

Génesis del carbón peruano en el marco de la tectónica global

Genesis of peruvian coal in the global tectonic framework

Estanislao Dunin-Borkowski[†], Javier Jacay¹, José Sánchez-Izquierdo¹

RESUMEN

Los depósitos de carbón en el Perú se han formado a lo largo del borde continental en tres periodos cortos cruciales para la historia geológica del país. Su génesis es un claro indicador para el clima, geomorfología y latitud geográfica local e indirectamente para la deriva continental, tectónica regional y variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Fanerozoico; cada uno de estos periodos está estrechamente vinculado con el desarrollo tectónico del Perú y particularmente con la deriva continental y/o lineamientos entre las placas. Las causas inmediatas de la génesis de las cuencas carboníferas peruanas fueron durante cada periodo de formación del carbón distintas, siendo todas estas cuencas sub-paralelas al borde continental que fue originalmente de Gondwana y actualmente es de América del Sur; por esto el estudio de las cuencas carboníferas aporta una visión integral de la geología del Perú en la geotectónica global.

Palabras clave: Paleogeografía, carbón, cuenca sedimentaria, tectónica, fanerozoico.

ABSTRACT

The Peruvian coal deposits have been formed along the continental ridge in three different important short times of the Peruvian geology history. The genesis is an indicator for the weather, geomorphology and the local geography latitude, and indirectly to the continental derive, regional tectonic and eustatic variation of the level of sea during the Phanerozoic, each of these times is related to the Peruvian tectonic development and mainly with the continental derive and the lineaments with the plate tectonics. The main causes of genesis of Peruvian basin coals were during each formation time, different, been all these basin subparallel to the continental ridge that was originally Gondwana and it belongs actually to South America, that is why the coal basins give an integral vision of the Peruvian geology in the Global Geotectonic.

Keywords: Paleogeography, coal, basin sedimentaire, tectonic, phanerozoic.

[†] Fallecido el 22/03/2006.

¹ Universidad Nacional Mayor de San Marcos, EAP de Ingeniería Geológica, Av. Venezuela Cda. 34 s/n, AP. 3973, Lima 100 (jjacay@unmsm.edu.pe)

INTRODUCCIÓN

Condiciones indispensables para la formación del carbón

Para que se formen los depósitos del carbón es necesario que en apropiada área continental exista vegetación abundante y condiciones para la preservación, acumulación y carbonización de sus restos. La presencia de abundante agua dulce junto con la luz solar y rangos de temperaturas adecuadas son el prerrequisito para el crecimiento de las plantas. Los restos de estas plantas solo pueden preservarse de oxidación cuando están separados del oxígeno libre del aire por un medio reductor o inerte. El medio más común para este propósito es el agua estancada cuyo oxígeno disuelto ha sido consumido para los vegetales en descomposición. Para el agua estancada se necesitan reservorios que son normalmente depresiones en los cuales pueden acumularse los restos. Estas condiciones cumplen los pantanos. Para la carbonización la materia orgánica debe perder el agua y los compuestos de nitrógeno y oxígeno. Este proceso se desarrolla en el subsuelo sin acceso del aire con la participación de bacterias anaeróbicas y es acelerado a mayor profundidad con aumento del grado geotérmico. Para que esto ocurra los restos vegetales deben estar cubiertos por materiales más recientes que los separen del aire y tectónicamente llevados a mayores profundidades esto es soterrados por procesos de subsidencia.

Estas condiciones solo pueden presentarse cuando se cumplen los prerrequisitos geotectónicos. Así por ejemplo la formación de carbón en latitudes ocupadas por áreas predominantemente áridas solo es posible cuando el levantamiento de las montañas volvió el clima propicio para el crecimiento de abundante vegetación. La preservación de oxidación y carbonización de los restos vegetales acumulados sólo es posible en las cuencas subsidentes próximas a áreas elevadas de las cuales puede venir la cubierta protectora.

La geotectónica y el clima

La geotectónica tuvo una importancia sobre el clima que a su vez tuvo una importancia sobre la formación de carbones. Es digno de mención que las condiciones favorables para la acumulación y preservación de materia orgánica y su conversión en el carbón, se presentaron en el Perú solo al final de los principales procesos geotectónicos. La restricción de la formación del carbón en el Perú a determinadas fases de los procesos tectónicos puede explicarse con la influencia de estas sobre el clima y geomorfología. El relieve aumentado, incrementó las precipitaciones que permitieron vegetación abundante durante las etapas iniciales el aporte de los sedimentos clásticos

a las áreas bajas pudo resultar excesivo rellenando las depresiones con detritus antes de que se acumule en ellas la materia orgánica y bajando así el grado de carbón. Los procesos geotectónicos aumentaron el relieve del área afectada y por lo menos las dos posteriores generaron cuencas subsidentes, y formación de pantanos. Las cuencas eran indispensables para la acumulación y la preservación de la materia vegetal. Las cuencas mesozoicas y cenozoicas son extensas y profundas y los carbones de dichas cuencas se encuentran por lo menos en parte en depósitos grandes y económicamente importantes.

En los países con clima subtropical, las precipitaciones se concentran en las áreas de las cuales el agua escurre a las áreas bajas. En esas depresiones pueden formarse pantanos en los cuales la materia orgánica puede preservarse de la oxidación. El carbón pudo formarse en las cuencas subsidentes al pie de estas montañas. Dichas cuencas pudieron ser también más alejadas si a ellas o por escurría el agua precipitada.

El área con pantanos debe hundirse para que por encima de ella puedan acumularse los sedimentos. El peso de estos sedimentos y el grado geotérmico ayudarán a la transformación de materia orgánica en carbón.

1. EL MARCO GEOLÓGICO ANTERIOR A LA FORMACIÓN DE LOS CARBONES PERUANOS

La mayor parte del basamento Precambriano del Perú se formó durante Proterozoico Superior por acreciones tardías del Cratón de Amazonía (Cordani *et al*, 2000; Tassinari *et al*, 2000). Este cratón cuyos bordes subyacen a la mayor parte del territorio nacional peruano formaba parte del supercontinente Gondwana (Fig. 1); este supercontinente se dividió hace unos 830 Ma en continentes Laurentia y Gondwana (Cawood, 2005). Además de estos continentes mayores había bloques menores con corteza continental que tenían la libertad de movimientos dentro de los océanos, a estos bloques la literatura geotectónica actual denomina de terranes. Su naturaleza no ha sido todavía determinada con exactitud pero podemos imaginarse, basándose en el principio de actualismo, que se trataba de grandes islas como Madagascar o Sri Lanka o amplias plataformas submarinas someras como la de Seycheles con basamento de SIAL.

Uno de estos terranes el macizo de Arequipa fue incorporado en Gondwana, chocando el Cratón de Amazonía, lo que resulto muy importante para la formación de Carbones Paleozoicos. Con esto se complemento el basamento cristalino del Perú meridional encima del cual se depositaron los carbones peruanos.

Es probable que Amotapes, Silla de Paita, Illescas e islas de Lobos de adentro y de fuera fueran originalmente terranes como lo ha manifestado Mourier (1988).

1.1. El borde continental peruano

Al desintegrarse Gondinia se abrió entre Laurentia y Gondwana el océano precursor del Pacífico, quedando el Perú en el borde occidental del Gondwana. (Cawood 2005, figuras 1, 2 y 3). Desde aquel entonces el Perú se encuentra en el límite entre la placa continental y oceánica. Esta posición particular durante casi un Ga ha impuesto sobre su geología y de sus formaciones características especiales, siendo la mayor parte de estructuras más importantes del Perú son paralelas al borde continental, entre ellas están fallas, rasgos geomorfológicos principales, elongaciones de formaciones ígneas, metamórficas y sedimentarias, alineamientos de yacimientos minerales etc.; también lo son las cuencas carboníferas independientemente de su edad. Evidentemente el borde continental tuvo una influencia decisiva sobre las orientaciones de las estructuras muy variadas en su naturaleza y edad.

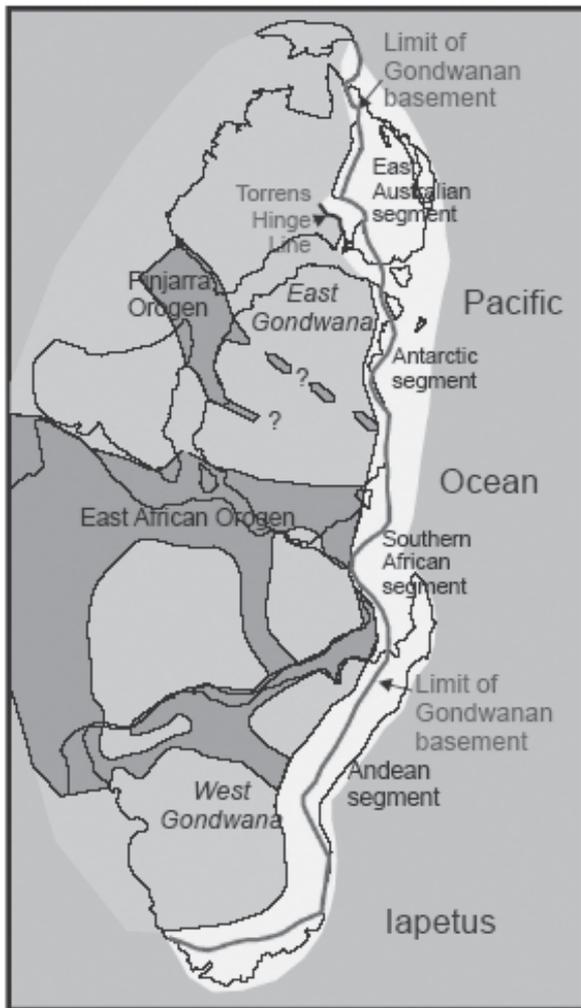


Figura 1. Distribución del orógeno Terra australis (en amarillo) a lo largo de la margen oriental y occidental del Gondwana (tomado de Cawood, 2005).

El paralelismo original es fácil de explicar. Las tensiones que abrieron el océano pudieron generar fácilmente fracturas paralelas a sus bordes, los que han sido reactivadas por diferentes mecanismos en diferentes épocas, estructuras por las cuales ascendía el magma, soluciones hidrotermales o a lo largo de las cuales se producían desplazamientos laterales y/o verticales de los bloques

El borde continental por definición constituye una zona de transición entre corteza continental y oceánica que además de diferenciarse por su litología y química, adquieren distintas características mecánicas cuando son calentadas por el grado geotérmico. Por esto a lo largo de esta zona de transición (límite entre las corteza continental y oceánica) se forman franjas de debilidad y deformación, donde se ubican de preferencia deslizamientos paralelos al rumbo (“Intraplate strike-slip deformation belts”, Storti *et al.* 2003).

Basándose en esta hipótesis y en el paralelismo de las distintas estructuras podemos asumir que el borde continental de Gondwana incluyendo la parte peruana, es una franja con deslizamiento de bloques paralelos al rumbo con acreción posterior. Según Storti *et al.* (2003) que estudiaron franjas similares en otras regiones opinan que se trata de estructura muy profunda que llega a la astenósfera; los autores mencionados destacan la similitud de estas estructuras con fallas de transformación y lineamientos intercontinentales. Los carbones peruanos se formaron en cuencas paralelas al borde continental y su génesis refleja el desarrollo de la geotectónica global en esta parte del globo durante el fanerozoico.



Figura 2. Reconstrucción paleogeográfica de Gondwana, al Ordovícico superior (1: Cuenca del Cabo, 2: Precordillera Argentina, 3: Cuenca del Chaco, 4: Zona Subandina de Bolivia, 5: Altiplano Boliviano, 6: Cuenca Paraná, 7: Cuenca Taoudeni en Mauritania, 8: Portugal, 9: Arabia Saudita), tomado de Assine *et al.* 1998.

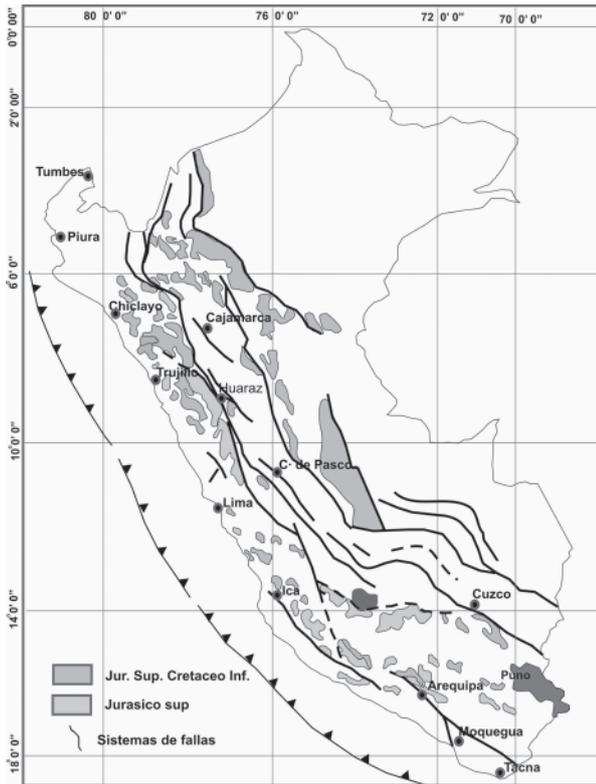


Figura 3. Mapa de distribución de unidades del Jurásico superior al Cretáceo inferior, correspondientes a los grupos Yura, Chicama, Goyllarisquizga y Oriente, controlado por sistema de fallas longitudinales paralelos al borde del continente.

2.2. La tectónica del océano y el desarrollo del borde continental

La tectónica del océano entre Laurentia y Gondwana y especialmente de su parte próxima al borde continental peruano tuvo una gran importancia para la génesis de los carbones del Perú. La existencia y desplazamiento de macizos de corteza continental en este océano o terranes fue asumida por varios investigadores destacando entre ellos Keppie y Ramos (1999), Dalziel, (1994, 1996, 1997). Estos terranes fueron arrancados de los bordes sobresalientes y transportados a los lugares donde se unieron de nuevo con los continentes por subducción o atascamiento. Cuando los terranos se unían con el borde del mismo continente del cual fueron arrancados se llaman autóctonos y cuando del borde opuesto aloctonos. Existen varios métodos para determinar de donde proviene el terran como por ejemplo historia, geología, edades similares, paleomagnetismo etc.

Para que un terran pueda separarse del continente debe existir entre ambos una fractura profunda que llegue hasta la astenósfera, fallas de deslizamiento paralelo al rumbo muy profundas pueden formarse en las franjas de debilidad y deformación cerca del límite entre la placa continental y oceánica y probablemente ellas son las principales responsables de separación

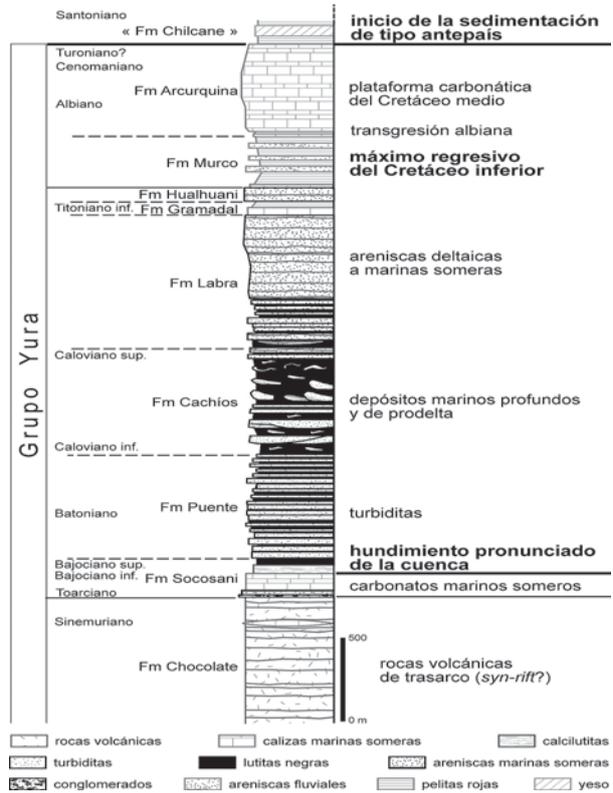


Figura 4. Columna estratigráfica del Grupo Yura (tomado de Sempere et al 2004).

de terranes. Es muy probable de que estas fracturas no producían siempre la separación, en este caso las fracturas pueden convertirse en graben en los cuales podrá depositarse carbón u otras sustancias.

Al unirse un terrano al continente puede formarse entre ambos cuencas incluyendo carboníferas. Igualmente en el antepaís de las montañas formadas por subducción a lo largo del borde continental se podrían depositarse los carbones. En el Perú hay ejemplos de las génesis arriba mencionadas para las cuencas carboníferas

El estudio de la tectónica del las áreas ubicadas a ambos lados del límite de las placas continental y oceánica ayudan a comprender mejor la tectónica de las franjas deformadas entre las placas oceánica y continental y de la astenósfera subyacente.

El Perú que tiene numerosas cuencas y estructuras muy variadas es especialmente indicado para hacer tal estudio. Por otro lado para investigar el estudio de carbones es particularmente indicado ya que su formación y preservación exige condiciones muy particulares.

2. EDAD DE CARBONES PERUANOS

En el Perú hubo solo tres periodos relativamente cortos durante los cuales se cumplían las condiciones requeridas necesarias para la formación de los depósitos de carbón. Estos periodos fueron muy

importantes para la geología histórica del Perú. Se trata de:

- 1) Misisipano Inferior hace unos 330 Ma. (Viseano?)
- 2) Cretáceo de 140 a 130 Ma (del Beriasiano a Valanginiense Inferior)
- 3) Neogeno (principalmente Mioceno) y Cuaternario durante los últimos 30 Ma.

Dichos periodos corresponden a las etapas tardías de los procesos tectónicos que crearon condiciones favorables para su génesis. Entre inicio de estos procesos y deposición del carbón transcurren millones y a veces decenas de millones de años.

2.1. El basamento predevoniano del Perú

Para comprender las causas geotectónicas de la formación de las cuencas carboníferas peruanas se necesita conocer la historia previa del área donde se encuentran. El basamento continental predevoniano del Perú o anterior a las más antiguas plantas terrestres formaba parte de Gondwana y estaba compuesto por cratones de Amazonía (Cordani *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000) y de Macizo Arequipa (Shackleton *et al.* 1979). Estos y otros cratones con corteza continental se agrupaban en continentes de los cuales formaban piezas fundamentales. El supercontinente Gondwana se formó durante la orogenia Grenvilliana entre 1200-970 Ma (Hardolph *et al.* 1995). De Gondwana se desprendió hace 830 Ma el continente Amazonia cuando este se desintegró por la apertura en su medio del océano Iapetus (Cawood, 2005, figuras 1, 2 y 3). La línea divisoria de Amazonia respetaba los límites de cratones preexistentes que correspondían a las franjas de debilidad y podrían reactivarse.

Al dividirse Amazonia el Perú quedó en el borde de Gondwana y desde aquel entonces se encuentra cerca del límite de la placa continental con la oceánica. Esta posición particular durante por lo menos 0.8 Ga ha impuesto sobre su geología y formaciones características especiales. Diversos sistemas de fallas verticales o subverticales como por ejemplo en el Perú Incahuasi, Chonta y otras los que siguiendo a Storti *et al.* (2003) se consideran como "Intraplate strike-slip deformation belts" entonces podemos asumir que el borde continental de Gondwana incluyendo la parte peruana, fue una franja con deslizamiento de bloques paralelos al rumbo con acreción posterior. El rumbo dominante de estructuras principales en el basamento predevoniano del Perú y áreas colindantes es paralelo al borde continental. Esto es válido igualmente para cratón de Amazonia como para las estructuras post grenvillianas o por lo menos post-amazonianas del Macizo de Arequipa.

2.2. Las deflexiones y su naturaleza

El borde continental de Gondwana estaba compuesto por varios tramos que se unían con ángulos obtusos. Los lugares de cambio de rumbo se denominan en el Perú deflexiones o cuando el ángulo entre tramos se reduce y acerca al recto, codos. El lugar normal de las deflexiones es el cruce entre el borde continental con la sutura entre cratones preexistentes, tal sutura es una franja de debilidad y eventual deslizamiento ya que corresponde a corteza continental anteriormente deformada. Las franjas de debilidad correspondientes a suturas pueden reactivarse. Un ejemplo cenozoico de reactivación presenta la sutura entre los cratones del Perú y Chile, debido a esta reactivación los tramos, peruano y chileno del borde continental que antes eran alineados forman actualmente el Oroclino Boliviano. Este hecho que demuestra la plasticidad de la corteza continental fue explicado por métodos magnetométricos por Mac Fadden *et al.* (1995) y James & Sacks, 1999).

Otros problemas presenta la interpretación de la deflexión de Huancabamba. Algunos autores afirman, basándose en el rumbo distinto que en el borde continental del cratón de Amazonas, que los bloques de Amotapes, Silla de Paita, Illescas e islas de Lobos eran originalmente bloques independientes que se unieron con el continente Sur Americano (Mourier *et al.* 1991), recientes estudios (Sánchez Izquierdo, en preparación) demuestran que no hubo separación entre estos bloques del continente y que se trata de una deformación. Los estudios Paleomagnéticos de Mitouard *et al.* (1990) han demostrado que esta deformación es posterior al Paleozoico.

Otro ejemplo peruano muy ilustrativo es de deflexión de Abancay. Los cratones que aquí empalmaron son la Amazonía y Macizo de Arequipa. El borde continental de Amazonía tiene el rumbo N30°W que predomina en el Perú central y el rumbo N60°W del borde de Macizo de Arequipa con que es característico para el Perú meridional. Cerca de deflexión las estructuras con uno de los dos rumbos se presentan lado al lado. A veces se tiene la impresión que se trata de dos sistemas de ondas con rumbos de propagación ligeramente distintos cuyos frentes se sobrepone entre sí.

Los rumbos de sus frentes adquirieron los cratones durante su formación. El basamento de Amazonía comenzó formarse en el Arcaico fuera del territorio nacional peruano en el noreste de Brasil hace >2.3Ga y tiene el rumbo aproximado N30°-35°W (Cordani *et al.* 2000). El mismo rumbo tienen las sucesivas provincias geocronológicas del cratón Amazonía que al acercarse al Perú se vuelven cada vez más jóvenes (Tassinari *et al.* 2000). En el Perú aproximadamente el mismo rumbo tienen los Andes y el borde continental entre Pisco y las Illescas. El mismo rumbo tienen

las cuencas carboníferas cretáceas Oyón-Chimú-Tinajones de antracitas y la cenozoica subandina de lignitos.

La parte más antigua del Macizo de Arequipa es paleo-proterozoica (1.9Ga) y fue incorporada en Rondinia durante la orogenia Grenvilliana (1200-900 Ga.) (Wasterneys *et al.* 1995). Desde la partición de Rondinia esta parte fue incorporada al borde continental de Gondwana. Las estructuras del Macizo de Arequipa posteriores a su incorporación están paralelas al borde continental (N60°W) (Shackleton *et al.* 1979) que sin embargo tiene aquí el rumbo Este rumbo algo distinto que el borde de cratón de Amazonía tienen los batolitos, hileras de volcanes y la sutura con el Cratón de Amazonía.

Todas las condiciones requeridas para la formación del carbón se cumplían en el Perú solo durante tres lapsos relativamente cortos y en contados lugares. El rol preponderante jugaba la paleogeomorfología local y microclima. El clima controlaba las precipitaciones pluviales y dependía en gran medida de la latitud. La Paleogeomorfología dependía de levantamientos y hundimientos debidos a procesos endógenos y que controlaban la deposición y la erosión que aportaba el relleno. El clima regional y la vegetación cambiaban con la latitud y esta con el transcurso del tiempo la deriva continental. La paleo-geomorfología dependía de la geotectónica que controlaba también en parte el clima. La deriva continental incluyendo la geotectónica fue controlada por la evolución del interior del globo terráqueo y los movimientos externos por ella ocasionados. Resumiendo se puede afirmar que la edad, ubicación y génesis de carbones como también de todos los fenómenos geológicos es un corolario de la geología global. El estudio de la génesis de carbones y de otros materiales puede dar nuevas luces primero sobre a geología continental y luego global. Gran importancia para el estudio de clima aporta por un lado la génesis de evaporitas, variedades de carbonatos de calcio y otras sustancias y por el otro lado la paleontología.

3. GÉNESIS DE CARBONES PERUANOS

3.1. Historia de la formación del carbón paleozoico peruano

La génesis del carbón paleozoico en el Perú está estrechamente relacionada con el desarrollo geomorfológico y climático del Gondwana. En el Devoniano, cuando las plantas comenzaron a implantarse en los continentes, todo el territorio ocupado actualmente por el Perú se encontraba en Gondwana occidental, este continente incluía durante el Paleozoico a América del Sur, África, Antártica, Australia, Península de Decán etc. y se desplazaba por encima del polo sur. La geotectónica controlaba la geomorfología y la ubicación del polo controlaba el clima. (Caputo &

Crowell (1985). El clima controlaba la vida en los mares y tierras emergidas.

En el Paleozoico inferior antes de la formación del carbón el territorio peruano era atravesado por una fosa que separaba el Macizo de Arequipa de la parte marginal del cratón de Amazonía. Esta fosa se hundió en Ordovícico y durante la transición entre Devoniano y Misisipiano en su lugar se levantaron las montañas eohercinianas. En las molazas de estas montañas se formaron los carbones paleozoicos del Perú.

El proceso geotectónico que levantó estas montañas es materia de controversia. Los autores tradicionalistas postulaban que dichas montañas se formaron por la compresión de los cratones vecinos y particularmente por el empuje del Macizo de Arequipa. Shackleton *et al.* (1979) niegan esta posibilidad ya que en este Macizo, no existen deformaciones coetáneas con el levantamiento de estas montañas, siendo la subsidencia de la cuenca la formación de un rifting, y el posterior levantamiento se debe a la inversión de este rift. Lo notable de esta hipótesis es el paralelismo del rift con el borde continental lo que implica interdependencia entre la tectónica de la corteza continental y de la astenósfera subyacente. Como génesis alternativa se propone la reactivación de la antigua franja de debilidad y deformación a la cual sigue también la sutura de los cratones. Lo mismo sugiere la constitución interna de las montañas. La esquistocidad en la franja es siempre vertical pasando frecuentemente en las pelitas a la de flujo. Esto probablemente se debe a la forma de emplazamiento. Las estructuras presentan irregularidades probablemente debidas a deslizamientos paralelos al rumbo.

Recién con el levantamiento de las montañas eohercinianas las condiciones climáticas del Perú se volvieron favorables para el desarrollo de la incipiente vegetación continental. A pesar de que durante el Devoniano el polo se alejaba, persistían todavía en el Perú glaciares y en el fondo de la fosa se depositó la Formación Cactca con sedimentos glaciomarininos incluyendo “dropstones”. (Cerpa *et al.*, 2004, Díaz-Martínez, 2004). La fauna en esta fosa seguía malvino-kafra típica para los mares polares lo que contrastaba con la fauna en el océano al otro lado del Macizo de Arequipa que ya Emsiano (Devoniano medio) era del mar tropical (Laubacher, 1977). Al parecer entre el océano y la fosa no hubo conexión directa.

El levantamiento de las montañas eohercinianas entre Devoniano y Misisipiano tuvo una gran importancia para el clima y vegetación. Las montañas eohercinianas fueron rápidamente erosionadas formándose de su detritus las molazas denominadas Grupo Ambo. Sobre estas montañas creció abundante vegetación como lo indican las impresiones de las plantas (Jongmans, 1954 y Iannuzzi *et al.*, 1997).

El Grupo Ambo tiene una sedimentación variada controlada por levantamientos estructurales e instalación de abanicos aluviales evolucionando a sistemas deltáicos y de plataforma siliciclástica. Las evidencias paleontológicas, así como la posición estratigráfica, permiten establecer una edad Tournaisiano a Viseano para la secuencia marino continental del Grupo Ambo. (Zapata *et al.* 2004) Los más extensos afloramientos de Grupo Ambo se encuentran en la Cordillera Oriental y en el altiplano sur del país (departamentos Huanuco, Pasco, Junín, Ayacucho, Apurímac y Puno) (Newell *et al.* 1953, Megard (1978), Dalmayrac (1986) y Zapata *et al.* (2004). Se trata de depósitos cercanos a la zona de levantamiento de las montañas eohercinianas. La prolongación de esta franja de afloramientos se estudió con detalle en Bolivia junto al lago Titicaca (Díaz-Martínez, 1991).

Los carbones del Grupo Ambo en la Cordillera Oriental se presentan principalmente en lentes de extensión reducida. Los espesores de estos lentes son reducidos y solo excepcionalmente alcanzan decímetros o un metro. Sus depósitos son lagunares, tienen alto contenido de cenizas y extensión reducida. Los lentes son frecuentemente alineados a lo largo de determinados horizontes a veces bastante extensos. El carbón en Ambo de la cordillera oriental es antracítico, tiene alto contenido de cenizas y en la mayoría de los casos es de mala calidad.

También se ha encontrado afloramientos del Grupo Ambo en la costa del departamento de Ica. No se encontró el Grupo Ambo tierra adentro encima del macizo de Arequipa.

Las mejores exposiciones del Grupo Ambo con carbón en la costa se encuentran en Paracas. El carbón ahí es bituminoso teniendo como sustrato el Macizo de Arequipa (Núñez del Prado, 1981 y Aleman *et al.*, 1995). Dicha unidad litoestratigráfica se depositó ahí cerca de la desembocadura al mar de unos riachuelos. El riachuelo podría provenir de la cordillera eoherciniana y atravesar el macizo. El agua podría venir también de las lluvias locales.

El ambiente de depositación del Grupo Ambo fue en la costa de océano distinto que al pie de las montañas y también eran distintos las características de los depósitos de carbón. Los mantos carboníferos son delgados pero más continuos y se depositaron en planicies de inundación costaneras (Núñez del Prado 1991). El clima fue aquí entre templado y caluroso, húmedo y tal vez lluvioso. La vegetación consiste en gran parte de licópodos que son escasos en otras edades y ambientes (Aleman y Pfefferkorn, 1988). Con esto Paracas tiene una posición paleo-florística especial tal vez única en el hemisferio sur.

Paralelamente con la exhumación de la Cordillera Eoherciniana hubo según Veevers & Powell (1987) dos glaciaciones regionales en el continente Gondwa-

na. Durante la primera en el Fameniano se depositó la Formación Ccatca (Díaz-Martínez 2004.), la segunda glaciación se produjo en el Viseano superior. Esto incluye una referente al clima en el Viseano superior; por otro lado durante el mismo lapso creció en las montañas eohercinianas una vegetación abundante. Esta aparente incongruencia de datos puede tal vez explicarse tomando en cuenta la ubicación geográfica del polo y de las montañas eohercinianas el polo sur se encontraba a los finales del Devoniano a la costa de Patagonia y se desplazó en Misisipiano a África meridional colindante (Veevers & Powell, 1987). Por otro lado las montañas eohercinianas se extendía transversalmente al meridiano, Es posible que las montañas protegieran la vegetación que crecía en sus pendientes septentrionales de los vientos fríos.

3.2. La deriva continental, y la formación del basamento cristalino del Perú

La parte del SIAL que actualmente constituye el basamento cristalino del Perú estaba dividida en el Paleozoico Inferior entre el Cratón de Amazonía y Macizo de Arequipa, los vestigios de la glaciación indican que el cratón de Amazonía se encontraba cerca del polo

Frente a la parte de Amazonía actualmente perteneciente al Perú se hundía desde el Ordovícico una fosa muy profunda en la que durante Siluriano y Devoniano estaba parcialmente cubierta por el casquete glaciario (Caputo & Crowell 1985 y Veevers & Powell 1987) (Fig. 2). En estas condiciones no pudieron establecerse ni desarrollarse los bosques.

A finales de Devoniano, se produjo por tectónica transpresiva entre los cratones de Amazonía y Arequipa dando lugar a la edificación de las cadenas Eohercinianas. Como se puede observar los vestigios de esta tectónica (como esquistosidad, rumbos dislocados de los pliegues, intrusivos etc.); esta cadena eoherciniana cruza el Perú con rumbo aproximado N60W, encontrándose en el Perú meridional al este de la Cordillera Oriental mientras que en la parte central y norte se sobrepone.

El conjunto de Arequipa-Amazonia comenzó a desplazarse hacia el Ecuador integrándose simultáneamente con los bloques vecinos. El clima de este bloque variaba de acuerdo con las latitudes que estaba atravesando; al devoniano terminal cuando la paleomargen peruana se encontraba en latitudes subpolares la vegetación era escasa; en el Misisipiano Inferior el Perú atravesaba latitudes con clima templado apareció una vegetación con especies y características propias y era menos intensa en las montañas eohercinianas donde el clima era más frío. El paso en el Pensilvaniano la paleomargen peruana

entró en el área subtropical seca en una latitud con clima predominantemente seco a semidesértico como lo atestigua la presencia generalizada de evaporitas y particularmente de yeso. Las precipitaciones más abundantes en estas latitudes se restringen a las áreas donde el aire cargado de humedad está obligado a ascender al cruzar por las cadenas montañosas u áreas elevadas en general.

3.3. Grupo Ambo

Extensos afloramientos de Grupo Ambo se tiene en la Cordillera Oriental y en el altiplano sur del país (Huánuco, Pasco, Junín, Ayacucho, Ica, Apurímac y Puno), los que han sido ampliamente estudiados por Newell *et al.* (1953), Megard (1978), Dalmayrac (1986) y Zapata *et al.* (2004).

Las facies continentales de esta unidad litoestratigráfica se presentan paralelo a la actual Cordillera Oriental y también se puede seguir en una franja de afloramientos a lo largo de la costa del sur del Perú entre los departamentos de Ica y Arequipa, especialmente en los afloramientos de Paracas Nuñez del Prado (1981).

Esta unidad litoestratigráfica tiene un arreglo estrato creciente que comprende a una secuencia de areniscas limo arcillíticas y lutitas, las que evolucionan a areniscas, lutitas gris oscuras y barras conglomeráticas los que sedimentológicamente evolucionan de líneas de playa a facies deltaica y de abanicos aluviales en la parte superiores. Sobre las secuencias continentales se reportan ocurrencias de tobas resedimentadas que se intercalan con riolitas, ignimbritas en la región del Perú central y gruesas secuencias de andesitas y dacitas en la región de Huanta (Ayacucho), los que corresponden a un arco insular (Aleman y León, 2002), (Megard, 1978).

Esta unidad litoestratigráfica se depositó principalmente en ambiente continental con productos que se dieron como consecuencia de la erosión de la cadena Eohercinica, los detritus se depositaban en una cuenca elongada paralelo al orógeno en deformación tipo cuenca de antepais (Sempere 1995 e Isaacson y Diaz Martinez 1995). Sobre las molasas hubo una intensa vegetación cuya existencia atestiguan numerosos vegetales fósiles (Jongmans, 1954 e Iannuzzi *et al.*, 1997).

Las facies marina fueron puestas de manifiesto por Dalmayrac (1986) y Megard (1978) quienes reportaron diversos braquiópodos y crinoideos que evidencian intercalaciones marinas y por esto se lo dividió en facies netamente continentales y mixtas.

El clima durante la deposición fue al parecer más frío en la región central que en la región de Paracas donde la abundancia de capas de carbón se interpreta como indicador de clima húmedo, con un intenso

régimen de lluvias, tal que en las depresiones se formaron pantanos en las cuales se acumuló la materia orgánica; lo que sugiere que la flora del Missisipiano peruano tiene características propias distintas que en otras regiones (Aleman y Pfefferkorn, 1988 y Aleman *et al.*, 1995).

Con el aumento del calor y de la presión por diagénesis, la materia orgánica de los pantanos fue calentada y exprimida transformándose gradualmente en carbón, en estos afloramientos paleozoicos el carbón es sucio y se encuentra normalmente en capas o lentes de pocos decímetros de espesor y pocos metros de longitud; los mantos mejor formados se encuentran paralelo a los estratos, es en Paracas Departamento de Ica donde se puede observar varios mantos superpuestos algunos de más de un metro de espesor los que son más numerosos que en los departamentos del centro del Perú.

3.4. El territorio del Perú después de la formación de los carbones misisipianos

Después de la formación de carbones Misisipianos no se presentaban en el Perú las condiciones indispensables para la formación del carbón. El Perú formaba parte en aquel entonces del continente Gondwana cuyo desarrollo climático y paleo-geográfico no favorecían la formación del carbón. El clima de distintas partes de Gondwana dependía de su paleogeografía y ubicación con respecto al polo sur, encima del cual se desplazaba el continente. Este polo pasó cerca del Perú entre Ordovícico y Devoniano y desde aquel entonces se estaba alejando. Al apartarse del polo, el Perú llegó a latitudes ocupadas por desiertos en otros continentes y su clima se volvió cada vez más seco.

Gondwana durante su desplazamiento se estaba uniendo con otros continentes para formar Pangea. El territorio del Perú durante todo este trayecto se encontraba en el borde continental: primero de Gondwana y luego de Pangea y por su ubicación no tomó parte activa en la acumulación de fragmentos de la corteza continental. La hipótesis de adhesión de terranes o bloques continentales alóctonos durante el Fanerozoico para formar la Pangea, que revolucionó la geología de la parte meridional del continente sudamericano no es aplicable para el Perú. Los bloques alóctonos con corteza continental muy antigua englobados en el basamento del Perú como el Macizo de Arequipa, Cerros Amotapes u otros bloques menores, formaban parte de Gondwana o se unieron a Gondwana ya en el Proterozoico. La integración completa de Pangea ocurrió a principio de Permiano o a 290Ma (Veevers 1989).

Muy pronto después del levantamiento de las montañas Eohercinianas la mayor parte del territorio del Perú quedó inundado por una trasgresión marina que lo cubrió durante el Pensilvaniano y Permiano Inferior

(Grupo Tarma-Copacabana) con la excepción de una franja a lo largo del borde continental. Durante el Pensilvaniano se depositó en las áreas inundadas la formación marina clástico-carbonatada Tarma y en el Permiano Inferior las calizas Copacabana en una amplia plataforma carbonatada de rampa. En las tierras emergidas se formaron las evaporitas.

La trasgresión del territorio del Perú durante el Paleozoico Superior es coetánea con la glaciación tardía más importante en el continente Gondwana, esto fue posible ya que el mar generado por la trasgresión era de muy poca profundidad y contenía poca agua. En este mar podrían precipitarse fácilmente los carbonatos y en sus orillas las evaporitas de las formaciones Tarma y el Copacabana. La presencia de evaporitas en la formación Tarma sugiere que ya durante el Pensilvaniano el clima era en el Perú era demasiado seco para que se formen depósitos del carbón.

La regresión del mar se produjo recién en Permiano Superior y toda la Pangea emergió. Simultáneamente debido a procesos de distensión a lo largo de su margen occidental se formó una serie de graben y horst alternos ascendiendo por las fracturas intermedias el magma. En las tierras emergidas se formaron las capas rojas del Grupo Mitu. El clima se volvió más seco como lo indican los depósitos salinos en el Grupo Mitu. La sequedad del clima continuó en el Triás y la Formación Sarayaquillo incluye extensos depósitos salinos.

4. DESINTEGRACIÓN DE PANGAEA

La génesis de carbones mesozoicos peruanos está íntimamente relacionada con la desintegración de Pangea. Esta desintegración comenzó, según Veevers, (1989) en el Triásico durante transición entre Ladiniano y Carniano hace unos 230Ma o a 60 Ma después de la completa integración. Las fechas aquí indicadas son solo referenciales ya que es imposible poner fechas exactas para el desarrollo de un proceso tan complejo que puede manifestarse de diferente manera y variar de un lugar a otro.

Uno de los indicios de desintegración al nivel mundial es el vulcanismo tipo “traps” que se manifiesta en el Jurásico con la efusión de enormes cantidades de basaltos en distintos continentes. Estos derrames tienen nombres distintos según el continente o país en el cual se presentan y se llaman Paraná en Brasil, Karoo en África, de Decán en India etc. Grandes derrames volcánicos hubo también durante el mismo periodo en el Perú a lo largo del borde continental. Estos volcánicos provenían de la parte baja de la corteza continental y según Sempere *et al* (2002) causaron su adelgazamiento y subsidencia en las áreas sobreyacentes. Siguiendo estas ideas el vulcanismo pudo ser el causante de las fallas transcurrentes paralelas al borde.

A lo largo del borde continental de la margen andina que ha sido anteriormente de Pangea, se han emplazado varias fallas transcurrentes que han generado cuencas distensivas, existen varias fallas de este tipo en California (Christie-Blick & Blick 1985), y también en el Perú. Las fallas transcurrentes mencionadas en el Perú no lograron separar el bloque de la corteza continental de América convirtiéndolo en terran; la particularidad las dos fallas transcurrentes peruanas es que han producido el descenso del bloque más cercano a la costa con respecto al resto de Sur-América (Sempere *et al.* 2000). Este descenso tuvo una gran importancia para la geología y geomorfología posterior del Perú y particularmente para la formación de las cuencas carboníferas mesozoicas que debido a este descenso son asimétricas

5. LOS CARBONES MESOZOICOS DEL PERÚ

El segundo periodo de la formación masiva de carbón peruano ocurrió entre 140 y 130 Ma y corresponde al Cretáceo temprano, en el Valanginiano medio. El carbón se depositó en zonas de transición entre la línea de máxima de influencia tidal y las facies de llanura deltaica. La margen peruana se encontraba en aquel entonces en el borde occidental del Gondwana. La desintegración del continente fue precedida aquí como actualmente en el África oriental por el levantamiento debido al parecer por el calentamiento de la astenósfera. Al sur-este de la Cuenca Chicama se encuentra la Cuenca de Yura que tiene las mismas facies (turbiditas de Formación Puente, zona de canales en el talud de Formación Cachíos, Vicente *et al* 1982, León 1981), ambas cuencas están alineadas habiendo una ligera desviación de Yura para ponerse paralela al borde. Tomando en consideración la gran profundidad, alineación de las cuencas, las mismas facies sedimentarias y paralelismo de Yura al borde continental se puede deducir que pertenecen al mismo periodo distensional (Sempere *et al.*, 2002), la parte septentrional de la Cuenca Yura están cubiertos por vulcanitas más jóvenes. La Cuenca Yura inicio un periodo de subsidencia en el Jurásico inferior (Aaleniano); la formación de la Cuenca Chicama es según Jacay *et al.* (2005) del Tetoniano Superior o posterior al Oxfordiano durante el cual terminó según Veevers (1989) la desintegración de Pangea y de los continentes asociados. Siendo las cuencas Yura y Chicama distensivas del Jurásico, la fragmentación del Pangea en la margen peruana se inició en el sur y continuó al norte con el avance de la expansión que se anchaba y se convertía en graben, en el que se incluía las dos cuencas, las cuales se fueron rellenando por sedimentos clásticos marinos durante el Jurásico (Sempere *et al.*, 2002 y Jacay *et al.* 2005); estas cuencas distensivas se colmataron al Jurásico superior y posteriormente al Berriasiano se depositaron las

series clásticas de las formaciones Tinajones y Oyon en el norte y centro del Perú respectivamente, para finalmente al Valanginiano inferior ser cubiertas de manera regional con los afloramientos siliciclasticos del Grupo Goyllarisquiza, los que contienen niveles con carbón en sus secuencias inferiores (Fig. 3).

La serie clástica del Jurásico forma parte del relleno de dos principales cuencas sedimentarias que vamos a revisar a continuación.

5.1. El grupo Yura

En la parte meridional de los andes peruanos se formó una depresión que fue rellenada por los sedimentos clásticos de facies profunda conforme se realizaba la distensión. Esta cuenca corresponde a una zona subsidente formado por encima de una corteza continental (Sempere *et al* 2002), la cuenca comenzó hundirse en el Jurásico superior (Aaleniano) y fue rellenada por turbiditas (Formación Puente del Bajociano) y por de Formación Cachíos (Caloviano) con una proveniencia del NW en una paleogeografía con grandes abanicos de sedimentación profunda que se dirigían hacia el SE (Vicente *et al.* 1982); los ciclos de desarrollo de la Cuenca de Arequipa se pueden diferenciar en tres etapas (Fig. 4).

Etapa de individualización

Las primeras evidencias que se tienen de individualización e inicio de hundimiento de esta cuenca, se registran en la parte somital de la Formación Socosani (Toarciano-Bajociano). Esta unidad litoestratigráfica inició su desarrollo en el Toarciano inferior en que se produce la transgresión y desarrollo de la plataforma carbonatada de la Formación Socosani que evoluciona de facies someras a facies profundas hemipelágicas, en donde se observa una fuerte tectónica distensiva sinsedimentaria generalizada en toda la cuenca, que es el preludio del pasaje a depósitos hemipelágicos (Vicente *et al.*, 1982; Salinas, 1986).

Etapa de relleno

En esta etapa, es característico el relleno terrígeno, el contacto brutal de los depósitos de abanicos submarinos, de carácter grueso en la parte basal de los depósitos turbidíticos de la Formación Puente (Bathoniano) cuya evolución vertical va de facies de lóbulos distales (Formación Puente) a canales proximales (parte inferior de la Formación Cachíos), (Vicente *et al.*, 1982).

Al tope se observa un pasaje a facies de talud con olistolitos, deslizamientos, y una mayor proporción de lutitas lo que entonces nos está evidenciando una profundidad menor. Progresivamente se nota

el pasaje a facies de cuenca o prodelta (o sea de plataforma distal) con presencia de lutitas negras.

Etapa de colmatación

Esta pertenece ya a otro sistema clástico, cuando la cuenca ya estaba rellenada, y representa el inicio de otro ciclo de sedimentación de plataforma. Son representados por la Formación Labra (Oxfordiano-kimmeridgiano) que se define en facies de una plataforma siliciclástica de poca profundidad de un offshore proximal que evolucionan a facies típicamente litorales al tope.

5.2. Distribución de los carbones mesozoicos en el Perú central

Ya en los años 20 del siglo pasado Stappenbeck (1929) observó que los yacimientos carboníferos mesozoicos del Perú central forman un alineamiento de unos 800 kilómetros de largo, estos yacimientos carboníferos mencionados por Stappenbeck (1929) se encuentran en formaciones que sobreyacen al Grupo Chicama y que rellenan a la cuenca con el mismo nombre, siguiendo los resultados de Jacay *et al.*, (2005) sobre la formación de la Cuenca Chicama esta cuenca se formó por tectónica distensional (Fig. 5) que llegó a afectar al basamento continental. Dicha zona de distensión paralela al paleoborde continental se encontraba al WSW del Macizo de Marañón que al expandirse se transformó en la Cuenca subsidente que se llenaba con sedimentos marinos, y recién al Berriasiano (base del Cretáceo) logró colmatarse y emerger.

El área ocupada actualmente por el Perú se formó durante la etapa de desintegración del continente Gondwana, con una zona de máxima distensión paralela al borde continental que evolucionó más tarde en cuencas carboníferas. Las cuencas más prominentes son Chicama y Yura. La sedimentación en ambas cuencas tuvo un desarrollo similar con una fuerte subsidencia durante su formación, siendo la Cuenca de Arequipa durante el Caloviano superior-Oxfordiano (Vicente *et al.*, 1982) mientras que la Cuenca Chicama lo fue al Titoniano Superior (Jacay, 1992 y Jacay *et al.*, 2005).

5.3. Grupo Chicama

Durante el Jurásico terminal los Andes Norperuanos estuvo caracterizado por la presencia del arco volcánico Colán asociado a una sedimentación continental. Este conjunto volcano sedimentario que se encuentra sobreyaciendo al Grupo Pucará está constituido por niveles volcánicos asociados a grauvacas, pelitas y areniscas que se presentan entre 6°-7°S; al sur de los

7°S es bruscamente reemplazada por una cuenca marina subsidente, denominada Cuenca Chicama (Fig. 6).

Formación Simbal

Serie de sedimentación sílico carbonatada que se inicia con arenas de medio de offshore, hacia los niveles medio y superior; predominan los carbonatos, lutitas y lentes de yeso, caracterizando a medios de barrera, cordón de arenas y lagoon. La secuencia superior se compone de una serie alternante de lutitas negras y niveles de areniscas de grano fino que marcan un neto hundimiento del medio de depósito. La parte superior está limitada por una discontinuidad mayor, sobre la cual se deposita una serie rítmica, el:

Formación Punta Moreno

Alternancia rítmica de areniscas volcanoclásticas y lutitas, comprende dos miembros: el primer miembro prograda de norte a sur, y evidencian depósitos proximales, compuestos por debris flow, olistolitos y discordancias internas (Cascas, Punta Moreno), que pasan a clásicas turbiditas de cono medio (Simbal); cerca de río Santa los depósitos evidencian medios de abanico inferior. En este primer miembro son notorias las intercalaciones de megaturbiditas.

El segundo miembro es caracterizado por un mayor incremento de las lutitas hacia el tope y por la disminución de megaturbiditas, se caracteriza por contener bloques calcáreos decimétricos a plurimétricos y olistolitos de gabros asociados a deslizamientos.

Formación Sapotal

Predominancia de sedimentos finos (lutitas) que se inician con un incremento de las lutitas al tope de la Formación Punta Moreno; la parte basal se caracteriza por presentar numerosos canales alimentadores en facies de talud, los que progresivamente van pasando hacia el tope a intercalaciones de areniscas finas y lutitas negras de un ambiente confinado de prodelta.

Sobre las secuencias marinas del Grupo Chicama se depositaron los sedimentos continentales de la Formación Oyón en el Perú central y la Formación Tinajones en la parte septentrional de los andes peruanos.

5.4. Desarrollo paleogeográfico a principios de Cretáceo

A finales del Titoniano y al Berriasiano se formaron encima de las cuencas rellenas con sedimentos marinos plataformas clásticas continentales (formaciones Oyón o su equivalente Tinajones). Esta sedimentación continuó hasta el Valanginiano depositándose

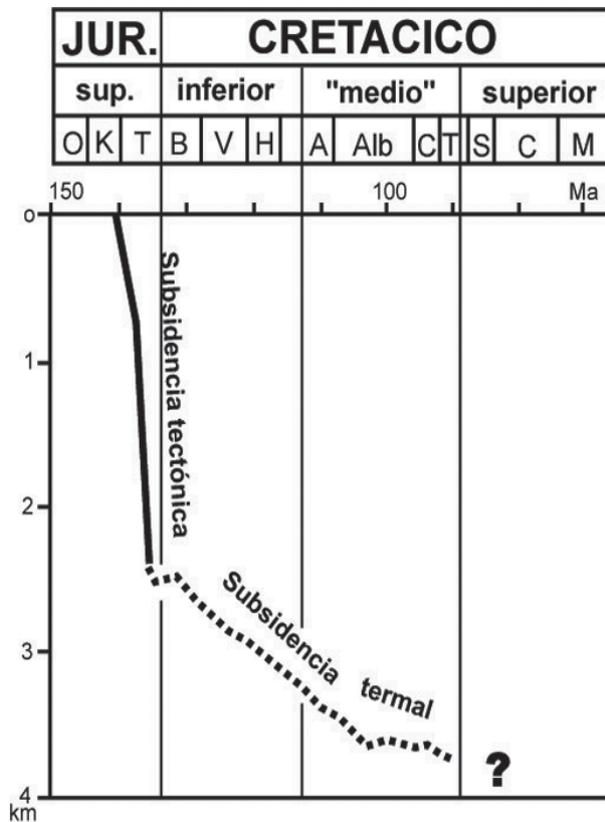


Figura 5. Columna estratigráfica del Grupo Chicama (tomado de Jacay *et al.*, 2005).

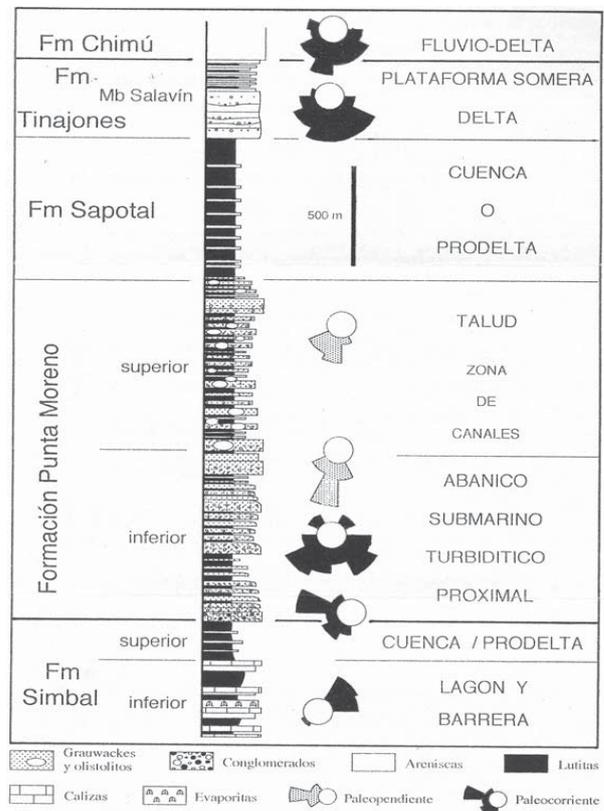


Figura 6. Columna estratigráfica del Grupo Chicama (tomado de Jacay *et al.*, 2005)

conjuntamente con los sedimentos el carbón el que probablemente fue controlado por las variaciones eustáticas del nivel del mar con los ciclos transgresivos-regresivos, para dar origen a los diversos niveles de carbón en una plataforma con influencia paralic y fuerte control de subsidencia, como el postulado por Cross (1988) para el Cretáceo superior la parte occidental de los Estados Unidos. Este control de ciclos eustáticos también se pudo ver influenciado (tomando en cuenta la ubicación paleogeográfica de los depósitos de carbón, los que se ubican en una zona paralela al límite entre la plataforma continental y la cuenca) por franjas de debilidad y deformación; en estas franjas se ubican de preferencia deslizamientos paralelos al rumbo con la formación de cuencas o depocentros del tipo strike slip (Storti *et al.*, 2003) donde es posible la ubicación de zonas favorables a la formación de carbonos.

El cambio de la sedimentación marina a continental afectó poco su forma y límites. La forma casi recta que heredó dicha cuenca de la fractura distensional se mantiene durante la deposición de las arenas cuarzosas y del carbón de la Formación Chimú.

La emergencia de la plataforma podría explicarse a la baja del nivel eustático típico para este lapso (Haq *et al.* 1987), las que pueden estar asociadas también a procesos tectónicos.

5.5. Formación Tinajones

Wilson (1984) dio el nombre de Formación Tinajones a una serie volcanosedimentaria en los alrededores de Chongoyape (Oeste de la ciudad de Chiclayo), en las cercanías de la represa de Tinajones. Así mismo esta unidad litoestratigráfica está muy bien expuesta en la parte media del Valle del Chicama, hacia el área de la Galgada en el valle del río Santa, Cruzado (1959) a una secuencia volcano sedimentaria lo denomina como “miembro inferior de la Formación Chimú”. En el Perú Central, la Formación Tinajones podría ser correspondiente con las lutitas negras de la Formación Oyón (Wilson, 1963), podría corresponder con parte de la Formación Goyllarizquisga inferior (Moulin, 1989), o de la también lutitas negras marinas de edad Berriasiana, señaladas por Bellido (1956) en Huaytará.

Litología

En los andes norperuanos esta secuencia se inicia con una serie de cuarcitas en bancos de regular potencia a la base, sigue hacia la parte media inferior con una sucesión de volcánicos andesíticos y areniscas volcanoclásticas, en bancos más delgados, comúnmente canalizadas. Esta primera secuencia en la parte media del Valle de Chicama ha sido denominada Miembro Salavín; al tope pasa gradualmente a una serie de

cuarcitas con estratificación cruzada, alternando con limolitas y lutitas rojas. Esta parte superior más lutácea y de coloración roja, ha sido nombrada Miembro Huancay, por aflorar muy bien cerca del pueblo del mismo nombre a lo largo de la carretera hacia Compín, así mismo en gran parte de los departamentos de Ancash y Lima su correspondiente la Formación Oyón se conforma de lutitas negras que alterna con areniscas gris blanquecinas en secuencias rítmicas y estrato crecientes.

Espesor y relaciones estratigráficas

En su localidad típica de Chongoyape, la Formación Tinajones alcanza alrededor de 600 m (Wilson, 1984). En el Cerro Salavin, (Valle del Chicama) presenta una secuencia de 420 m, que gradualmente se incrementa en espesor hacia el E, debido a la aparición del miembro superior Huancay, que erosionado más al Oeste debajo de las areniscas de la Formación Chimú del Cretáceo inferior (Benavides, 1956). En parte de los departamentos de Ancash y Lima su correspondiente la Formación Oyón conforma base de los despeques tectónicos, por lo que es poco difícil observar su base, pero alcanza espesores de 1500 m en la región del valle de conchucos y Huallanca.

La Formación Tinajones secuencias cuarcíticas y volcanoclásticas, a veces conglomeráticas, sobre una serie eminentemente lutácea; esto es por progradación deltaica de norte al sur. Su tope es una clara discordancia que en las fotografías aéreas puede interpretarse como una discordancia regional con la suprayacente Formación Chimú. Esta discordancia erosiva se manifiesta por una ligera angularidad (parte oeste del Cerro Salavín), o por la desaparición de la Formación Tinajones (Baños Chimú), debido al carácter erosivo de las arenas progradantes de la Formación Chimú.

Tipo de sedimentación

La Formación Tinajones presenta dos asociaciones de facies muy marcadas: la parte inferior corresponde a facies de anteplaya y la parte superior corresponde a una facies continental de llanura aluvial costera. Entonces esta unidad litoestratigráfica, que progresa sobre la Formación Sapotal en forma erosional, traduce una evolución desde un medio marino litoral (secuencia inferior) hasta un medio de continentalización con facies fluvio deltáicas (secuencia superior), con paleocorrientes que presentan un arreglo polimodal hacia el Sur; mientras que su equivalente la Formación Oyón corresponde a amplias llanuras deltaicas con abundante vegetación en la que divagan secuencias de arenas de carácter meandriforme .

Los restos de plantas y tallos (troncos) como *Otozmites* sp., y los reportes de Cobbing *et al.* (1981) y

Wilson (1984) de bivalvos (*Trigonia lorenti* DANA) y ocasionales ammonites, entre los cuales tenemos *Berriasellidae*, sugieren una edad Titoniano-Berriasiano (Wilson, 1984).

6. EL CONTACTO ENTRE OYÓN Y CHIMÚ

El contacto entre Oyón y Chimú es el horizonte más favorable para la búsqueda del carbón. En la sierra de la Libertad se encontraron mantos en Chimú próximos a dicho contacto en Chimú de Huayday, Quebrada Salavín, Quebrada Higuspampa, Alto de Tambo, Quebrada Cabuyas, “Silice” otros. Menos comunes son los mantos con esta posición en la Formación Oyón. Esto tal vez se debe a la menor competencia de algunos estratos encajonantes que se cierran después de la oxidación del manto. Entre los mantos de Oyón con esta posición estratigráfica hay que mencionar los explotados en Cupisnique. En diversos sectores del departamento de Ancash el contacto entre Oyón y Chimú es un control muy importante para ubicar los principales mantos carboníferos de las provincias Pallasca, Corongo y Huaylas.

La ubicación de este contacto normalmente se lo determina por litología o por el carácter de base erosiva de las primeras secuencias del Chimú; en Oyón predominan areniscas finas oscuras, limolitas, lutitas y ocasionalmente areniscas más claras y gruesas pero mal consolidadas. El Chimú está constituido por cuarcitas blancas o grises macizas con intercalaciones de sedimentos clásticos más finos. Esta definición es poco precisa y se presta a confusiones y por esto muchos investigadores prefirieron usar la presencia del carbón e incluían en Chimú a la parte carbonífera de Oyón sin preocuparse por la litología. Esta división es impracticable cuando el carbón de la Formación Oyón está superficialmente oxidado.

El contacto entre Oyón y Chimú, es de gran interés prospectivo, se encuentra en las laderas del valle bajo del Río Chicama. El río fluye a lo largo del erosionado núcleo del anticlinal de Lucma. Las cuarcitas de la Formación Chimú en los dos flancos de dicho anticlinal forman un cerco de farallones alrededor de los afloramientos topográficamente más bajos del Grupo Chicama que han sido menos resistentes a la erosión. El contacto Oyón-Chimú está al pie de este cerco y generalmente ha sido cubierto por material suelto. Sin embargo donde dicho contacto aflora, los mantos de carbón aparecen a ambos lados como por ejemplo en la quebradas Ogorés o Huangamarca o sólo en Chimú como en la quebrada Salavín.

Los depósitos económicamente más importantes de carbón en el Perú se depositaron en la Cuenca Chicama y representan junto con las formaciones que los albergan la última etapa de su desarrollo. La forma alargada de la cuenca entre los paralelos

6°30'S y 11°30'S con una longitud de más de 500 km es heredada de una fractura distensional jurásica y su ancho promedio de unos 60 km se debe a su expansión. Los mantos carboníferos de las formaciones Oyón y Chimú siguen de manera continua todo el largo de la Cuenca Chicama. La cuenca se extiende desde el Norte del departamento de Lima (provincia de Oyón), hasta el Sur del departamento de Cajamarca siguiendo a ambos lados la divisoria actual de las aguas entre los océanos Pacífico y Atlántico. En este sector, las formaciones depositadas durante la transición del Jurásico al Cretáceo contienen casi siempre el carbón. El carbón aflora en la Franja Interandina y en los valles de la Cordillera Occidental, donde la erosión removió la cubierta volcánica. La serie carbonífera respectiva sigue las cumbres de la Cordillera Occidental, a ambos lados de la divisoria actual de las aguas entre los océanos Pacífico y Atlántico. La longitud y forma alargada y continua de la provincia carbonífera llamó la atención de muchos autores desde comienzos del siglo pasado; la cuenca heredó esta forma de la fractura distensional y en ella se depositó el carbón. En el mapa geológico de la Cordillera Nor-Occidental con antracita, se puede ver que las distancias entre los depósitos carboníferos reconocidos a lo largo de 200 km entre Caraz y Baños Chimú son solo de pocos kilómetros. Hay que notar que en los mapas son muy escasos los depósitos carboníferos reconocidos en la formación Chimú, más alejada de la costa. Sin embargo no se encontró carbón, digno de mención, posterior al Valanginiano Medio aún en las formaciones con la misma litología (p.ej. en cuarcitas Farrat). En algunos sectores la cuenca, incluyendo amplias áreas en su prolongación norte, está cubierta por volcánicos cenozoicos.

Las características de los yacimientos carboníferos de la provincia Chimú-Oyón son bastante uniformes, lo que hace pensar que tienen una génesis similar. Se trata generalmente de series productivas de entre 100 a más de 200 metros de espesor con. Los carbones mesozoicos se depositaron en los graben que se hundieron durante el intento abortado de su desintegración. La formación de carbones cenozoicos se produjo en el marco de la tectónica de los Andes debida a la subducción de placa oceánica debajo de dicho bloque.

La ubicación de los yacimientos carboníferos en las cuencas sobreyacentes a las fracturas distensionales o en su vecindad tiene implicancias muy importantes para el estudio de clima y distribución de aguas en los continentes cuyo clima en aquel momento fue árido a semidesértico; tal clima sugieren las latitudes determinadas con estudios paleomagnéticos. Los fondos de los graben por su hundimiento son áreas en las cuales puede acumularse el agua y formarse pantanos en los cuales puede preservarse la materia orgánica.

Las series productivas pueden tener decenas de kilómetros de longitud y están ubicados normalmente a lo largo de la transición entre la formación jurásica Oyón y Cretácea Chimú. La Formación Oyón esta compuesta por sedimentos clásticos como lutitas, lodolitas y areniscas finas y la formación Chimú, por cuarcitas con intercalaciones de lutitas y mantos carboníferos. El límite entre ambas formaciones es transicional. Durante la deposición de sedimentos continentales la Cuenca Chicama seguía hundiéndose especialmente a lo largo de su eje. La formación Chimú se depositó en el Cretáceo inferior en la Cuenca Chicama. Los espesores máximos de esta formación, así como del carbón que esta contiene, se encuentran en la parte central de la cuenca y al igual que esta son paralelos al borde continental.

La serie detrítica del Cretáceo inferior incluye varias formaciones que vamos a revisar a continuación.

7. GRUPO GOYLLARISQUIZGA

7.1. Formación Chimú

La Formación Chimú fue estudiada por primera vez por Benavides (1956), en su localidad típica, ubicada en las cercanías de Baños Chimú, sobre la carretera Trujillo-Sayapullo, Stappenbeck (1929), la denominó “cuarcitas del wealdiano”.

Topográficamente destaca sobre las demás formaciones del Cretáceo inferior, formando cumbres y laderas empinadas, a veces de difícil acceso. La parte basal está representada por areniscas que generalmente son de grano medio a grueso, con niveles de 0.40 a 0.60 m de espesor, alternando con interbancos de lutitas de variados colores (rojizos, amarillentos, etc.) y mantos de carbón. De la parte media hacia el techo, destaca la presencia de areniscas cuarcíticas de colores claros, constituidos por granos de cuarzo bastante limpios por lo que las rocas son de color blanquecino.

Su espesor se estima ~600 m. Una característica notoria de esta unidad litoestratigráfica es la estratificación cruzada y marcas de rizaduras de oleaje, cuya dirección de corriente es al SSW y Sur. Estas características inferen que esta Formación fue de un medio continental, tipo deltaico, con aportes de zonas emergidas al este, (depósitos de arenas eólicas en los cratones Brasileiro y Guyanense).

En el área de estudio, se le encuentra suprayaciendo a la Formación Tinajones del Grupo Chicama en contacto discordante (en algunos sectores con suave angularidad), siendo su contacto superior con la Formación Santa, gradacional.

Edad y correlación

Solo se han reportado restos de plantas, contenidos en lechos de pizarras oscuras, y rara vez dentro de las areniscas; a excepción de lamelibranquios: *Trigonia lorenti* DANA (Pardo y Sanz, 1979).

En la flora fósil tenemos: *Weichselia peruviana* ZEILLER, *Zamites* sp., *Otozamites* cf. *Klipsteini*

DKR., *Cladophlebis dunkeri* SCHPR, *Scleropteris* (*Felicites*) *ellensis*, *Peruviophyllum minutifallium* (*Otozamites*)?, *Brachiphyllum pompeckji*?. Por esta flora y por yacer debajo de la Formación Santa de Valanginiano medio o superior, se le asigna una edad del Valangiano inferior.

7.2. Formación Santa

Inicialmente Stappenbeck (1929) la describió en conjunto con la suprayacente Formación Carhuas como “lutitas pallares”. Fue Benavides (1956) quien la separó en dos formaciones, y describe bajo la denominación de Formación Santa en el Callejón de Huaylas a una secuencia marina compuesta por calizas oscuras, en mayor parte dolomíticas.

En el norte (región occidental de Cajamarca) está constituido por areniscas muy finas de color gris oscuro; pero consistiendo mayormente de lutitas negras ó gris verdosas, con manchas ferruginosas, con intercalaciones de limonitas, margas y calizas grises. Los bancos de calizas son más frecuentes hacia el techo de la Formación (Díaz, 1985; Bar y Agramonte, 1974).

Su contacto inferior con la Formación Chimú es gradacional, tal como se observa en el área de Baños Chimú, así mismo subyace concordantemente a la Formación Carhuaz.

Edad y correlación

En su localidad típica (Benavides, 1956) y en el Alto Chicama (Bar y Agramonte, 1974) está mencionada la presencia de *Buchotrigonia gerthii* LISSON, *Buchotrigonia flexicostata* FRITZSCHE, *Buchotrigonia inca* FRITZSCHE, *Paraglauconia studeri* VILANOVA, *Paraglauconia stromboformis* SCHLOTHEIM. Por la presencia del ammonite *DOBRODGEICERAS* (anteriormente denominado *Valanginites broggii*) en la suprayacente Formación Carhuaz, la Formación Santa es asignada al Valanginiano medio o superior.

De acuerdo a los fósiles identificados se considera que la Formación Santa fue depositada en un ambiente intermedio, en una zona inundada por aguas salobres de poca profundidad, muy cercana a la playa, y con facies oolíticas tidales.

Así mismo, la Formación Santa representa un nivel de condensación del máximo transgresivo del Valanginiano.

7.3. Formación Carhuaz

Designado como la parte superior de las “lutitas pallares” por Stappenbeck (1929); fue definida por Benavides (1956) en el Callejón de Huaylas.

La Formación Carhuaz en su localidad típica esta compuesta principalmente de margas brunáceas deleznales, estratificadas en bancos finos, y de margas areniscosas que alternan juntamente con areniscas claras y yeso de 5 m de espesor que se prolongan por el Callejón de Huaylas y que desaparecen hacia el norte. Hacia el norte pasan a una secuencia lutácea con intercalaciones de areniscas de matriz rojiza a violácea y lutitas carbonosas que contienen restos de plantas fósiles, intercalados con bancos de areniscas en su parte superior.

La Formación Carhuaz cubre en concordancia a la Formación Santa (Benavides, 1956; Trottereau, 1964), y su límite superior con las cuarcitas de la Formación Farrat es concordante, límite formacional que queda marcado por un rápido cambio litológico en reducida distancia vertical.

Edad y correlación

Cerca de la base de la Formación Carhuaz, Benavides (1956), así como Bar y Agramonte (1974) reportan el ammonite *Valanginites broggii*, gasteropodos como: *Paraglauconia studeri*, *Cyrena huarazensis* FRITZSCHE; esta asociación nos indica una edad Valanginiana superior para la base de la Formación Carhuaz (Benavides, 1956), el tope no está datado, puede alcanzar al Barremiano.

Los fósiles *Paraglauconia* y *Cyrena* son característicos de depósitos de aguas salobres (mezcla de agua dulce y saladas), son de áreas costeras pantanosas, el yeso y caliza oolítica (Wilson, 1963) indica un medio marino esporádico poco profundo (Romani, 1982). Así mismo esta Formación constituye el fin de la transgresión Valanginiana expresada por la Formación Santa.

7.4. Formación Farrat

Conocido bajo el nombre de Formación Goyllarisquizga (Mc Laughlin, 1924), la secuencia superior de la serie detrítica del Cretáceo inferior fue definida bajo el término de Formación Farrat por Wilson (1963), quien toma un vocablo antiguo empleado por Stappenbeck (1929) para referirse a una gruesa serie detrítica que aflora ampliamente en las partes altas del Valle del Chicama.

En la Cuenca Occidental peruana la Formación Farrat se presenta de forma análoga a la Formación Chimú; se trata de areniscas ortocuarcíticas en bancos gruesos, con una patina roja, y fractura muy neta, compuesta exclusivamente de granos de cuarzo; estratificación cruzada y ripple-marks son muy frecuentes. Los bancos de arenisca son separados por finas laminaciones de 10 a 1 cm de margas bastante finas ricas en materia orgánica.

La edad de la Formación Farrat es post Valanginiana y ante Aptiana superior, por subyacer a los calcáreos transgresivos de la Formación Inca, datado del Aptiano superior-Albiano inferior.

Esta unidad litoestratigráfica no ha dado más que algunos restos de plantas fósiles muy escasos y mal conservados en el seno de las margas interestratificadas. Sin embargo Trottereau (1964) y Reyes (1980), reportan impresiones de huellas de dinosaurios (Sauropodo y Theropodo); el afloramiento se sitúa sobre la carretera de Coína a la Hacienda Huacamochal, a 15 km al este de Usquil, departamento de La Libertad.

El ambiente de depósito de la Formación Farrat se precisa por la presencia de ripple-marks sobre las capas de margas areniscosas subyacentes, y por las impresiones de plantas fosiles, lo que sugiere condiciones deltaicas.

A esta unidad litoestratigráfica del Grupo Goyllarisquizga, se le correlaciona en el área de Arequipa, con la Formación Hualhuani que corresponde a un medio de playa frontal (Benavides, 1962; León, 1981), con las areniscas cuarzosas de la Formación Angostura del Altiplano sur (Sempere *et al.* 2004), así mismo se le correlaciona con la parte inferior del Grupo Oriente (Kummel, 1948) y Cushabatay, que están representados por areniscas litorales del Aptiano.

Este sistema deltaico del Cretáceo que yace en discordancia sobre terrenos de diferentes edades, desde el Precámbrico hasta el Jurásico superior, en el cual se denota una clara proveniencia oriental para las unidades litoestratigráficas que conforman este gran delta, regionalmente queda de manifiesto una depositación en onlap lateral sobre los bordes de la cuenca como ya ha sido puesto de manifiesto por Jaillard *et al.* (1997).

Los depósitos carboníferos que se intercalan en esta gran serie del Cretáceo inferior se ubican al límite medio inferior de la gran plataforma deltaica en las facies paralicas, las que son periódicamente influenciadas por las variaciones eustáticas del nivel del mar; siendo estas a la vez paralelas al borde entre la plataforma y el talud (zona de mayor subsidencia).

8. LA ANTRACITA EN OTRAS FORMACIONES DEL GRUPO GOYLLARISQUIZGA

Los mantos carboníferos pueden también encontrarse en Oyón alejada del contacto con Chimú. Varios afloramientos de tales mantos se encontraron dentro de la zona de estudios en el distrito de Sinsicap donde ellos forman una serie productiva de varios kilómetros de longitud. Fuera de los departamentos estudiados se conoce campos carboníferos similares en Quebrada Molinete, distrito de Huallanca, provincia de Huaylas

del departamento de Ancash y en el distrito y provincia de Oyón del departamento de Lima.

Reyes (1980) menciona como algo excepcional a los delgados mantos del carbón en la Formación Carhuaz cerca a la Hacienda Jocos. La zona esta muy tectonizada y tal vez se trata de una confusión. En la hoja geológica del mencionado boletín aparece en el distrito de Quiruvilca el estéril Grupo Chicama en el núcleo de anticlinal de Capachique. Este mismo ha sido determinado como la Formación Carhuaz en los estudios paleontológicos posteriores de KOPEX. Esto demuestra la posibilidad de confusión entre ambas formaciones.

La Formación Farrat contiene carbón pero en cantidades mucho menores que Chimú. Así por ejemplo muy cerca al lugar típico de esta unidad litoestratigráfica se encontró carbón en Farrat frente a Simbrón y se denunció en el Cerro Langasacha o Marame. Por otro lado Escudero (1979) menciona también mantos delgados de antracita en esta formación. Al parecer el grafito del distrito de Otuzco se encuentra también en la Formación Farrat ya que en este distrito no existe Chimú. Por esto la presencia de carbón que usaban algunos autores como criterio para diferenciar entre ambas formaciones no es segura y es posible que algunos paquetes con cuarcitas, que por su contenido de carbón se incluyó en Chimú, pertenezcan en realidad a Farrat.

Los espesores de los mantos carboníferos y del Chimú que los contiene, se reducen en promedio de norte al sur, siendo los espesores de la Formación Chimú máximos en su parte central y disminuyen lateralmente, la potencia máxima que alcanza la Formación Chimú en la zona de mayor subsidencia de la cuenca (Alto Chicama de 900 a 1100m) se reduce entre Huaday y Lucma a 200, 600 o 700 m y se acuña a pocos metros en los bordes.

El aporte de agua era esencial para la génesis de la Formación Chimú y particularmente del carbón. El agua tenía que ser muy abundante para cumplir con todas las tareas indicadas. La presencia de esta agua podría resultar muy importante para la formación del carbón. El estudio de polen que presentó Tarazona (1985) indica la existencia de zonas pantanosas al lado de ambientes semiáridos. El polen que es coetáneo, o ligeramente posterior a la Formación Chimú esta muy bien preservado.

El clima del Perú durante el mesozoico era generalmente seco e incluso semidesértico a excepción del Titoniano Superior durante el cual la intensa erosión aportó al relleno de la Cuenca Chicama. En el Valanginiano Medio el clima se desecó de nuevo como lo indican los mantos de yeso de la Formación Santa encima de Chimú. La Formación Farrat que litológicamente es muy parecida a Chimú prácticamente no contiene carbón.

La deposición del Chimú se desarrolló durante varios ciclos de sedimentación o ciclotemas comenzando cada uno por arenas con granos de cuarzo, continuando con limolitas y terminando con deposición de lutitas a veces acompañados por carbón y/o arcillas alumínicas. La mayor parte de areniscas se convirtió por diagénesis en cuarcitas. Las series productivas pueden tener espesores de decenas a centenas de metros y contener diez o más mantos carboníferos sin contar las capas menores. Las series productivas más comunes tienen de 100 a más de 200 metros de espesor con varios mantos paralelos.

El carbón se presenta frecuentemente en ciclos próximos entre sí, formando así la llamada serie productiva con varios mantos paralelos. Las series productivas pueden tener espesores de decenas a centenas de metros y contener diez o más mantos carboníferos sin contar las capas menores. En una serie productiva en Chimú puede haber entre 1% a 5% de antracita en volumen, a pesar que las proporciones son frecuentemente menores. Los mantos carboníferos fuera de las series productivas contienen cantidades ínfimas de carbón y carecen de interés económico. La extensión lateral de las series productivas alcanza frecuentemente decenas de kilómetros y tal vez puede ser regional. Por lo contrario la extensión de los mantos carboníferos es generalmente de varias centenas a millares de metros, alcanzando solo en casos excepcionales decenas de kilómetros.

Las series productivas deberían ser más útiles para la prospección que los mantos. Hasta la fecha no se encontró en las series productivas peruanas estratos guías resistentes al intemperismo y como base para las mediciones estratigráficas del Chimú en Alto Chicama se utilizaron los mantos carboníferos mas extensos. A pesar que el contacto entre Chimú y Santa esta muy bien definido es difícil utilizarlo para este fin, pues es de poca utilidad para la prospección del carbón, ya que esta alejado de las series productivas y normalmente separadas de ellas por zonas abruptas.

Los mantos carboníferos en todo el mundo tienen frecuentemente arcillas alumínicas en el piso que originalmente eran el suelo sobre el cual crecieron las plantas. Dichas plantas consumieron las sustancias nutrientes lo que permitió una lixiviación completa de las arcillas. A pesar que las arcillas alumínicas abundan en Chimú en algunos distritos (por ejemplo de Huamachuco) sólo pocas veces están directamente asociadas con mantos de carbón. Esto tal vez se debe a la oxidación de este último. En el caso que esta hipótesis es correcta, los abundantes mantos de arcillas podrían servir como guías para la búsqueda del carbón.

El carbón de la Formación Chimú está asociado con lutitas. Cuando los estratos de la serie productiva

son delgados, las lutitas con el carbón se erosionan quedando muros o farallones de cuarcitas separados por zanjas. Dichas zanjas son de gran interés para la búsqueda de carbón, encontrándose este a mayor profundidad por debajo de las lutitas alteradas y semicubiertas. Cuando las cuarcitas alcanzan potencias de decenas de metros, el carbón se encuentra en los paquetes de las lutitas con carbón que puede tener espesores de 5 a 20 metros. Las lutitas son generalmente más abundantes que el carbón cuya proporción oscila entre 10% y 40% del volumen. Dentro del paquete de lutitas se presentan frecuentemente varios mantos carboníferos constituidos por diferentes capas que pueden ramificarse y/o unirse. Entre las diferentes capas se presentan intercalaciones de rocas estériles o “caballos” y dentro de ellos “bandas” arcillosas que ayudan a correlacionar los diferentes afloramientos del mismo manto.

Los mantos carboníferos en la formación Chimú son más numerosos y se agrupan junto con las lutitas y pocas areniscas en varios paquetes de algunos metros de espesor. Estos paquetes están frecuentemente separados entre sí por varias decenas de metros de cuarcitas sobreyacentes. Dentro de los mantos de carbón, se presentan frecuentemente capas de rocas estériles. En algunos mantos, como por ejemplo en la mina La Limeña, las capas intercaladas de carbón y estéril son muy delgadas e intercrecidas lo que causa dificultades durante explotación y lavado.

9. LA INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA SOBRE EL CARBÓN

La perturbación tectónica en Cuenca Chicama es generalmente muy pronunciada presentándose sobre-escurrimientos y repeticiones de las series productivas con carbón. En los mantos carboníferos se emplazan preferentemente las fallas y los sills ígneos. Diques concordantes discordantes con la estratificación plegada y perturbada volvieron imposible la explotación de muchos mantos en la Cuenca Chicama. El tectónismo ha deformado muchas veces los mantos y molido el carbón, mezclándolo frecuentemente con las lutitas encajonantes (que es denominado cisco). Los mantos de la formación Oyón están más afectados por el tectónismo, que los de la formación Chimú. La deformación es más pronunciada en los vértices que en los flancos de los anticlinales. Por la plasticidad del material carbón esta tiene la tendencia de fluir hacia los lugares donde la presión es menor en los núcleos de los anticlinales, lugares en que se forman frecuentemente bolsonadas de carbón.

La perturbación tectónica crea considerables problemas en la prospección y minería del carbón que es mecánicamente más débil que las rocas encajonantes y bajo presión se desmenuza mezclándose con las lutitas encajonantes. Los cuerpos de carbón

se deforman, aumentando sus espesores cerca a los ejes de los anticlinales y reduciéndose en los flancos. Por esto para hacer las mediciones o tomar muestras conviene buscar el carbón entero o granulado y evitar el carbón desmenuzado o “cisco”. Por otro lado la información sobre perturbación tectónica del yacimiento es de importancia para su explotación futura y valor del carbón extraído.

10. POSIBILIDADES CARBONÍFERAS DE LOS DEPARTAMENTOS AMAZONAS Y NORTE DE CAJAMARCA

La provincia prometedora para la prospección por carbón, pero virtualmente inexplorada, es la prolongación norte de las provincias carboníferas de Goyllarisquiza y Chimú-Oyón en el Departamento de Cajamarca y la Formación Cushabatay del Grupo Oriente en los departamentos de Amazonas y partes colindantes de los departamentos San Martín y Loreto. Es posible que la provincia carbonífera Chimú-Oyón continúe más al Norte. Por los departamentos mencionados pasaron los corrientes que aportaron las arenas y el agua a esta provincia. Se conocen muy pocos afloramientos de carbones en los departamentos mencionados, predominando entre ellos las hullas, pero presentándose también antracitas. Es posible que en aquella región se presenten también carbones coquificables que deberían tener un rango intermedio entre las hullas y las antracitas. El carbón de esta región podría ser abundante por la analogía con los carbones de la provincia Chimú-Oyón y la supuesta paleogeografía de los ríos que drenan de arenas del escudo de Brasil. La Franja Sub. Andina, está casi inexplorada por carbón, los pocos mantos carboníferos encontrados, están en la Formación Cushabatay parte inferior del Grupo Oriente.

El carbón de los afloramientos de la Formación Cushabatay es una hulla. El mismo rango lo tienen las vitrinitas del Grupo Oriente examinadas por los petroleros.

11. EL CARBÓN DEL PERÚ CENTRAL

El carbón del Perú Central (departamentos Pasco y Junín) tiene características distintas del depositado en la Cuenca Chicama. La región del centro fue consolidada en parte por la orogenia Eoherciniana y quedó menos afectada por la tectónica que acompañó la desintegración del continente Gondwana. Las cuencas en las cuales pudo depositarse y desgasificar la materia orgánica eran en el centro someras irregulares y demasiado pequeñas para procesar mayores volúmenes. Los sedimentos con carbón son del Grupo Goyllarisquiza, mientras que el carbón de este grupo en la Cuenca Chicama es potente y diferenciado, en el centro es indiviso y angosto. Los

yacimientos carboníferos son pequeños, separados entre sí y su potencial es reducido. El carbón es sucio y sus mantos delgados e irregulares y tienen espesores decimétricos menores de dos metros. Por eso solo algunos depósitos han sido explotados en pequeña escala.

El carbón en el centro es predominantemente bituminoso (hullas) ya que no hubo elevación regional de grado geotérmico. Carbones con rango mayor se encuentran junto a intrusivos locales. Al norte de la región central las pocas hullas están ubicadas en el Grupo Goyllarisquizga indiviso cerca del Alto del Marañón. El rango bajo, que es muy escaso en el Perú, despertó interés por estos yacimientos. Especial interés recibió el depósito de Jatunhuasi por tener carbón bituminoso que quería ser usado en la fundición de La Oroya.

CONCLUSIÓN

Los depósitos carboníferos en el Perú se han formado en cuencas paralelas al borde continental en tres periodos cortos de la historia geológica de la margen, sea margen Gondwana o sea margen andina (Fig. 7).

En el Perú hubo solo tres periodos relativamente cortos durante los cuales se cumplían las condiciones requeridas necesarias para la formación de los depósitos de carbón: Estos periodos fueron muy importantes para la geología histórica del Perú. Se trata de: Misisipano Inferior hace unos 330 Ma. (Viseano?) Cretáceo de 140 a 130 Ma (del Berriasiano a Valanginiano Inferior) y Neógeno (principalmente Mioceno) y Cuaternario durante los últimos 30 Ma.; cada uno de estos periodos está estrechamente vinculado con el desarrollo tectónico del Perú y particularmente con la deriva continental y/o lineamientos entre las placas, las causas inmediatas de la génesis de las cuencas carboníferas peruanas fueron durante cada periodo de formación del carbón distintas, desarrollándose todas estas cuencas sub-paralelas al borde continental.

El carbón del Misisipano Inferior 330 Ma. (Viseano) corresponde a carbones formados en sedimentos correspondientes a una cuenca de antepais. Mientras que los carbones del Cretáceo (Berriasiano al Valanginiano Inferior) se formaron en depósitos deltaicos de la Formación Oyón y parte basal del Grupo Goyllarisquizga.

Por esto el estudio de las cuencas carboníferas aporta una visión integral de la geología del Perú en la geotectónica global. En conclusión todos los factores que controlan la calidad y la distribución del carbón en el Perú, dependen directa o indirectamente del desarrollo geotectónico y están íntimamente relacionados entre sí.

La paleogeografía refleja directamente este desarrollo que deberá ser tomado en cuenta en su exploración. Las características de los carbones y de sus yacimientos están íntimamente vinculadas con su ubicación, teniendo los depósitos de la misma región una historia geológica similar.

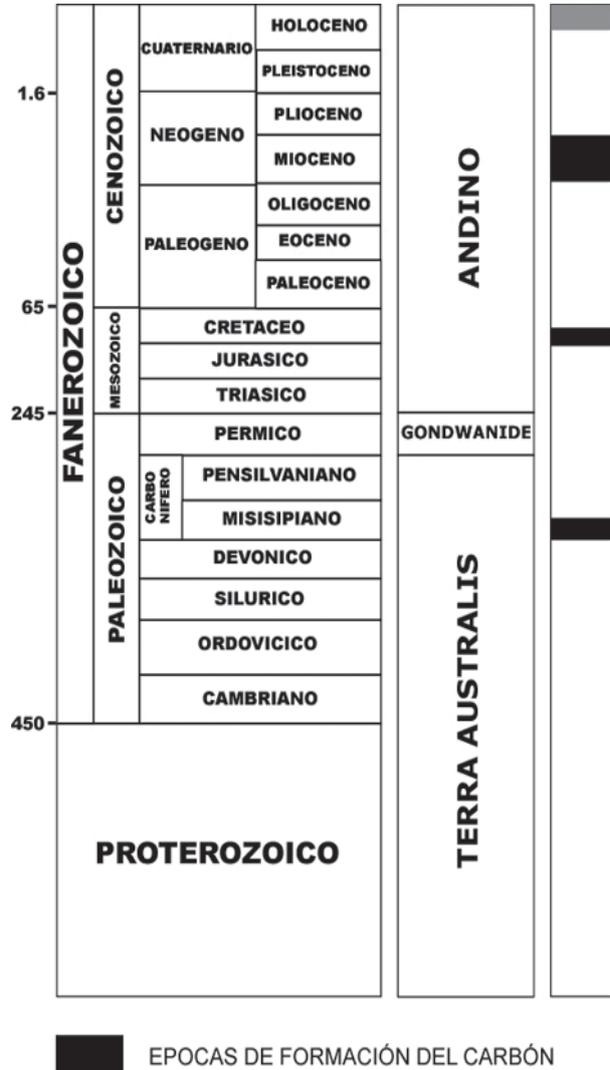


Figura 7. Distribución de las épocas de formación del carbón en la margen peruana, durante el Fanerozoico.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los revisores anónimos por sus críticas para mejorar el presente trabajo, a la sra. Katarzyna Goluchowska por las facilidades dadas para la presentación del trabajo final, al CSI, y a la EAP de Ingeniería Geológica de la UNMSM por las facilidades otorgadas a los autores, para llevar a cabo el presente estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- Aleman V. y Pfefferkorn H. (1988). Licopodos de Paracas: Significación geológica y paleoclimatológica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 78, p. 131-136.
- Aleman V., Pfefferkorn H. y Erwin D. (1995). Los contextos paleoecológicos variados de las floras carboníferas de Paracas (Ica-Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 84, pp. 37-42.
- Assine M., Alvarenga C. & Perinotto J. (1998). Formação Iapo: Glaciação Continental no Limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Parana. *Revista Brasileira de Geociencias*. 28(1), pp. 51-60.
- Bar T. y Agramonte J. (1974). Geología del Carbón de la Zona del Alto Chicama. 46 p. (inedito).
- Benavides, V. (1956). Cretaceous system Northern Peru. *Bulletin of the American Museum of the Natural History*, 108, p. 352-494.
- Benavides V. (1962). Estratigrafía Preterciaria de la Región de Arequipa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol. 38, 5-63.
- Caputo M. V., and Crowell, J. C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America, Bulletin*, 96, pp. 1020-1036.
- Cawood, P. A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69(3-4): 249-279.
- Cerpa L., Carlotto V., Arispe O., Díaz-Martínez E., Cárdenas J., Valderrama P. y Bermúdez O. (2004). Formación Ccatca (Devónico superior): Sedimentación en la Cordillera Oriental de la Región de Cusco. *Volumen de Resúmenes Extendidos del XII Congreso Peruano de Geología*, p. 424-427.
- Cobbing E.J., Pitcher W.S., Wilson J., Baldock J., McCourt W., Snelling N.J. (1981). Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. *Boletín INGEMMET*, D-10, 252 pp.
- Cordani U.G. Sato K. Teixeira W. Tassinari C.G. Basei M.A.S. (2000). Crustal Evolution of the South American Platform Tectonic Evolution of South America. 31 *International Geological Congress*.
- Cross T. (1988). Controls on Coal Distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, western Interior USA. In *Sea Level Changes: an Integrated Approach* (Eds Wilgus, C. K., Hastings B. S., Kendall C., Posamentier H., Ross C. & van Wagner J.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 42, pp. 371-380.
- Dalziel I:W:D.(1994). Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link; origin and significance of cratonic promontories; *Geology* v.22 p: 589-592.
- Dalziel I:W:D. (1997). Overview Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hipótesis and speculation; *Geological Society of America Bulletin* v.109- p: 16-24.
- Dalziel I:W:D., Dalla Salda L., Cingolani C., Palmer P.(1996). The Argentine precordillera: a Laurentian terrane? *Geological Society of America Today*. v.6 (2) pp. 16-18.
- Dalziel, L .W. (1995). Earth before Pangea; *Scientific American*, January pp. 58-63.
- Diaz H.G., (1985). Estudio de prefactibilidad del área de la Grama. Proyecto Geotérmico Centro-Norte; Inf. ELECTROPERU, (Inedito). 20 pp.
- Díaz-Martínez E. (2004). La Glaciación del Devónico Superior en Sudamérica: Estado del Conocimiento y Perspectivas. *Volumen de Resúmenes Extendidos del XII Congreso Peruano de Geología*, pp. 440-443.
- Dunin Borkowski E. (1985). Los carbones mesozoicos del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 75, pp. 65-71.
- Dunin Borkowski E. (1981). Los carbones en el Perú- Posibilidades de explotación. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 68, pp. 33-52.
- Dunin Borkowski E. (1983). Ensayo preliminar sobre el carbón de Grupo Goyllarisquiza (Facies meridionales y Orientales). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 70, pp. 13-24.
- Dunin Borkowski E. (1984). Ensayo preliminar sobre el carbón de Grupo Goyllarisquiza (Facies Occidentales). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol., 73, pp. 15-54.
- Escudero J. (1979). El carbón del Alto Chicama. *Bol. INGEMMET*, B-2, 77p.
- Haq B. V., Hardenbol J. & Van Wagoner P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*. 235, p: 1156-1167.
- Iannuzzi R., Pfefferkorn H., Diaz Martinez, E., Aleman V. Suarez-Soruco R. (1997). Una Flora Eocarbonífera de la Formación Siripaca, Grupo Ambo, Bolivia y su Correlación con las Floras Peruanas (Flora Paracas). *IX Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial 1*, p: 599-602.
- Isaacson P. & Díaz Martínez, E. (1995). Evidence for a Middle-Late Paleozoic Foreland Basin and Significant Paleolatitudinal Shift, Central Andes. In a: J. Tankard, R. Suarez and J. Welsink. Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62; p: 231-249.

- Jacay J. (1992). Sedimentología y Estratigrafía del Jurásico curso medio del valle del Chicama y esbozo paleogeográfico del Nor Perú (6°30'-8°lat S). Tesis Ing. UNMSM, 200 pp.
- Jacay J., Jaillard E. y Enay R. (2005). Litoestratigrafía y sedimentología de las Unidades Jurásicas de los andes norperuanos (Cuenca Chicama). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Vol., 98, pp. 7-24.
- Jaillard E., Bulot L., Robert E., Dhondt A., Villagomez R., Rivadeneira M. y Paz M. (1997). La Transgresión del Cretáceo Inferior en el Margen Andino (Perú-Ecuador). *IX Congreso Peruano de Geología del Perú*, pp. 331-335.
- Jongmans W. J. (1954). The carboniferous flora of Peru. *Bulletin Brit. Museum (Natural History), Geol.*, 2(5), pp. 191-223.
- Keppie J.D. & Ramos V.A (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Palaeozoic. *Geological Society of America Special Paper* 336, pp. 267-276.
- Kummel B. (1948). Geological Reconnaissance of the Contamana Region, Peru. *Geological Society of America, Bulletin*, 35: 591-632.
- León I. (1981). Antecedentes sedimentológicos del Jurásico Cretáceo Inferior en la Zona de Yura. Tesis Bach. UNSAA. 91 pp.
- Mac Fadden B. J., Anaya F. & Swisher III C. (1995). Neogene Paleomagnetism and Oroclinal Bending of the Central Andes of Bolivia. *J. Geophys. Res.* 100, p: 8153-8167.
- Mac Laughlin D. H. (1924). Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera. Departments of Junin and Lima. *Geological Society of America, Bulletin*, 35: 591-632.
- Megard, F.** (1978). Etude géologique des Andes du Pérou central. Mémoires ORSTOM, 86, 310 pp.
- Mitouard P., Kissel C & Laj C. (1990). Post-Oligocene Rotations in Southern Ecuador and Northern Peru and the Formation of the Huancabamba Deflection in the Andean Cordillera. *Heath Planet. Sc. Lett.*, 98, pp. 329-340.
- Mourier T. (1988). *La transition entre Andes marginales et Andes cordillérraines à ophiolités. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3-8S, Nord Pérou-Sud Equateur)*. Thesis Dr., Univ. Paris XI, 257p.
- Newell N., Cronin J. & Roberts T. (1953). Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoir* 58, 276 pp.
- Pardo A., Sanz V. (1979). Estratigrafía del curso medio del Río La Leche. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 60, pp. 251-266.
- Sempere T. (1994). Phanerozoic Evolution of Bolivia and Adjacent Regions. In a: J. Tankard, R. Suarez and J. Welsink. Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62; p: 207-230.
- Sempere T., Carlier G., Soler P., Fornari M., Carlotto V., Jacay J., Arispe O., Néraudeau D., Cárdenas J., Rosas S., & Jimenez N., (2002). Late Permian-Middle Jurassic Thinning in Peru and Bolivia, and its Bearing on Andean-Age Tectonics. *Tectonophysics*, vol. 345, pp. 153-181.
- Reyes L. (1980). Geología de los Cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. *Boletín N° 31 INGEMMET, Ser. A Carta Geológica Nacional*. 67 pp.
- Romani M. (1982). *Géologie de la région minière Uchucchacua Hacienda Otuto, Pérou.*- Thèse 3eme cycle, Grenoble, 176 pp.
- Stappenbeck R. (1929). Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitlagerstätten. *N.Jb. Geol. Pal., Stuttgart, Abh.*, 16, H.4, p: 305-355.
- Steinmann G. (1929). Geologie Von Perú. Heidelberg, Karl Winter edit., 248 pp.
- Storti F., Holdsworth R. E., Salvini F (2004). Intraplate Strike-Slip Deformation Belts, In: *Storti F., Holdsworth R. E., Salvini F (eds.) Intraplate Strike-Slip Deformation Belts: London, Geological Society of London, Special Publication N° 210*, pp. 1-14.
- Tarazona A. (1985). Palinología de la formación Cushabatay del Pongo de Tiraco-Oriente Peruano. In Primer Symposium Nacional del Carbón. Tema 10, 14 pp.
- Tassinari.C.G., Bettencourt J. S., Geraldés M. C., Macambira M.J.B., Lafon J. M. (2000). The Amazonian Craton Tectonic Evolution of South America. 31 International Geological Congress.
- Trottereau G. (1964). Contribution à l'étude des Andes Nord-Péruviennes. Thèse 3ème cycle, inéd., Grenoble.
- Vauchez A. & Tommasi A. (2003). Wrench faults down to the Asthenosphere; Geological and geophysical evidence and thermo-mechanical effects, In: *Storti F., Holdsworth R. E., Salvini F (eds.) Intraplate Strike-Slip Deformation Belts: London, Geological Society of London, Special Publication N° 210*, pp. 15-34.
- Veevers, J. J. and Powell, McA. (1987). Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America, Bulletin*, 98, pp. 475-487.
- Wilson J. J. (1963). Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47, p: 1-34.

- Vicente J-C. (1981). Elementos e la Estratigrafía Mesozoica Sur-Peruana. In W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Buenos Aires. V 1, p: 319-351.
- Vicente J-C., Beaudoin B., Chávez A. y León I. (1982). La Cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. *V Congreso Latino-Americano de Geología*. V1, p: 121-153.
- Wilson J. J. y Reyes L. (1964). Geología del Cuadrángulo de Pataz. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín N° 9*, 91 pp.
- Wilson J. J., Reyes L. y Garayar J. (1967). Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz, y Huari. *Boletín N° 16 del Servicio de Geología y Minería*. 95 p.