orientaciones NE-SO, E-O y NNE-SSO, que constituyen la zona de deformación de la Deflexión de Huancabamba.

Potrobayo, se hospeda en secuencias volcano-sedimentarias de la Formación La Bocana, presenta mineralización de hierro con anomalías de Cu, Pb y Zn, así como la presencia de algunos cuerpos pequeños de baritina; mientras Tomapampa presenta alteraciones hidrotermales con núcleos fílicos

(sílice-sericita-óxidos) y extensos halos propilíticos (cloritas-zeolitas-halloysita) con zonas de alteración fílica-óxidos y unos recursos que ascienden a 0.5 millones de toneladas con 1.5% de Zn, 0.12 a 0.35 g/t de Au y 19 a 87 g/t de Ag. (Ríos, 2004).

#### **1.4 Franja XII: Epitermales de Au-Ag del Cretácico superior-Paleoceno**

Se emplaza en el sector central de la Cuenca Lancones. Las estructuras mineralizadas son vetas de cuarzo-oro, muchas de ellas irregulares, con orientaciones NE-SO y hospedadas en rocas volcánicas del Albiano-Cenomaniano. A los depósitos de Au-Ag que constituyen esta franja, se les asocia con mineralizaciones provenientes de granitoides del Cretácico superior-Paleoceno del área (Injoque et al., 2000). Entre los depósitos más representativos se puede mencionar a Bolsa del Diablo, Potrero, Suyo, Servilleta, Cuchicorral, Pampa Larga y Pilares.

Bolsa del Diablo tiene oro con leyes de 45 y 300 g/t y plata asociada a cuarzo con óxidos de hierro y baritina, cerca a un intrusivo pórfido dacítico silicificado; mientras en el distrito aurífero de Suyo, las leyes varían de 5 - 270 g/t de oro, al igual que en Cerro Servilleta.

En esta franja también existen vetas hospedadas en los intrusivos, las cuales tienen contenidos de Au, Ag, Cu, Zn +- Pb. Estas vetas se consideran como depósitos relacionados a intrusivos similares a los de la Franja Nazca – Ocoña del sur del Perú. Las vetas mineralizadas tienen una dirección NE-SO y E-O y presentan mineralizaciones de esfalerita y calcopirita, así como leyes de oro de hasta 98 g/t. Estos depósitos formarían parte de un segmento norte de la Franja IX del Mapa metalogenético “Depósitos de Au-Pb-Zn-Cu relacionados con intrusivos del Cretácico superior-Paleoceno” (Ver Mapa en Anexos).

La actividad minera informal y artesanal en toda la franja reporta una producción mensual aproximada de 8 a 12 toneladas de mineral con leyes variables de oro 5-100 g/t que en algunos casos puede alcanzar los 270 g/t (Ingemmet 2009, Informe interno).

#### **1.5 Franja XX: Pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno**

Se ubica a lo largo de toda la Cordillera Occidental y en la zona de estudio forma dos zonas. Una al norte que se prolonga al Ecuador; y otra al sur controlada por la faja corrida y plegada del Marañón (MTFB), en donde ocurre un progresivo cambio de orientación hacia el norte de ONO-ESE hasta N-S, al aproximarse a la Deflexión de Huancabamba. Es el equivalente de los denominados Segmento norte de pórfidos cupríferos terciarios de la cordillera occidental (Soler et al, 1986), de las brechas y pórfidos de Cu asociados con stock subvolcánicos del oligoceno-mioceno del norte peruano (Cardoso & Cedillo, 1990) y de la Faja metalogenética miocénica de los Andes central y norte del Perú (Vachon et al, 1998).

Se ubica a lo largo del Dominio Olmos-Loja de un basamento de rocas metamórficas del Paleozoico inferior y medio, como el Complejo de Olmos, el Grupo Salas y la Formación Río Seco del Perú, afectadas por grandes cabalgamientos y pliegues, de diferente grado metamórfico y sobreyacidas por los volcánicos del Grupo Calipuy y que también sobreyace al batolito granítico a granodiorítico de Tangua (114 Ma en K-Ar, biotita; Sánchez, 2005b) del Ecuador y al Batolito de la Costa en el Perú (datado en 93 Ma Ar/Ar en biotita y 122 Ma datado en hornblenda, Sánchez, 2005b).

Esta franja presenta tres eventos magmáticos relacionados con la mineralización estimada en 22-20 Ma, 18-13 Ma y 10-5 Ma. Estos eventos magmáticos están manifestados por el emplazamiento de stocks intrusivos calcoalcalinos dioríticos a granodioríticos. El tercer evento magmático de 10-5 Ma ha generado los depósitos tipo pórfido Cu-Mo (Au), tal como el de Río Blanco.

Río Blanco, presenta un complejo de múltiples fases intrusivas con un núcleo de cuarzo y con amplio desarrollo de brechas ígneas. Se ha registrado 1250 Mt con 0.55 % de Cu y 0.026 % de Mo (Pratt & Bristow, 2005).

Otros depósitos en el sector sur de la zona son los de Peña Verde, con alteración argílica avanzada relacionada a un intrusivo diorítico, y La Huaca, en stocks y diques porfíricos de composición monzonítico, cortando a las andesitas con intercalaciones de limoarcillitas y areniscas de la Formación Oytún y Formación Gollarisquizga (Ingemmet, 2001).

### **1.6 Franja XXI. Epitermales de Au-Ag del Mioceno**

De amplia distribución a lo largo de la Cordillera Occidental. Se extiende en los volcánicos Cenozoicos, como el Grupo Calipuy formado por lavas y depósitos piroclásticos de entre 54 y 8 Ma (Cossio, 1964; Wilson, 1975; Farrar y Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005) comprendiendo cuatro grandes periodos de emplazamiento: Eoceno (35.2 Ma), Oligoceno inferior (27.3 Ma), Oligoceno superior-Mioceno inferior (23.7 Ma) y Mioceno entre 18.7 y 19.5 Ma.

Esta secuencia volcánica está cortada por cuerpos subvolcánicos andesíticos y dacíticos datados en  $35.2 \pm 0.4$  y  $13.7 \pm 0.2$  Ma que también cortan secuencias sedimentarias mesozoicas (Rivera, 2007).

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELLIDO E., (1960)** Yacimientos de hierro de Tambogrande. Boletín N° 11 del Ingeniero Geólogo
- BELLIDO, F., JAIMES, F., CARLOTTO, V. & DÍAZ-MARTÍNEZ, E. (2008)** Los Granitoides Peralumínicos triásicos de los Cerros de Amotape y del Macizo de Illescas (Noroeste de Perú): Implicaciones para la Evolución Geodinámica del Terreno Amotape. Resúmenes extendidos del XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología.
- BRAUN E., CALVO G., & RIOFRIO C., (2000)** Rio Blanco, a Newly Discovery Porphyry Copper Deposit in Northern Peru. Primer Volumen de Monografías de Yacimientos Minerales Peruanos. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú (IIMP).Lima
- CALDAS J., & FARFÁN C., (1997)** Tectonismo, magmatismo y sedimentación en la Cuenca Lancones. Resúmenes extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, Vol. esp. Lima. pp. 249-253.y pp. 327 - 330.
- CALDAS J., PALACIOS O., PECHO V., & VELA CH., (1980)** Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda. Pta. La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. Boletín N° 32, INGEMMET.
- CARTENSEN A. & CÓRDOVA A., (2000)** El Proyecto Tambogrande. Resúmenes extendidos. Cuarto Simposium Internacional del Oro. Lima, Perú.
- COBBING E.J., PITCHER W., WILSON J.; BALDOCK J., TAYLOR W., McCOURT W. & SNELLING N., (1981)** Estudio Geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú. INGEMMET-Bol. N° 10-serie D.
- CORDOVA A., (1999)** Geología del Yacimiento VMS Tambogrande de Piura. Revista del Capítulo de Ingeniería Geológica CD Lima, pp. 9 al 12. Año IV. N°6, Dic. 2009
- CHACÓN N., (1988)** Metalogenia del Eugeosinclinal Albiano-Cenomaniano de la Cuenca Noroccidental del Perú, Ph. D. Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- GUEVARA J., ORTLIEB L. & MACHARÉ J., (1991)** Evolución geológica de la depresión Salina Grande, desierto de Sechura. Estudio preliminar, pp. 499-504. En: 7° Congreso Peruano de Geología Pedro Verástegui Mackee. Lima: Sociedad Geológica del Perú.
- GUERRA K., QUISPE J., (2006)** Evolución Tectónica de la Deflexión de Huancabamba, Norte del Perú. Implicancias Geodinámicas y Económicas – INGEMMET, Informe Interno de la Dirección de Geología Económica (DGE)
- INGEMMET (1976)** Informe de Prospección Geofísica – Convenio de cooperación Técnica Franco – Peruana: INGEMMET y B.R.G.M.
- INGEMMET (1980)** Geología de los Cuadrángulos de Bayovar, Sechura, La Redonda, Pta. La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Morrope; Boletín N° 32, Serie A, Carta Geologica Nacional, 78 págs.
- INGEMMET (1987)** Geología de los cuadrángulos de: Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropon, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca, Boletín 39. Serie A, Carta Geologica Nacional, 83 págs.

**INGEMMET (1994)** Geología de los Cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Qubrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla; Boletín N° 54, Serie A, Carta Geológica Nacional, 190 págs

**INGEMMET (1995)** Geología de los cuadrángulos de: Río Santa Agueda, San Ignacio y Aramango. Boletín 57, Serie A, Carta Geológica Nacional.

**INGEMMET (2001)** Proyectos de Inversión Minera y Prospectos en Estudio. Boletín Especial. Diciembre 2001.

**INJOQUE J., (1978)** Estudio de la Génesis del yacimiento de Tambogrande y la determinación de las sustancias de interés económico. Tesis de Ingeniero. Universidad Nacional de Ingeniería. Lima – Perú.

**INJOQUE J., MIRANDA C. & DUNIN-BORKOWSKI. E., (1979)** Estudio de la génesis del yacimiento de Tambogrande y sus implicancias. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 64, 1979.

**INJOQUE J., MARTÍNEZ J., SERRANO M., RÍOS, A. & TORRES J., (2000)** Geología de los volcánicos del Cretáceo medio, Cuenca Lancones, Tambogrande-Las Lomas, Piura. X Congreso Peruano de Geología.

**INJOQUE J., (2000)** Distribución de Yacimientos de Sulfuros Masivos (VMS) y de Cobre tipo Manto (CuTM) en el Arco Volcánico Cretácico de los Andes Peruanos y Sudamericanos. Boletín Sociedad Geológica del Perú, N° 90. pp. 19-34.

**INJOQUE J., & ARANDA A., (2005)** Metalogenia de la Costa Peruana – Visión Actualizada. Volumen Jubilar de la Sociedad Geológica del Perú, N° 6. Lima. pp. 149-166.

**JAILLARD E., (1990)** Evolución de la margen andina en el norte del Perú, desde el Aptiano superior hasta el Senoniano, Lima, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, N° 81, pp.. 3-13.

**JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L. & ROBERT E., (1998)** Revisión estratigráfica del Cretáceo Superior del Noroeste Peruano y Suroeste Ecuatoriano. Datos Preliminares, Consecuencias Tectónicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Vol.88, pp 101-115.

**LUNA H., (2009)** Minería Sostenible en el Perú y en la Región Piura. Dirección General de Minería. III Seminario Nacional de Minería – Piura 2009

**MANHATTAN MINERALS CORPORATION (1999)** X Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos, pp. 236.

**MACHARÉ J., SEBRIER M., HUAMÁN D. & MERCIER J. (1986)** Tectónica Cenozoica de Margen Continental Peruana. Sociedad Geológica del Perú. Vol. 76, pp. 45-47.

**MARTÍNEZ TROUVE, J.N., (2004)** Paleontología de la Región de Talara-La Brea (Piura-Perú) Hacia el Fin del Pleistoceno. Datos sugeridos para las Paleocomunidades de Mamíferos. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú, pp. 481-484.

**MORRIS, R. C. & ALEMAN, A. (1975)** Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero formation in Northwest Perú. Boletín Sociedad Geológica del Perú, Vol 48, pp 49-64.

**MOURIER, T. (1988)** La transition entre Andes marginales et Andes cordilleraínes a Ophiolites : Evolution Sedimentarie, Magmatique et Structurale du Relais de Huancabamba (3<sup>o</sup> a 8<sup>o</sup> Lat. S; Nord Pérou-Sud Equateur). Tesis para obter el grado de Doctor Especialista en Ciencias Naturales. Universidad de París-Sur.

**PALACIOS, O. (1994)** Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. Bol. Inst. Geol. Min. Met. INGEMMET N<sup>o</sup> 54, Serie A.

**PERALES, F. (1994)** Glosario y Tabla de Correlación de las Unidades Estratigráficas del Perú.

**PETERSEN, E. (1984)** Guías para exploración de yacimientos de sulfuros masivos en terrenos metamórficos. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar LX Aniversario 7: pp. 1-10.

**QUISPE J., RODRIGUEZ I. & SANCHEZ V., (2007)** Evolución Tectónica de la Deflexión de Huancabamba, Norte del Perú. Implicancias Geodinámicas y Económicas – INGEMMET, Informe Interno de la Dirección de Recursos Mineros y Energéticos (DRME).

**REYES L. (1986)** Evaluación Geológica de la Cuenca Lancones por Hidrocarburos. LX Rane de Exploración. PERUPETRO.

**REYES L. & CALDAS J., (1987)** Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. Boletín N<sup>o</sup>39 Serie A: Carta Geológica Nacional – INGEMMET.

**REYES L. & VERGARA J., (1987)** Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones. Informe PETROPERU, 57 pag.

**REYES, L. (1989)** - Evaluación geológica de la Cuenca Lancones por Hidrocarburos. Informe PETROPERU. 18 pag.

**RÍOS A., (2004)** Estudio del Metalotecto Lancones y su Potencial por Yacimientos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos (VMS) - (Piura – Perú). 2004. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.

**RIOS A., CASTROVIEJO R., CASAVARDE J & LEON J (2006)** Los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) de la Cuenca Lancones Piura – Perú, XIII Congreso Peruano de Geología (resúmenes extendidos).

**ROBERT E., BULOT L., DHONDT A., JAILLARD E., VILLAGÓMEZ R., RIVADENEIRA M., & PAZ M., (1997)** La Transgresión del Cretáceo inferior en el margen Andino (Perú y Ecuador): Datos preliminares. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, N<sup>o</sup> 88; pp. 73-86.

**ROMERO L., ALDANA M., RANGEL C., VILLAVICENCIO E. & RAMIREZ J., (1995)** Fauna y Flora fósil del Perú. Boletín N<sup>o</sup> 17 Serie D: Estudios Especiales. INGEMMET

**RODRÍGUEZ I., (2001)** Proyecto Lancones-Celica (Perú – Ecuador). Informe Interno para Joint Venture Cía de Minas Buenaventura S.A.A. & BHP

**RODRÍGUEZ I., (2002)** Proyecto Potrobayo-Piura. Informe Interno para Joint Venture Cía de Minas Buenaventura S.A.A. & BHP Billiton Tintaya

**RODRÍGUEZ I., QUISPE J., SANCHEZ V., VILLARREAL E. & JAIMES F. (2008).**- Metalogenia de la cuenca Lancones: Noroeste del Perú – sur del Ecuador. Sociedad Geológica del Perú. XIV Congreso Peruano de Geología. XIII Congreso Latinoamericano de Geología. Lima 2008.

**RODRÍGUEZ I., (2009)** Geología de Yacimientos Auríferos del Distrito de Suyo – Piura. Dirección de los Recursos Mineros y Energéticos (DRME) – INGEMMET. En: III Seminario Nacional de Minería-Piura 2009.

**RODRIGUEZ I., VILLARREAL E., HUANACUNI D., (2009)** Geología de la Cuenca Lancones – Piura, Perú. XII Congreso Geológico de Chile, Nov 2009.

**SÁNCHEZ J., PALACIOS O., QUISPESIVANA L., CARLOTTO V. & AGUILAR L., (2005)** El Paleozoico en el Bloque Amotapes – Tahuín. Perú-Ecuador. XII Congreso Ecuatoriano de Geología. Quito. Mayo 2005.

**SÁNCHEZ A., RODRÍGUEZ W., VALDIVIA C. & JIMÉNEZ W., (1983)** Prospección geológica, minera y geofísica del área de Reserva Potrobayo (Cerro Algodonal – Cerro La Mina). INGEMMET.

**SERRANO M., (2003)** Estudio geológico-minero de la hoja de Río Seco (10 C-II). Escala 1/50000; UNMSM. Tesis de Grado.

**TEGART P., (2009)** Tambogrande District, Piura Department, Northern Peru. Manhattan Minerals Corporation. X Congreso Peruano de Geología.

**TEGART P., ALLEN G. & CARSTENSEN A., (2000)** Regional setting, stratigraphy, alteration and mineralization of the Tambogrande VMS district, Piura Department, northern Peru: Geological Association of Canada, Mineral deposits division, Special Paper 2, pp. 305 – 335.

**TUMIALÁN P. H., (2003)** Compendio de Yacimientos Minerales del Perú, Boletín. N° 10.Seria B. INGEMMET, Lima

**UNIDAD DE GESTIÓN LOJA –ECUADOR (2007), CONSEJO PROVINCIAL DE LOJA; UNIDAD DE GESTIÓN PIURA (PERÚ), GOB. REGIONAL PIURA (2007)** Proyecto Binacional de Ordenamiento, Manejo y Desarrollo de la Cuenca Catamayo Chira (2007).

**VARGAS, CH., (2000)** Geología de los volcánicos del Cretáceo medio, Cuenca Lancones, Tambogrande-Las Lomas, Piura. X Congreso Peruano de Geología.

**VIDAL C., (2005)** Potencial Geológico Minero en el Desierto de Sechura. En: Simposio de Minería. Universidad Nacional de Piura.

**WINTER S. & TOSDAL R., (2004)** A reconstructed cretaceous depositional setting for giant volcanogenic massive sulfide deposits at Tambogrande, northwestern Peru. Society of Economic Geologists, Special Publication 11, pp. 319-340.