

## **CONTROL TECTÓNICO DE DEPOSICIÓN DEL CARBÓN EN EL PERÚ**

**Estanislao DUNIN-BORKOWSKI**

### **ADVERTENCIA**

En esta contribución se trata de correlacionar datos de diferentes disciplinas que pueden dar luz sobre el medio ambiente en el cual se formaron carbones peruanos. Entre las disciplinas consultadas además de geología del carbón y paleogeografía del Perú, están paleontología, climatología como también algunos datos del paleo-magnetismo, deriva continental, geotectónica, etc. Para obtener una visión conjunta de los datos recopilados se propone varias hipótesis. Estas hipótesis no son probadas y para su confirmación se necesitará el trabajo de variados especialistas. El suscrito espera que algunas de las ideas aquí expresadas podrán servir de hipótesis de trabajo para algunos investigadores.

### **LOS PRE-REQUISITOS PARA LA FORMACIÓN DEL CARBÓN**

Los carbones se forman de restos vegetales en las áreas pantanosas de los continentes. La vegetación se desarrolló en los continentes recién durante el Devoniano y en consecuencia no existen carbones anteriores a este período. El pre-requisito para la formación del carbón mineral, además de vegetación, es la existencia de los pantanos cuya formación depende de la geomorfología y del clima.

El desarrollo tectónico local controla en gran parte la geomorfología y la geotectónica global influye decididamente sobre el clima. La carbonización de los restos vegetales se desarrolla en el interior de la tierra y está íntimamente relacionada con la tectónica. En resumen la tectónica controla indirectamente todas las etapas de la formación del carbón.

El carbón del Perú se formó durante la etapa tardía de la Orogenia Eoherciniana, de la Epirogenesis Nevadiana y de la Orogenia Andina. La existencia de un proceso tectónico importante es en el Perú una condición necesaria pero no suficiente para la generación del carbón.

### **EL CLIMA Y LOS CARBONES DEL PALEOZOICO EN EL PERÚ**

Los carbones peruanos más antiguos se formaron recién en el Misisipiano. Una de las razones de la falta de carbones devonianos fue probablemente el clima frío. En las tierras emergidas había glaciares que escarbaron rizaduras. Los mares peruanos eran muy fríos y albergaban faunas malvino-cáfricas típicas de ambientes polares antárticos de aquellos periodos. Los sedimentos glaciomarinos en el fondo de estos mares confirman las bajas temperaturas de sus aguas.

Entre los mares peruanos destacaba por su longitud y profundidad el geosinclinal siluro-devoniano, paralelo al borde continental. A los finales del Devoniano se produce el plegamiento de los sedimentos e inversión del geosinclinal, seguido por el levantamiento de las montañas eohercinianas en su lugar. Dicho levantamiento fue esencial para la formación de los carbones misisipianos, que se depositaron en las molasas provenientes de su erosión. Dichas molasas, denominadas en el Perú Grupo Ambo, sobreyacen con discordancia a los sedimentos plegados del Paleozoico Inferior (Newell et al. 1953).

El lugar de las montañas eohercinianas ocupa actualmente la Cordillera Oriental de los Andes que levantaba y rejuvenecía repetidas veces. Los más extensos afloramientos de las molasas Ambo se presentan a lo largo de esta cordillera y tienen ahí una extensión de decenas de kilómetros cuadrados (INGEMMET Bol. Serie A: N<sup>o</sup>.16h, 17i, 19h, 21k, 23i, 24m, 26ñ etc.). Los espesores del Grupo Ambo sobrepasan a veces 1000 metros; pero generalmente son menores. Los mantos del carbón son lenticulares y sus espesores raras veces alcanzan 50 cm (Cobbing et al. 1996). Algunas capas de carbón pueden tener a veces una gran extensión lateral (Steinmann, 1929). El carbón misisipiano es generalmente sucio y a diferencia de lo que ocurre en el Mesozoico sobreyacente, fue en la Cordillera Oriental regionalmente antracitizado

Los afloramientos del grupo Ambo a los dos lados de la Cordillera Oriental son menos extensos y más dispersos. Al Este de la Cordillera Oriental existen poderosas series semi-cubiertas del Grupo Ambo con intercalaciones de facies marinas (Megard 1979) y de carbón. La información disponible sobre estos depósitos es escasa y el acceso a ellos difícil.

Los afloramientos del Grupo Ambo entre la Cordillera Oriental y el Océano Pacífico quedaron casi totalmente erosionados. Entre los pocos remanentes del grupo, destaca por la abundancia de flora y de estudios el pequeño afloramiento de Paracas. El estudio sistemático de los fósiles demuestra que se trata de flora misisipiana del clima templado cálido (Alleman y Pfefferkorn 1988). Evidentemente entre el Devoniano y Misisipiano se produjo un cambio de clima en el Perú meridional.

El prospecto de Paracas alberga dos mantos de hullas con 60 y 120 cm de espesor. (Steinmann 1929). El rango y perturbación del carbón son menores y espesores mayores que de sus similares en la Cordillera Oriental. Las facies de deposición son deltáicas. Al parecer el carbón de Paracas se depositó relativamente lejos de las Montañas Eohercinianas y no sufrió la perturbación tectónica y la antracitización generalizada.

El cambio de clima entre el Devoniano y Misisipiano se puede apreciar localmente en los alrededores del lago Titicaca. Ahí entre la península Copacabana y la Isla del Sol afloran las formaciones Cumaná, Kasa y Siripaca habiendo entre ellas sólo discordancias menores (Iannuzzi et al. 1998).

La formación Cumaná depositada durante la transición entre Devoniano a Misisipiano incluye sedimentos glacio-marinos (Diaz Martinez e Isaacson 1994). La más joven y sobreyacente formación Siripaca del Viseano Superior y Sepurkhoviano contiene carbón que se depositó en llanuras de inundación fluviales y deltaicas (Diaz Martinez 1999). Su flora es muy similar a la de Paracas. Dicha flora misisipiana de clima templado caliente es la única con estas características al sur del Ecuador. Este hecho incentivó a Alleman e Pfefferkorn. (1995) para proponer y definir el reino florístico Misisipiano de Paracas. La extensión de este reino no está todavía definida pero probablemente incluye las floras misisipianas poco estudiadas de la Cordillera Oriental.

Algunos geólogos quieren incluir las formaciones Cumaná, Kasa y Siripaca al grupo Ambo. Indudablemente la inclusión de la formación Siripaca es justificada ya que en el grupo Ambo existen facies coetáneas similares. Menos acertada es la inclusión de la formación Cumaná que tiene origen distinto de las molasas. Cerca del Lago Titicaca no existe un hiatus de deposición entre el Devoniano y Misisipiano que es característico para las Montañas Eohercinianas. Al parecer las montañas eohercinianas no se prolongaban a Bolivia como ya lo postulaban varios investigadores como por ejemplo Sempere (1995).

## **LA DERIVA CONTINENTAL, LOS CLIMAS Y LA GEOTECTÓNICA**

Los paleo-climas de América del Sur parecen estar vinculados con la deriva continental y con la geotectónica. Durante la mayor parte del Paleozoico, América del Sur formaba parte del continente Gondwana. El polo geográfico que corresponde a la traza del eje de rotación de la tierra con este continente, se desplazaba en el sentido opuesto a la deriva. Según los estudios paleo-magnéticos, el

polo migraba del norte (actual) al sur a través del área que posteriormente se convirtió en África (Hailwood y Tarling 1973). Alrededor del polo se desarrollaban glaciaciones como por ejemplo la Ordoviciense en Sahara occidental y Misisipiana en el África del Sur. Los climas variaban de acuerdo con la distancia del polo. Así por ejemplo durante el Siluriano en todos los mares sobrepuestos a América del Sur predominaban las faunas malvino-cáfricas de aguas frías con excepción del extremo nor occidental donde las faunas (de tipo norteamericanas) eran de aguas calientes (Berry y Boucot 1972). En el Devoniano la cobertura de mares fríos se restringe a la parte central y meridional del Sur América incluyendo casi todo Perú (Dalmayrac et al. 1988) y llegando en el Brasil hasta el Amazonas bajo (Beurlen 1970). Los mares "calientes" en el mismo período cubren Venezuela, Colombia y Ecuador (Burgl 1961). El límite del dominio de mares fríos y calientes corría aproximadamente a lo largo del paralelo de aquel entonces que estaba inclinado ligeramente al suroeste en comparación con los actuales. La latitud que controlaba el clima dependía también de la distancia del polo y por esto los paralelos paleozoicos no coincidían con los actuales.

En el Misisipiano el área del clima frío se restringió todavía más. Los glaciares cubrían entonces sólo el sur de Brasil y la mayor parte de Bolivia, Paraguay, Uruguay y Argentina, pero Perú y Brasil central estaban libres (Crowell y Frakes 1973). El polo se encontraba en África del Sur y no existía todavía la separación entre África y Sur-América. Los casquetes glaciares formados alrededor del polo cubrieron una gran parte de Uruguay y Paraná. Simultáneamente entre Brasil y Paraguay se formó otro casquete glaciar por encima del arco Asunción. Durante este período en el sureste de Bolivia se depositaron tilitas y al pie de las pendientes orientales de los Andes se puede observar grandes masas de residuos de aquella glaciación.

El cambio del clima en el Perú meridional se produjo a pocas decenas de millones de años después del levantamiento de las Montañas Eohercinianas. Es posible que ambos fenómenos estaban relacionados entre sí. No sería extraño de que estas montañas protegieron el Perú de las influencias polares.

A finales de Carbonífero la glaciación desapareció en Bolivia y en el Permiano medio en toda Suramérica (Crowell y Frakes 1973). Es muy probable que los cambios de clima en América del Sur están relacionados con la deriva continental que también se manifiesta con los desplazamientos del polo geográfico de la tierra encima de los continentes y mares. Durante el Pensilvaniano el polo terminó su travesía a través de África y se desplazó más al sur. No sería extraño que el calentamiento del clima en el Perú y países vecinos durante el Paleozoico Superior esté relacionado con el alejamiento del polo o tal vez con su salida fuera de las tierras emergidas. A finales de Carbonífero el continente Gondwana se fracturó y la parte Afro-Americana del continente tomó otro rumbo que la Australo-Ártica y comenzó desplazarse hacia el Ecuador (Valencio 1975). Los estudios paleomagnéticos indican que ya a finales del Permiano el América del Sur tenía aproximadamente la misma ubicación que ahora.

## EL CLIMA, TECTÓNICA Y LOS CARBONES MESOZOICOS DEL PERÚ

Al acercarse al Ecuador el territorio del Perú se encontró en la franja de climas sub-tropicales y comenzaron a predominar en su territorio climas secos. De la sequedad del clima atestiguan las evaporitas en casi todas las formaciones a partir del Pensilvaniano.

Dicho clima era probablemente parecido al de las áreas áridas o desérticas actuales del Perú. En áreas áridas las lluvias son estacionales y permiten sólo el crecimiento de una vegetación de secano. En las áreas desérticas las lluvias se presentan esporádicamente y a pesar de que pueden ser muy intensas no permiten el crecimiento de una vegetación permanente.

La vegetación más abundante puede desarrollarse solo en las áreas elevadas que reciben normalmente más precipitaciones que las llanuras. Estas áreas tienen una cobertura de plantas cuya densidad aumenta con la altura y abundancia de las lluvias. Los restos de plantas raras veces se han preservado in situ, ya que carecían de protección contra la erosión y la oxidación.

La preservación de los restos vegetales depende de la abundancia del agua y configuración del terreno. La materia orgánica puede preservarse donde puede ser cubierta por materiales que la

protegen de la erosión y de la oxidación. Muy efectiva puede resultar la cubierta por agua estancada. Los lugares especialmente apropiados para la preservación de la materia orgánica son las depresiones cerca de áreas a las cuales escurre el agua de las tierras emergidas. Cuando hay suficiente agua y el relieve es apropiado, se forman en las depresiones pantanos en los cuales puede preservarse la materia orgánica y eventualmente formarse el carbón. También puede desarrollarse la vegetación y formarse el carbón junto a los ríos permanentes provenientes de las áreas elevadas. Tales ríos son muy escasos en un continente sin o con pocas elevaciones.

El pre-requisito para la formación del carbón en un continente predominantemente árido, es la presencia de elevaciones que reciben precipitaciones permanentes que se encuentran a una distancia razonable de depresiones en las cuales pueden formarse pantanos.

Las áreas altas son erosionadas y solo pueden mantenerse elevadas cuando existen fuerzas tectónicas internas que las están levantando. Asimismo las depresiones son rellenadas a la larga con los detritus y para mantenerse más bajas deben hundirse. En consecuencia para que se forme el carbón son necesarias fuerzas que mantengan el relieve requerido. La materia orgánica, para ser carbonizada debe ser sepultada y transformada por el calor interno de la tierra. El flujo de este calor es mayor en áreas tectónicamente activas.

En el Perú, entre las orogénias Eoherciniana y Andina hubo dos épocas de actividad tectónica mayor. Se trata de las epirogenias Tardi-herciniana y Nevadiana cuyos nombres derivan de las orogénias contemporáneas ocurridas en otros continentes y condiciones diversas. Durante ambas epirogenias la tectónica era de bloques durante las cuales se reactivaron las fallas paralelas al borde continental. Estas reactivaciones produjeron importantes desniveles en el relieve. Estas fallas son muy antiguas y ya en el Cambriano-Ordoviciano permitieron el ascenso masivo del magma y más tarde controlaron el hundimiento del ya mencionado geosinclinal Siluro-Devoniano que dio origen a las Montañas Eohercinianas (Petersen 1999).

La epirogenia tardi-herciniana se desarrolló entre el Permiano medio y Triásico inferior y causó el levantamiento generalizado del área afectada por la orogenia eoherciniana. Esta área se dividió en horst y graben contiguos. Los horst eran más extensos y su erosión aportó molasas para el relleno de los graben. A diferencia con la posterior epirogenia nevadiana no se reporta la existencia de carbón ni de amplias y pantanosas plataformas costaneras en las cuales podría formarse. El clima era seco y la vegetación escasa.

La epirogenia nevadiana comenzó en el Jurásico Medio con la división del borde continental en hileras de bloques con movimientos verticales opuestos (Palacios y Castillo 1983). Los macizos precambrianos de Marañón y de Arequipa estaban ascendiendo. Al sur-este de macizo de Arequipa comenzó hundirse en el Caloviano la cuenca Yura (Benavides 1962) y al oeste del macizo Marañón en el Titoniano la cuenca nor oeste (Palacios y Castillo 1983). Ambas cuencas se hundieron más de 3000 metros por debajo del nivel del mar.

Las cuencas subsidentes fueron rápido rellenadas por turbiditas y otros sedimentos clásticos hasta el nivel del mar. El material de relleno provenía de las cercanas áreas emergidas que se estaban levantado. Ya a finales de Jurásico ambas cuencas quedaron colmatadas formándose plataformas parcialmente emergidas. En estas plataformas se formaron zonas pantanosas en las cuales se acumuló y preservó la materia orgánica que posteriormente se transformó en carbón.

Los carbones más abundantes del Perú provienen de estas plataformas y se depositaron entre el Titoniano superior y el Valanginiano inferior. En la cuenca nor-occidental los yacimientos carboníferos de esta edad forman una franja de unos 60 km de ancho que se extiende sin interrupciones a lo largo de 650 km desde la provincia Cutervo en el departamento de Cajamarca hasta la provincia Oyón del departamento de Lima. El carbón se encuentra en las formaciones Oyón y Chimú, presentándose transiciones entre ambos. También hay transiciones entre la formación Oyón y la formación marina subyacente Chicama. Al parecer, más que de formaciones se trataba de facies que progradaban hacia el oeste. Una litología y posición estratigráfica similar a la formación Oyón tiene la formación Tinajones.

Los carbones de la formación Labra en el departamento de Arequipa son coetáneos con los de las formaciones Oyón - Chimú y también se han formado en una plataforma encima de una cuenca a Jurásica colmatada con turbiditas y otros sedimentos clásticos del grupo Yura. La deposición de

sedimentos clásticos con carbón fue sustituida en ambas cuencas durante un corto lapso por las calizas. La formación con calizas en la cuenca nor-occidental se denomina Santa y contiene poderosos y extensos de yeso. Estos mantos indican la aridez del clima. Al parecer el carbón pudo formarse sólo gracias al aporte del agua de las áreas elevadas vecinas.

En ambas cuencas se renovó la deposición de clásticos en un ambiente emergido pero sin intercalaciones de carbón. El carbón reaparece de nuevo en pequeñas cantidades a los finales del Cretáceo Inferior en la formación Farrat de la cuenca nor-occidental y en las cuencas Jatunhuasi y Goyllarisquiza. La cuenca de Jatunhuasi está alineada con la nor-oriental y algunos investigadores la consideran como parte de esta última que tendría así, con otras ocurrencias alineadas de carbones, una longitud de casi 1000 km. Esta propuesta no es convincente ya que a tal cuenca le faltaría continuidad de deposición de carbón en tiempo y espacio.

La coincidencia entre los estilos tectónicos del borde continental peruano con el estado de la deriva continental descrito por Valencio (1975) es llamativa pero no comprendida. Cuando existía el continente Gondwana predominaba el plegamiento. En el continente Afro-Americano que nació de la descomposición del Gondwana, la tectónica era de bloques. Al separarse América de África en el Cretáceo se impone en los Andes la tectónica de pliegues.

## LOS LIGNITOS

La materia orgánica depositada y preservada en el Perú durante el Cenozoico se convirtió generalmente en lignito siempre y cuando no llegó a contactarse con el magma. Casi todos los lignitos cenozoicos se depositaron en el Perú septentrional

El más grande depósito de lignito del Perú es la formación mio-pliocénica Pebas. Esta formación se depositó en una gran cuenca Amazónica de origen tectónico y se extiende a través de la mayor parte del departamento de Loreto traspasando las fronteras de Brasil y Colombia. El lignito tiene alto contenido de cenizas (30% a 40%) y de azufre (hasta 8%). Los mantos de lignito pueden sobrepasar decenas de metros de espesor pero tienen intercalaciones de estéril. La cuenca Amazónica donde se formaron los lignitos está cubierta actualmente por vegetación exuberante e incluye extensos pantanos en los cuales se acumulan y preservan restos vegetales, que tal vez en el futuro se convertirán en carbón.

En el departamento de Tumbes, a lo largo de la costa, afloran lignitos Oligo-Miocénicos que se han formado en los estuarios costaneros. El ambiente de deposición era pantanoso poblado de manglares y el clima era tropical con abundantes precipitaciones pluviales (Cruzado 1985). Este ambiente recuerda al actual en el mismo entorno. Los espesores de los mantos del carbón son de pocos decímetros a pocos metros. El lignito es alto en cenizas (15-80%) y en azufre (2-6%).

En la costa del departamento de Piura los lignitos son del Eoceno medio y al parecer se depositaron en aguas salobres (Cruzado 1985).

En la sierra los lignitos se han formado en las depresiones durante el levantamiento de los Andes. El yacimiento mejor estudiado es el de Yanacancha al norte de Cajamarca. Se trata de un depósito de carácter límnic. Los lignitos se han formado de turbera pantanosa (swamp). La vegetación de la cual formó el carbón era herbácea con ausencia casi completa de material arbóreo (Carrascal 1996). Esta composición de la vegetación no parece tropical y sugiere el dominio de un clima templado que en estas latitudes debía ser de montaña. Al parecer los Andes ya estaban levantados cuando se formó el yacimiento. No se logró determinar la edad precisa del depósito de Yanacancha a pesar de abundancia de fósiles vegetales en su alrededor.

***En las altiplanicies de todo el territorio nacional crecen turbas (champa) que disecadas sirven de combustible pero que probablemente jamás se convertirán en carbón.***

#### BIBLIOGRAFÍA

- ALLEMAN V. & PFEFFERKORN H. (1988) Licópodos de Paracas: Significación geológica y Paleoclimática; Bol. Soc. Geol. Perú T.78 p 131-136
- BENAVIDES V. (1962) Estratigrafía Preterciaria de la región de Arequipa; Bol. Soc. Geol. Perú V°38, p.5-63
- BERRY W.B.N. & BOUCOT A.J. (1972) Correlation of the South American Silurian Rocks; Geol. Soc. Am.; special paper, 133, p.159
- BEURLEN K (1970) Geologie von Brasilien; Borntraeger, Berlin, p.444
- BURGL H. (1961) Historia Geológica de Colombia; Rev. Ac. Col. Ex. Fis. Nat., V°11, n°43, p.137-191, Bogotá
- CARRASCAL R. (1996) Caracterización y Estudios de los carbones de las cuencas: Oyón, Santa, Alto Chicama y Yanacancha del Perú; Tesis doctoral- Universidad de Oviedo, España
- COBBING J., QUISPESIVANA G., PAZ M. (1996) Geología de los cuadrángulos Ambo, Cerro de Pasco y Ondores; INGEMMET Serie A, Bol: 77
- CROWELL J.C.; FRANKS L.A. (1973) The Late Palaeozoic Glaciation; en: "Gondwana Geology" Third Gondwana Symposium; Camberra, Australia; pag 313-329
- CRUZADO J. (1985) Lignitos en formaciones terciarias del Perú; Primer Symposium Nacional del Perú; Contrib. 12; Universidad Nacional de Ingeniería.
- DALMAYRAC B.- LAUBACHER G.- MAROCCO R. (1988) Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos, Bol INGEMMET serie D, N°12
- DÍAZ MARTINEZ E (1999) Estratigrafía y Paleogeografía del Palaeozoico Superior del Norte de Andes Centrales (Bolivia y Sur del Perú) Soc. Geol. Perú; Volumen Jubilar #5 pag 19-26
- DÍAZ MARTINEZ E- ISAACSON p.e. (1994) - Late glacially-influenced marine sedimentation in western Gondwana The Cumaná Formation, Altiplano, Bolivia; Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir 17, 511-522
- HAILWOOD E.A.; TARLING D.H. (1973) Palaeomagnetic Evidence for a Protoatlantic Ocean; in Implication of continental drift to the earth sciences. V,1, pag.37-46, Academic Press
- IANNUZZI R.- PFEFFERKORN H.-DÍAZ MARTINEZ E.- ALLEMAN V.-SUAREZ-SORUCO R. (1988) La Flora Eocarbonífera de la Formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su correlación con la Flora de Paracas ((Grupo Ambo, Perú)
- MEGARD F. (1979) Estudio Geológico de los Andes del Perú Central; ; INGEMMET Serie D, Bol: 8
- NEWELL N.D. & CHRONIC J. & ROBERTS T (1953) Upper Paleozoic of Perú; Geol. Soc. Amér. Memoir 58, 276 p., 44 pl.
- PALACIOS O.- CASTILLO M. (1983) Compendio estratigráfico de Jurásico Cretáceo en el Perú; Bol. Soc. Geol. Perú; T°71, 263-280.
- PETERSEN U. (1999) Magmatic and Metallogenic Evolution of the Central Andes; Soc. Econ. Geol.; Special Publication N°7; Geology and Ore deposits of the central Andes; ed. Brian J. Skinner.
- SEMPERE T (1995) Phanerozoic Evolution of Bolivia and adjacent region; In: Petroleum Basins of South America; Tankard, A.J., Suarez R & Welsing E.V, Eds. Pag. 207-209
- STEINMANN G. (1929) Geologie von Perú: editor Karl Winter; Heidelberg
- VALENCIO D.A. (1975) The Palaeomagnetism of South American Rocks and its significance for the Fragmentation of Gondwana Land; en: "Gondwana Geology"; 3 Gondwana Symposium; Camberra, Australia; pag.3-7
- Vicente J.-C. (1981) Elementos de estratigrafía mesozoica surperuanas; ed. Volkheimer W. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur; V.1, p.319-351