

UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRÉS
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

PROYECTO DE GRADO



TEMA:

**PALEOGEOGRAFÍA DEL CARBONÍFERO:
SUBANDINO CENTRO DE BOLIVIA**

AUTOR:

EDSON LEÓN CHAMBI FLORES

TUTOR:

Ing. VÍCTOR ISMAEL RAMÍREZ FABIANI

La Paz, Bolivia

2015

RESUMEN

Todos los eventos a escala regional son la base fundamental para un estudio local, de esta manera, en el presente trabajo se presenta una metodología para el estudio del Carbonífero del Subandino Centro, que toma como elementos de estudio la estratigrafía de secuencias, paleomagnetismo, geoquímica y paleontología. El Carbonífero de Gondwana es uno de los temas de mayor discusión dentro de la historia geológica del planeta, ya que en él tuvieron lugar los eventos más importantes hacia el término del Paleozoico. En base a datos paleomagnéticos se estima que durante el Carbonífero, Gondwana se desplaza de latitudes altas a latitudes medias. Este fenómeno también es evidenciado por la alta sensibilidad climática que registra la secuencia clástica del Carbonífero en las cuencas de Gondwana occidental. En base a ella también se ha logrado definir 2 eventos mayores de avance glacial, el primero que tiene lugar durante el Fameniano superior–Tournasiano, y el segundo un evento de mayor magnitud que el anterior que va desde el Viseano hasta el Cisuraliano temprano, en el que también se registran fases de avance glacial separadas por fases interstadiales. La distribución geográfica de la biota durante el Carbonífero fue bastante consistente a los eventos glaciales. Se registra un incremento en la diversificación de la fauna y flora cerca al Carbonífero medio (Tournasiano tardío–Viseano), y cerca al límite Carbonífero–Pérmico, tras la mejora en las condiciones climáticas después del último evento glacial, la diversificación y distribución se hacen mayores. En cuanto a la historia geológica y tectónica durante el Carbonífero, los depósitos registran evidencias de resedimentación y erosión (discontinuidades) que indican una inestabilidad tectónica que involucra levantamiento y plegamiento menor (fase orogénica eohercínica). Además se sabe que tres elementos mayores eran las fuentes principales de aporte detrítico, fue en ellos donde las fases glaciares se desarrollaron y los productos derivados de estos son los que quedaron como registro en la cuenca Carbonífera de Bolivia.

*Dedicado a esa persona**
quien me ha soportado durante ese tiempo.

*Como cualquier otra cosa en la geología y en la vida, queda a interpretación tuya. No preguntar.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto es el resultado de la culminación de mis estudios durante esta primera etapa académica. Por esto, agradezco a mis padres quienes a lo largo de mi vida me han apoyado y motivado durante mi formación académica, creyeron en mí en todo momento y no dudaron de mis capacidades. Al tutor del proyecto de grado, Ing. Víctor Ramírez, al tribunal evaluador del proyecto y a quienes me han brindado ayuda técnico-científica en base a sus capacidades y conocimientos en el desarrollo de esta metodología el cual ha sido finalizado cumpliendo las expectativas. Los docentes a quienes les debo gran parte de mis conocimientos, gracias a su paciencia y enseñanza. A mis amigos por su apoyo y amistad. A la Universidad Mayor de San Andrés que abre sus puertas a jóvenes, y prepara profesionales muy competentes para nuestra sociedad. Finalmente, al autor intelectual de este trabajo, quien espero lo haga bien en la defensa. *Bon courage ! ☺*



CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
Identificación y justificación del tema	2
Objetivo general	3
Objetivos específicos	3
Método de trabajo	3
Carbonífero en Bolivia	4
PALEOMAGNETISMO	7
Campo magnético terrestre	7
Minerales magnéticos.....	10
Magnetismo natural remanente	10
Intensidad del campo magnético	12
Paleomagnetismo y movimiento de placas	13
Muestreo y medida del magnetismo remanente natural (NRM)	13
Medida de la dirección remanente	15
Pruebas de campo	18
Errores y ambigüedades	20
Tipos de polos	22
Procedimiento para la determinación del polo	23
Paleomagnetismo del Carbonífero	27
Polos paleomagnéticos para Gondwana	28
PALEOCLIMATOLOGÍA	30
Control climático en la sedimentación	31
Paleoclima a partir de datos proxy	33
Tipos de proxies para el estudio de la paleogeografía	34
Proxy geoquímico: isótopos	35
Paleoclima del Carbonífero: Gondwana	40

PALEOBIOGEOGRAFÍA	46
Contribuciones al estudio de la paleobiogeografía	46
Enfoque filogenético	47
Paleobiogeografía del Carbonífero	48
Invertebrados	48
Vertebrados	49
Insectos	50
Flora carbonífera	50
Palinoflora	51
Distribución fitogeográfica	52
HISTORIA GEOLÓGICA Y TECTÓNICA	55
Marco geológico	56
Evolución tectónica	56
Estratigrafía	57
Cronoestratigrafía	62
Historia geológica.....	63
Estratigrafía secuencial	64
RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA.....	67
Paleogeografía del Carbonífero.....	68
Evolución paleogeográfica.....	70
Metodología.....	71
Recolección de datos	71
Procesamiento y análisis de datos.....	77
Interpretación: trabajo de gabinete.....	78
Alcances y límites.....	79
CONCLUSIONES	81
REFERENCIAS	82
ANEXOS	91

CAPITULO I

1. INTRODUCCIÓN

El conjunto de trabajos acerca de la paleogeografía ha sido impulsado desde el siglo pasado principalmente por la industria del petróleo (YPFB), a ello también se suman los estudios realizados por convenios entre instituciones como, GEOBOL (actual SERGEOMIN), ORSTOM (actual IRD), UMSA. El Carbonífero de Bolivia fue ampliamente estudiado por varios investigadores entre ellos Díaz-Martínez (1991, 1995, 1996), Suárez-Soruco (1983, 1989, 1996, 2000), Sempere (1987, 1989, 1990, 1993, 1995).

Los principales elementos paleogeográficos que controlaron la sedimentación en la cuenca carbonífera quedaron como registro en las secuencias de depósitos marinos, cuyos afloramientos más extensos se encuentran en el Subandino Centro de Bolivia. Este registro sedimentario ha sufrido una serie de eventos de deformación tectónica con magmatismo asociado (tabla 1.1) que conllevaron a su configuración actual, una faja de plegada y corrida caracterizado por sinclinales y anticlinales con fallamiento inverso asociado (Sempere et al., 1987, Baby et al., 1989).

Tabla 1.1—Ciclos de evolución geológica reconocidos en Bolivia, eventos tectónicos, magmatismo. Tomado de Suárez-Soruco (2002).

EDAD (Ma)	CICLOS		TECTONICA	MAGMATISMO
RECIENTE MIOCENO	ANDINO II		Placa de Nazca	plutonismo y volcanismo
OLIGOCENO INF. JURASICO INF.	ANDINO I	POSTRIFT SINRIFT	Gondawana breakup	
TRIASICO SUP. CARBONIFERO SUP.	SUBANDINO		Fase Kolla	plutonismo y volcanismo
CARBONIFERO MED. SILURICO INFERIOR	CORDILLERANO		Fase Chiriguana	
ORDOVICICO SUP. CAMBRICO SUP.	TACSARIANO		Fase Oclóyica	
900 - 540	BRASILIANO		Rift Contaya- Tacsara Triple Fractura	Cratonización
1280 - 900	SUNSAS		Orogenia Sunsás	
1600 - 1280	SAN IGNACIO		Orogenia San Ignacio	
> 1600	TRANSAMAZONI ANO			

A partir de un estudio de las síntesis sobre la estratigrafía, palinología, tectónica y paleomagnetismo de este intervalo, se proyecta una metodología (de investigación) que

permita la elaboración de un modelo paleogeográfico para el Subandino Centro del Carbonífero de Bolivia, es decir, la integración y el análisis de esta información tendrá como producto un procedimiento de investigación propio al tema en cuestión, finalidad del proyecto.

1.1. Identificación y justificación del problema

1.1.1. Identificación

La principal fuente de información que se posee a cerca de la paleogeografía del Carbonífero está relacionada a trabajos de exploración petrolera (Salinas et al., 1978; Gohrbandt, 1992), además de otros de carácter netamente científico (Isaacson et al., 1994; Díaz-Martínez, 1995).

Así también cabe mencionar que, durante las últimas tres décadas, los modelos paleogeográficos propuestos para el Carbonífero (Paleozoico medio y superior) cubren intervalos de tiempo muy largos con rangos que abarcan dos o más períodos en la Escala Geológica del Tiempo (ejemplo: Isaacson & Díaz-Martínez, 1994, Sempere 1995), o se tratan de modelos a escala regional/global con información general sobre el tema. Empero, no se tiene un modelo que represente las características paleogeográficas a nivel local del Carbonífero del Subandino Centro de Bolivia.

1.1.2. Justificación

Un modelo paleogeográfico del Carbonífero inferior otorga información referente a las áreas de aporte, condiciones climáticas, distribución de facies, etc., sin embargo, bajo la modalidad a la que se encuentra asignado el presente trabajo y debido a la gran complejidad y tiempo que involucra el estudio del mismo, el propósito es proveer un enfoque general sobre la paleogeografía del Carbonífero desde sus distintas facetas y desarrollar una metodología que sirva como guía para el estudio del mismo.

1.2. Objetivo general

El principal objetivo que persigue este trabajo es diseñar una metodología de investigación para estudiar la paleogeografía del Subandino Centro del Carbonífero de Bolivia.

1.3. *Objetivos específicos*

- Proveer un marco referencial de la paleogeografía regional/global del Carbonífero substancial para el estudio de la paleogeografía local.
- Generar un esquema de trabajo basado en la metodología de investigación científica.
- Definir los alcances y límites que tendría la aplicación del proyecto.

1.4. *Método de trabajo*

El método de trabajo consistió en 3 etapas:

1.4.1. *Recolección de la información*

Durante esta primera etapa se reunió evidencias teóricas, investigaciones anteriores, que permitieron sustentar teóricamente el estudio, recolección que se basó principalmente en paleomagnetismo, paleoclimatología, paleobiogeografía e historia geológica y tectónica, para sustentar la metodología. Entre ellos se procedió a recolectar: artículos científicos, tesis, libros, columnas estratigráficas, mapas geológicos, mapas paleogeográficos entre otros.

1.4.2. *Selección y clasificación de la información*

Las fuentes de información que se han recolectado previamente son definidas y clasificadas en función de determinados **criterios de selección**. **En este caso, toda la información, esencialmente digital, fue clasificada en función del tema (para cada capítulo) y año de publicación.**

1.4.3. *Análisis de la información*

El análisis de los datos es la etapa de búsqueda sistemática y reflexiva de la información; básicamente implicó trabajar los datos, recopilarlos, organizarlos en unidades manejables, sintetizarlos, buscar regularidades, tendencias, modelos y/o patrones para descubrir lo más importante y lo que aportó a la investigación.

1.5. Carbonífero en Bolivia

La sucesión del Carbonífero de Bolivia está localizada en la cuenca Chaco-beniana y Subandino adyacentes, en la faja Tarija-Teoponte, y en la faja plegada y corrida de Huarina y al Sureste del Lago Titicaca (Sempere, 1987, 1990, 1995) (figura 1.1). La cronoestratigrafía aún está siendo refinada. Los estudios bioestratigráficos solamente permiten aproximaciones referenciales de la secuencia. A diferencia de la estratigrafía infrayacente, la gran variación de facies del Carbonífero dificultan su correlación litológica.

En el Noroeste del Subandino y la cuenca Madre de Dios adyacente, el Carbonífero se dispone transicional sobre el Devónico Superior, y separado por una discordancia al tope se dispone la Formación Beu del Jurásico (Oller, 1988; Sempere, 1990, 1995).

Los estratos carboníferos del Lago Titicaca sobreyacen discordantes a las rocas Devónicas. Díaz-Martínez (1991) las dividió en dos unidades. La primera el Grupo Ambo y la segunda el Grupo Titikaka. Se encuentra cubierto por rocas del Triásico (areniscas), Cretácico Superior o por estratos del Oligoceno Superior (Díaz-Martínez, 1991, 1994, 1995; Sempere, 1995).

En la cuenca del Chaco, Subandino, y faja Tarija–Teoponte, el Carbonífero localmente sobreyace al Devónico en forma gradacional (Sempere, 1995; Suárez-Soruco, 2002). Existe un cambio litológico gradual controlado por la evolución climática de climas fríos y húmedos a climas cálidos y áridos, que se interpreta como la migración del Polo Sur hacia el SE o ESE (Veevers & Powell, 1987).

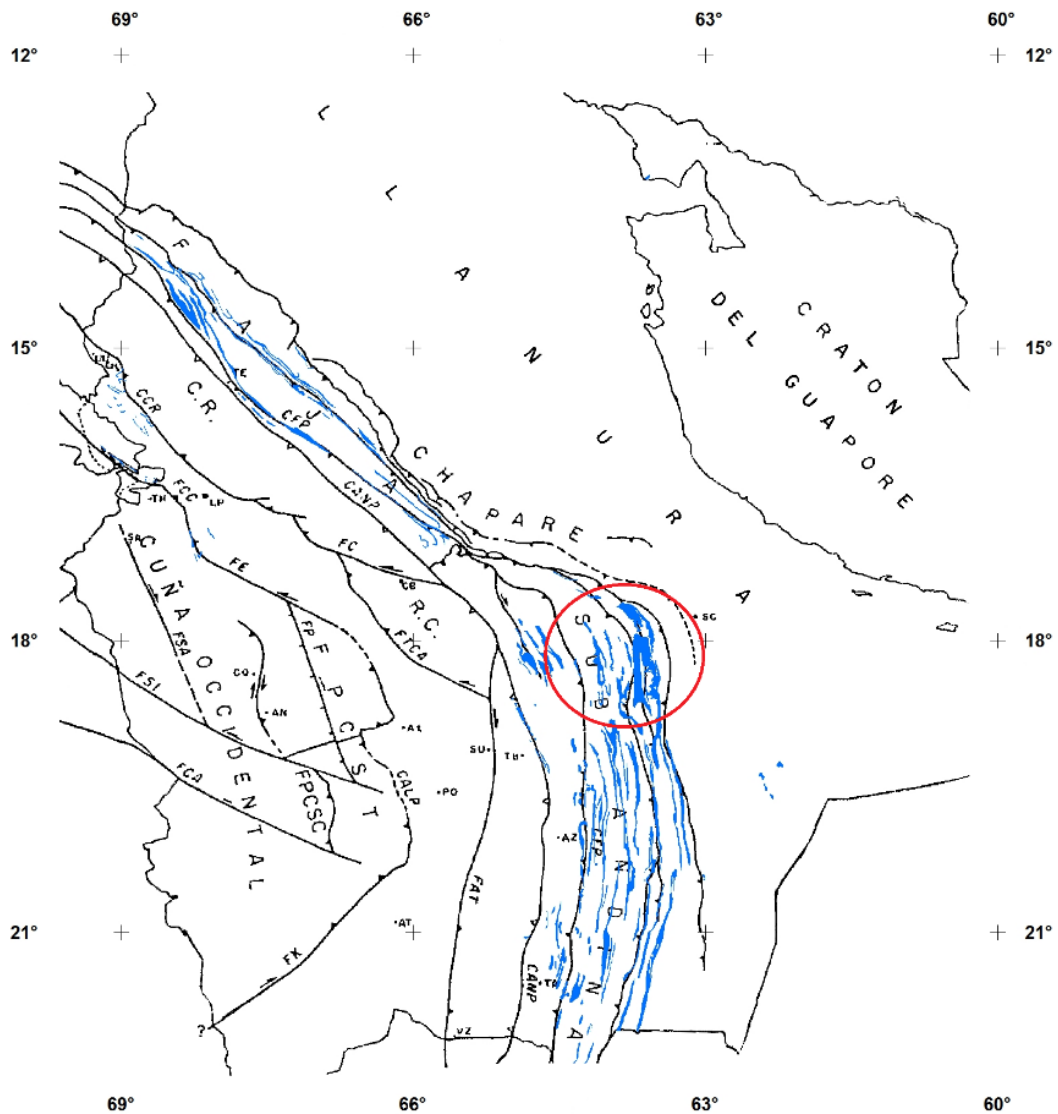


Figura 1.1— Principales afloramientos del Carbonífero en Bolivia (en azul). Mapa base “Dominios tectosedimentarios” tomado de Sempere (1990). El Subandino Centro se encuentra marcado por el círculo rojo. Estructura general de Bolivia: CPKT (Corredor Paleoesstructural Khenayani-Turuchipa), CALP (Cabalgamiento Altiplánico Principal), CANP (Cabalgamiento Andino Principal), CFP (Cabalgamiento Frontal Principal), FLIA (Falla Límite Intra-Andina), SFK (Sistema de la Falla Khenayani), FPCH (Faja Plegana y Corrida de Huarina), FAT (Falla Aiquile Tupiza), FCA (Falla Chita-Arica), FC (Falla Cochabamba), CCR (Cabalgamiento de la Cordillera Real), FCC (Frente de Cabalgamiento Coniri), FSI (Falla Sevaruyo-Incapuquio), FTCA (Falla Toracari-Cabalgamiento de Arque), FPCC (Faja Plegada y Corrida de Corregidores).

Estudiar la paleogeografía conlleva, además, el estudio de sus ramas análogas, como son el paleomagnetismo, la paleobiogeografía, la paleoclimatología, y la historia geológica y tectónica (Scotese, 1999). Este último se constituye en uno de los mejores elementos para definir la paleogeografía local del Subandino Centro, y se hará énfasis en él en este trabajo.

Por lo mencionado, el desarrollo de este trabajo en los siguientes capítulos consiste en un desglose resumido (en un marco regional) de cada una de las ramas, las que incluyen una breve base teórica orientada al tema del proyecto (no exclusivo). Cada capítulo tendrá cierto grado de autonomía, de tal manera que puedan ser leídos por separado según el tópico correspondiente.

El capítulo *PALEOMAGNETISMO* contiene información acerca de los principios teóricos para el estudio del Paleomagnetismo, los minerales ferromagnéticos, método de muestreo, la desmagnetización de los minerales para determinar el NRM (magnetismo remanente natural), además desarrolla una breve reseña sobre los trabajos de paleomagnetismo realizados en el Carbonífero. El capítulo *PALEOCLIMATOLOGÍA* explica el comportamiento del clima en distintas fajas climáticas de la Tierra, así como los principales tipos de depósitos que se tienen en cada una y su repercusión en el estudio de la paleoclimatología, además desarrolla la evolución climática de Gondwana occidental a través del Carbonífero. El capítulo *PALEOBIOGEOGRAFÍA* explica el estudio a través de la distribución filogenética, y presenta un resumen general de las especies que poblaron el planeta durante el Carbonífero. El capítulo *HISTORIA GEOLÓGICA Y TECTÓNICA* está enfocado en el estudio del Carbonífero pero a nivel local (a diferencia de los anteriores), se desarrolla la evolución tectónica que tuvo Gondwana occidental durante el Paleozoico, se describe la estratigrafía, litoestratigrafía, bioestratigrafía, cronoestratigrafía del Carbonífero del Subandino, también se presenta una síntesis de la historia geológica, y un resumen de la estratigrafía secuencial, todo enfocado en la zona que se pretende estudiar. Finalmente, el capítulo *RECONSTRUCCION PALEOGEOGRÁFICA* presenta una introducción acerca de la paleogeografía y la evolución paleogeográfica a través del Carbonífero de Bolivia, desarrolla la metodología de trabajo que se propone para el estudio de la paleogeografía, y los alcances y limitaciones que tendría la metodología.

CAPITULO II

2. PALEOMAGNETISMO

El paleomagnetismo como rama de la geofísica trata de la medida e interpretación del magnetismo remanente. Las primeras aplicaciones de las técnicas paleomagnéticas al estudio de la paleogeografía dieron lugar a una de las más importantes contribuciones a las ciencias de la tierra: la confirmación de la teoría de deriva continental. En este capítulo se discutirán los principios teóricos más importantes que otorgarán una introducción al estudio de la paleogeografía a partir de estudios paleomagnéticos y su aplicación metodológica para el Carbonífero del Subandino Centro de Bolivia.

2.1. *Campo Magnético Terrestre*

El campo magnético de la Tierra es originado por las corrientes convectivas de hierro líquido en núcleo externo (Tarbuck & Lutgen, 2005). El campo magnético de la Tierra se describe por su inclinación (ángulo con respecto al plano horizontal), declinación (ángulo con respecto al Meridiano de Greenwich) y la intensidad de campo. La inclinación del campo de la Tierra varía sistemáticamente con la latitud, que es de primordial importancia para las reconstrucciones paleomagnéticas.

En el polo magnético norte la inclinación del campo es $+90^\circ$ (hacia abajo), en el ecuador la inclinación del campo es cero (horizontal) apuntando al norte y al polo magnético sur la inclinación es -90° (hacia arriba). Los polos magnéticos actualmente difieren del norte geográfico y el polo sur por $11,5^\circ$ porque el eje magnético está inclinado respecto del geográfico. El eje magnético, sin embargo, está continuamente en movimiento (precesión) alrededor del eje geográfico, movimiento conocido como variación secular, y se planteó la hipótesis de que al cabo de cierto un período de tiempo de unos pocos miles de años, el promedio de los polos magnéticos corresponden razonablemente con los polos geográficos (Butler, 1992). Esto se conoce como la hipótesis del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD por sus siglas en inglés).

2.1.1. Dipolo Axial Geocéntrico (GAD): hipótesis

Esta hipótesis considera al comportamiento del campo magnético como un dipolo axial (definido como un conjunto de polos opuestos y cercanos entre sí cuya alineación forma un eje), y asume que el polo paleomagnético indica la posición del eje de rotación con respecto al continente del cual fueron tomados los datos paleomagnéticos (McElhinny, 2004; Tauxe, 2005). A través de esta hipótesis, los polos paleomagnéticos pueden ser determinados y usados para realizar reconstrucciones paleogeográficas bajo procedimientos que serán desarrollados a continuación.

Se conoce que el eje de los polos geomagnéticos se alinea muy próximo al eje de rotación de la tierra, pero no llegan a coincidir, así también se ha confirmado que éstos se mueven constantemente y que eventualmente llegan a invertir sus posiciones. A partir de estos principios, se ha determinado que la posición promedio del polo geomagnético, medidos con un término de años mayor a 10000 años, llega a coincidir con la posición del eje de rotación de la tierra. Los resultados obtenidos en estudios por compilación de datos de lavas con edades entre 0–5 Ma (Merrill y McElhinny 1983), en Butler, 1992), confirma el comportamiento del campo geomagnético (al menos hasta los 5 Ma) como un dipolo con una incertidumbre de $\sim 3^\circ$.

Trabajar con datos paleomagnéticos mayores a los 5 Ma, es complicado debido a las modificaciones en la información que implanta el efecto del movimiento de las placas tectónicas, fenómeno que es investigado a partir de estos mismos. Para evaluar este fenómeno se deben seguir 2 pruebas importantes: (1) la naturaleza geocéntrica polar del campo paleomagnético, y (2) el alineamiento axial del dipolo geocéntrico.

A partir del Jurásico, anomalías magnéticas marinas proveen la determinación del movimiento relativo de placas. Y al menos durante el Cenozoico, los continentes pueden ser reconstruidos con bastante precisión a sus posiciones relativas usando estas anomalías. La naturaleza dipolar del campo geomagnético puede ser probada por comparaciones de los polos paleomagnéticos desde diferentes continentes como reconstrucción secuencial hacia tiempos geológicos más antiguos. Por ejemplo, si los continentes son reconstruidos a sus posiciones relativas a 30 Ma, los polos paleomagnéticos de las rocas de esta edad deberían confirmar si el tiempo promedio del campo geomagnético fue geocéntrico dipolar, pero en caso de que no fuese así, esto

indicaría un comportamiento del campo geomagnético no-dipolar. Este tipo de análisis han confirmado la naturaleza dipolar de campo geomagnético durante el Cenozoico y Mesozoico (McEhlinny et al., 1976; Butler, 1992).

Otras pruebas han similarmente confirmado la naturaleza geocéntrica dipolar del campo geomagnético a través del Paleozoico y ha dado lugar a la Escala Magnetoestratigráfica del Tiempo (Smith, 1997; Kent & Muttoni, 2003; Van der Voo, 2004; Molotovskii et al., 2007).

Por otra parte, otra interrogante a responder es si el dipolo geocéntrico estuvo siempre alineado al eje de rotación de la tierra. Para ello se necesita realizar comparaciones con determinaciones independientes de paleolatitud, y a pesar de la limitada precisión, los indicadores paleoclimáticos son las mejores medidas independientes de paleolatitud con los que se puede comparar las paleolatitudes determinadas por paleomagnetismo.

El espectro paleoclimático es una serie de histogramas de distribución de indicadores paleoclimáticos. La comparación del espectro paleoclimático en latitud presente con el espectro en paleolatitud determinado a partir del paleomagnetismo, es el método básico para evaluar el alineamiento axial del dipolo geocéntrico en el tiempo geológico. A partir de estudios realizados con este objetivo (Irving, 1964; Briden, 1968 y 1970; Dewry, 1974; en Butler, 1992), Butler (1992) concluyó “Las determinaciones paleomagnéticas de paleolatitud son consistentes con una variedad de indicadores paleoclimáticos, y la naturaleza geocéntrica axial dipolar de primer orden (*superchron*) del tiempo promedio del campo paleomagnético está confirmado. Sin embargo, la precisión de estas comparaciones está limitada y difícil de cuantificar. Pero es razonable concluir que la hipótesis del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD) es válido al menos hasta los $\sim 10^\circ$ de precisión y tal vez hasta los $\sim 5^\circ$.”

Es así que hasta el momento esta hipótesis queda válida al menos para estudios que van desde los 0–400 Ma (McEhlinny, 2004; Tauxe, 2004; Torsvik & Watson, 2008). A partir de esta valía, el método para reconstrucciones paleogeográficas con datos paleomagnéticos es aplicable al estudio de la paleogeografía del Carbonífero que plantea este trabajo.

2.2. *Minerales magnéticos*

Casi cada mineral tiene una cierta respuesta a un campo magnético, pero que para casi todas, esa respuesta es insignificante. Los pocos que tienen una respuesta significativa son los minerales críticos para paleomagnetismo (tabla 2.1). De estos minerales, magnetita (titanomagnetita) y hematita juegan el rol principal para el paleomagnetismo. Los otros minerales son demasiado poco frecuentes o reflejan eventos secundarios como efectos del interperismo que no son de interés. El punto de Curie es la temperatura encima de la cual el mineral no tendrá una respuesta magnética de cualquier tipo; por debajo de esa temperatura el mineral puede producir tanto una respuesta inducida como una respuesta remanente. Una respuesta inducida es una que sólo existe cuando se aplica un campo magnético y desaparece una vez que se elimina el campo (como en un laboratorio blindado). La respuesta remanente permanece cuando se quita el campo aplicado, y refleja una magnetización adquirida en algún momento en el pasado geológico.

Tabla 2.1—Tabla de minerales ferromagnéticos, composición, punto Curie, y génesis. Tomado de Butler (1992).

Mineral	Composición	Punto Curie	Origen
Magnetita	Fe_3O_4	580°C	Magmático, ocasional metamórfico y químico
Titanomagnetita	$\text{Fe}_2\text{Fe}_x\text{Ti}_{1-x}\text{O}_4$	150-580°C	Magmático, ocasional metamórfico y químico
Hematita	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	675°C	Frecuente sedimentario, químico, en ocasiones magmático, metamórfico
Maghematita	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	590-675°C	Químico
Pirrotina	FeS_{1+x}	320°C	Magmático, químico
Goetita	$\alpha\text{-FeOOH}$	120°C	Químico
Lepidocrita	$\gamma\text{-FeOOH}$	120°C	Químico
Greigita	Fe_3S_4	330°C	Químico (sedimentos anóxicos)

2.3. Magnetismo Natural Remanente (NRM)

El magnetismo remanente en las rocas es el resultado de la orientación del campo magnético de la tierra al momento de la formación de la roca en el pasado geológico. El magnetismo está generalmente compuesto por más de un componente. El componente NRM adquirido al momento de la formación de la roca es referido como el NRM primario y es el componente más buscado en la mayoría de las investigaciones paleomagnéticas. Sin embargo, componentes secundarios de NRM se suman al componente primario para producir un NRM total (Butler, 1998):

$$\text{NRM} = \text{NRM (primario)} + \text{NRM (secundario)}$$

2.3.1. Magnetismo Remanente Térmico (TRM)

Minerales de óxido de hierro-titanio en basalto y otras rocas ígneas pueden preservar la dirección del campo magnético de la Tierra cuando las rocas se enfrían a través de las temperaturas de Curie de los minerales. El registro preservado se denomina una magnetización remanente termal (TRM). Debido a las reacciones de oxidación complejas que pueden ocurrir a medida que las rocas ígneas enfrían después de la cristalización, las orientaciones del campo magnético de la Tierra no son registradas siempre con precisión, ni son siempre preservadas (Butler, 1992).

2.3.2. Magnetismo Remanente Detrítico (DRM)

2.3.2.1. DRM de depositación: modelo clásico

El modelo clásico para la adquisición de DRM considera sólo la influencia de alineamiento de un campo magnético en una partícula ferromagnética al momento que éste encuentra la interfase agua/sedimento. Butler (1992) menciona que este modelo implica un rápido y completo alineamiento de las partículas ferromagnéticas con el campo geomagnético al tiempo de la depositación.

2.3.2.2. Evidencia para el alineamiento post-depositacional (pDRM)

Los experimentos de redepositación en laboratorio proveen una visión de los procesos DRM, según Butler (1992) apartir de ellos se ha determinado que los efectos post-depositacionales, incluidos los depositacionales que sufren las partículas, son

difíciles de determinar y aún no se los tiene perfectamente delineados, quedando de esta manera excluido el modelo clásico.

Independiente de la naturaleza de los sedimentos, una porción del DRM podría ser depositacional, formado por la acción del alineado y de los torques gravitacionales al tiempo de la deposición. Pero el resto viene del resultado del alineamiento post-depositacional. El DRM depositacional puede conducir al error en la inclinación, donde el pDRM tiende a eliminar este error de inclinación (Dunlop, 1995).

En un proceso completamente diferente, granos magnéticos en los sedimentos pueden alinearse con el campo magnético durante o poco después de la deposición; esto se conoce como magnetización remanente detrítica (DRM). Si la magnetización se adquiere cuando los granos se depositan, el resultado es una magnetización remanente detrítica depositacional (dDRM); si se adquiere después de la deposición, se trata de una post-depositacional (pDRM) (Butler, 1998).

2.3.3. Magnetismo Remanente Químico (CRM)

En un tercer proceso, granos magnéticos crecen durante las reacciones químicas, y registrar la dirección del campo magnético en el momento de su formación, entonces se dice que el campo magnético está registrado por la magnetización remanente química (CRM). Una forma común de magnetización remanente química se lleva a cabo por el mineral hematita, otro óxido de hierro. Formas de hematita a través de reacciones de oxidación químicas de otros minerales de la roca incluyendo magnetita. Capas rojas, rocas sedimentarias clásticas (como areniscas) son de color rojo debido a la hematita que se formó durante la diagénesis sedimentaria (Butler, 1992; Nichols, 2009; Kodama & Hinnov, 2015).

2.3.4. Magnetismo Remanente Viscoso (VRM)

Es la magnetización que adquiere una roca, mediante la exposición de esta a campos magnéticos pequeños. Esta es un tipo de magnetización secundaria, que se produce en la roca, por acción del campo magnético, mucho después de la formación de la roca (Butler, 1992, 1998).

2.4. *Intensidad del campo paleomagnético*

La intensidad del campo geomagnético es deducida a partir de la intensidad remanente primario registrado en las rocas. La paleointensidad ha sido estudiada para rocas relativamente jóvenes y antiguas, pero se tiene muy poco conocimiento de cómo la fuerza ha variado en el tiempo.

Las rocas que se comportan idealmente en los experimentos de paleointensidad son muy pocas. Determinaciones buenas generalmente requieren de granos de dominio simple lo cuales no se alteran cuando son expuestos a incrementos de calor repetidos. Y se ha descubierto recientemente que los vidrios volcánicos podrían ser uno de los mejores registros de paleointensidad (Dunlop, 1995).

2.5. *Paleomagnetismo y movimiento de placas*

El movimiento de placas puede ser registrado durante los pasados 200 Ma por las anomalías magnéticas lineales sobre las porciones oceánicas de las placas. Trazar los movimientos requiere de lecturas en puntos usualmente obtenidos por remanencia primaria o secundaria datada en rocas continentales determinando así la paleolatitud y el paleoazimut.

Las reconstrucciones tectónicas basadas en información paleomagnética son generalmente aceptadas sin comentarios respecto a los ajustes geológicos o paleoclimáticos, pero el problema de la confiabilidad de resultados individuales aún queda (Van der Voo, 2004). Los investigadores progresivamente han comenzado a reconocer que a medida que las rocas son más antiguas, más intrincadas aparecen las mezclas de diferentes NRM.

2.6. *Muestreo y medida del magnetismo natural remanente (NRM)*

Las *muestras* son piezas de roca orientadas separadamente, cuya colección múltiple se la realiza en un sitio determinado (figura 2.1). En la práctica común se colecta de 6 a 8 muestras orientadas separadamente y que se encuentren separadas entre 5 a 10 metros en el afloramiento (Butler, 1998). La comparación de las direcciones de los NRM entre muestras tomadas en un mismo sitio permite generar datos más homogéneos para su posterior evaluación (Kodama & Hinnov, 2015). Los *especímenes* son piezas de

muestras preparados a dimensiones apropiadas para la medida del NRM. Múltiples especímenes podrían ser preparados desde una muestra individual (Butler, 1998). Y este procedimiento provee información adicional acerca de la homogeneidad del NRM. Generalmente sólo se prepara un espécimen por muestra.

2.6.1. Tipos de muestra

Las muestras tomadas con taladro portátil, es el tipo más común de muestra en paleomagnetismo, se recoge mediante el uso de un aparato de perforación portátil con motor a gasolina y un trepano diamantado que es refrigerado con agua. El diámetro de los núcleos o muestras es generalmente de ~2,5 cm. Después de extraer el núcleo del afloramiento a una profundidad de 6 a 12 cm, una etapa de orientación se desliza sobre la muestra, mientras que todavía está unido a la afloramiento en su base (Figura 4.2c). Para la orientación se tiene un inclinómetro que determina la inclinación (dip) de los ejes del núcleo y un compás magnético para la determinación de azimut del eje del núcleo. La precisión de la orientación por tales métodos es de aproximadamente $\pm 2^\circ$. Después de la orientación, el núcleo se rompe desde el afloramiento, y se lo lleva a laboratorio.

Muestras en bloque, en algunos lugares con litologías particulares donde no se puede perforar fácilmente, se recogen muestras orientadas en bloques. Los bloques de diaclasas son a menudo orientados (generalmente mediante la determinación de la dirección y el buzamiento de una superficie) y luego se retiran del afloramiento. Para sedimentos (no litificados), las muestras pueden ser tallados en el afloramiento.

Muestras de fondo marino, existen numerosos dispositivos se han desarrollado para obtener columnas de sedimentos del lago o mar de fondo, sin embargo este caso no se aplica al estudio por tanto no serán desarrollados.

Si la roca está buzando, este dato debe ser tomado (Dip-direction), la orientación debe ser determinada para que así se pueda aplicar las correcciones correspondientes. El arreglo estructural completo debe ser determinado desde exposición total de afloramiento. Si las muestras son colectadas desde estructuras con los limbos de anticlinales, tanto la posición como el hundimiento del mismo deben ser determinados para realizar una corrección tectónica completa (Butler, 1992; Kodama & Hinnov, 2015).

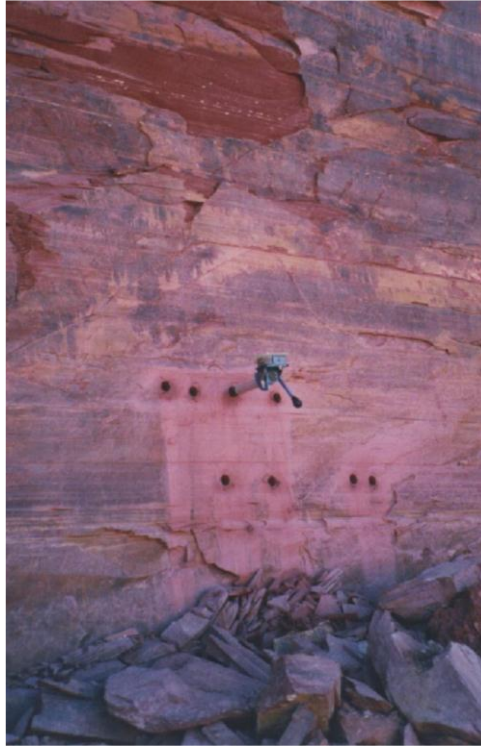


Figura 2.1—Toma de muestras para paleomagnetismo. La orientación, datos estructurales entre otros, deben ser tomados para su procesamiento posterior.

2.7. Medida de la dirección remanente

Todo lo mencionado hasta el momento es sólo un preludio para entender los fundamentos básicos que usan los investigadores para entender y examinar la magnetización en las rocas. La clave para esto es el concepto de desmagnetización, que se lo define como: la eliminación sistemática de las magnetizaciones posteriores a fin de observar las anteriores (Butler, 1992). Las dos técnicas más comunes implican calentamiento progresivo de una muestra (desmagnetización térmica) y aplicación de un campo alterno de magnitud progresivamente mayor (desmagnetización AF o de campo alterno) (Butler, 1992). La limpieza química (aplicación de solventes para eliminar fases generadas químicamente) se ha utilizado, pero rara vez funciona, por lo que no se tendrá en cuenta a continuación.

2.7.1. Desmagnetización térmica

Los efectos ocasionados en un periodo de tiempo a una determinada temperatura, ésta es equivalente a un tiempo más largo a una temperatura inferior. Por ejemplo, una

hora de exposición a 250 °C hará que todos los granos con temperaturas más bajas de bloqueo¹ tiendan a ponerse aleatorios y alinearse con el campo magnético que se aplica.

En desmagnetización térmica, no hay ningún campo que se aplica y por lo que después de pasar por el horno, sólo granos con mayor bloqueo temperaturas retienen la magnetización. A medida que las muestras son sometidas a temperaturas mayores, todo lo que queda son los granos de temperatura de bloqueo cada vez más altos. Para una roca con una TRM, esto invierte el proceso mediante el cual adquirió su magnetización. Por ejemplo, considere una roca donde hay un componente de alta temperatura adquirida cuando una roca ígnea se enfría (flecha sólida "primaria") y una baja temperatura componente adquirido durante un largo tiempo que la roca enterrada (línea gris "sobreimpresión") (figura 2.2).

El objetivo bajo este procedimiento es recuperar la dirección principal de la roca cuando originalmente cristalizó. A medida que calentamos progresivamente la roca, la magnitud de la sobreimpresión disminuye (figura 2.2).

2.7.2. Desmagnetización AF (*alternating field*)

En este caso se trata de los granos de coercitividad menores quedan al margen. Cuando un campo magnético se aplica a la roca con un rápido cambio en la polaridad, lo que sucede es que la aplicación del campo provoca que los granos de menores coercitividades se reorienten con el campo aplicado; como el pico del campo magnético cae por debajo de la coercitividad del grano, el grano se congela en la dirección del campo en ese instante. Como se espera pequeñas variaciones en el tamaño de grano, ligeramente los granos más pequeños se congelan con la polaridad opuesta de los granos ligeramente más grandes, esto cancelará el momento de cada conjunto. Esto continúa hasta los granos de coercitividad más bajos. Por lo tanto solamente granos con coercitividades más altos que el pico del campo inicial conservan su magnetización (Bulter, 1992).

¹ La temperatura de bloqueo es la temperatura a la cual el sistema (por ejemplo un mineral) enfría de tal manera que no existen difusión de iones.

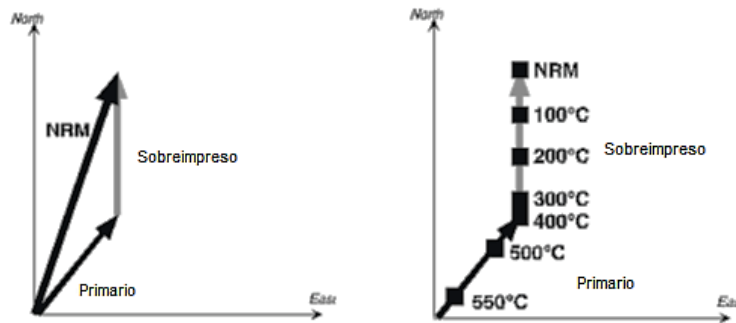


Figura 2.2—Se muestra los componentes del magnetismo remanente natural (NRM) como son la dirección primaria y la sobreimpuesta (izquierda). El proceso esquemático de desmagnetización por calentamiento a diferentes temperaturas de bloqueo (derecha). Tomado de Butler (1992).

2.7.3. Desmagnetización AF (*alternating field*)

En este caso se trata de los granos de coercitividad menores quedan al margen. Cuando un campo magnético se aplica a la roca con un rápido cambio en la polaridad, lo que sucede es que la aplicación del campo provoca que los granos de menores coercitvidades se reorienten con el campo aplicado; como el pico del campo magnético cae por debajo de la coercitividad del grano, el grano se congela en la dirección del campo en ese instante. Como se espera pequeñas variaciones en el tamaño de grano, ligeramente los granos más pequeños se congelan con la polaridad opuesta de los granos ligeramente más grandes, esto cancelará el momento de cada conjunto. Esto continúa hasta los granos de coercitividad más bajos. Por lo tanto solamente granos con coercitvidades más altos que el pico del campo inicial conservan su magnetización (Butler, 1992).

Debido a que los granos de magnetita tienen una coercitividad más baja que la hematita, esto normalmente funciona mejor en las rocas que contienen magnetita; en la práctica es difícil de limpiar la hematita de las rocas sin causar otros problemas mediante el uso de la desmagnetización AF (Butler, 1992).

En desmagnetización térmica, además de la pérdida de los granos de baja temperatura de bloqueo, las fases hidratadas son eliminadas bastante rápido. Esto no sucede cuando se hace desmagnetización AF, así que a veces se utiliza una combinación de la térmica y AF para eliminar minerales hidratados producidos por la meteorización y luego eliminar el restante de granos de baja coercitividad (Butler, 1998). Las diferencias

entre la AF y los comportamientos de desmagnetización térmica están vinculados a diferentes mineralogías magnéticas que pueden estar presentes, con frecuencia la elección se basa en ensayo y análisis de error de algunas muestras piloto (Butler, 1992).

Una vez que se adquieren las direcciones para un número de muestras, se promedian utilizando estadística. La incertidumbre angular de la media se expresa como α_{95} ; la media se puede transformar a posición de polo. Los paleo-direcciones se pueden convertir a paleo-polo. La incertidumbre angular de ese polo se denomina A_{95} . Con el fin de calcular el paleo-polo, cualquier deformación de las rocas debe ser corregida (McElhinny, 2004; Kodama & Hinnov, 2015). Por lo general, esto es tan simple como una restitución tectónica de rocas sedimentaria inclinadas o rocas volcánicas sobre su descubrimiento local, pero en más rocas que han sufrido mayor deformación o rocas plutónicas las cosas pueden ser bastante complejas y una potencial fuente de error (Dunlop, 1995).

2.8. Pruebas de campo

Muchas veces la teoría descrita anteriormente funciona muy bien; esto se confirma cuando, por ejemplo, las mediciones se realizan a partir de diferentes litologías de rocas de diferentes partes de una placa tectónica pero que representa un solo tiempo y el polo aparente inferido es idéntico. McElhinny & McFadden (2000) describen algunas pruebas que se pueden realizar dentro de un sitio individual y entre un número de sitios, a continuación se desarrollan brevemente:

2.8.1. Prueba de pliegue

Si las direcciones de un sitio o localidad de muestreo se ajustan significativamente mejor después de haber desplegado las direcciones, la magnetización es considerada anterior al plegado. Una técnica introducida en los últimos años es una prueba parcial de despliegue, donde el agrupamiento de las direcciones se maximiza contra el porcentaje de despliegue. En algunos casos esto de hecho refleja una magnetización adquirida durante el plegamiento, en muchos casos es probable que sea un indicador más confiable de la deformación penetrante de las rocas muestreadas y debe hacer sospechar de una dirección paleomagnética (figura 2.3).

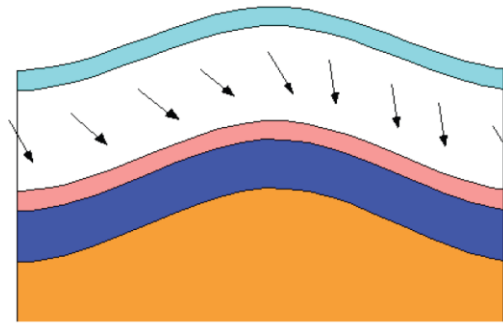


Figura 2.3—Efecto del plegamiento en la dirección del magnetismo remanente. Tomado de McElhinny & McFadden (2000).

2.8.2. Prueba de reversión

Muchas veces una secuencia sedimentaria abarcará uno o más registros de inversiones del campo magnético. La presencia de reversiones por lo general significa que los sedimentos están reflejando ya sea direcciones depositacionales o tal vez post-depositacionales. La dirección media de las muestras con registro inverso debe ser antípoda a la de las muestras con registro normal. Si no lo están, significa que hay es probablemente otra dirección que no fue eliminada completamente (figura 2.4).

Un leve corolario de la prueba de reversión es uno de consistencia entre secuencias sedimentarias próximas. Si dos o más secuencias contienen secuencias idénticas de polaridad inversa y normal (es decir, la misma magnetoestratigrafía), se toma a menudo para explicar que las magnetizaciones deben haber sido adquiridos muy cerca del momento de la deposición de las rocas (M).

2.8.3. Prueba de conglomerado

Si los clastos de roca en un conglomerado tienen diferentes direcciones, esto significa que la magnetización de las rocas es anterior a la formación de la unidad sedimentaria. Esto se utiliza a menudo para mostrar que las magnetizaciones medidas en otra parte de la sección no fueron totalmente sobreimpresas por magnetizaciones posteriores (McElhinny & McFadden, 2000).

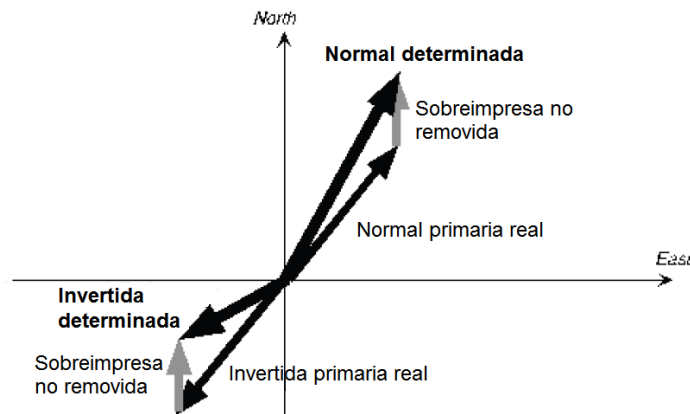


Figura 2.4—Polaridades normal e invertida. Se puede observar como la dirección es alterada en caso de que se sobre imponga un mismo campo magnético. Tomado de McElhinny & McFadden (2000).

2.8.4. Prueba de contacto

El calor de un cuerpo intrusivo cae rápidamente en sus límites, si se mide la magnetización en una sección de la intrusión hacia la roca de caja, se puede ver si las magnetizaciones preceden o son posteriores a la intrusión. Si las magnetizaciones son anteriores a la intrusión, se verá una transición de magnetizaciones paralela a la de la intrusión cerca de la intrusión que va paralela a las magnetizaciones más allá de la roca de caja. Con frecuencia, estas pruebas están asociadas con medidas estadísticas bastante bien definidas con éxito, sobre todo la prueba del pliegue (McElhinny & McFadden, 2000).

2.9. Errores y ambigüedades

Sí se encuentra una magnetización primaria estable, parecería que la interpretación sería bastante sencilla. Hay algunas maneras para generar mediciones en el laboratorio, por ejemplo, cuando se tiene un campo magnético dentro de la zona de desmagnetización, en la extracción de testigos con la misma orientación. Eliminar totalmente las sobreimpresiones es difícil en ocasiones, aunque las pruebas anteriormente mencionadas deberían identificar correctamente estos problemas. Hay aspectos geológicos de interpretación de direcciones que pasan las pruebas anteriores y que no son evidentes, a menudo son el punto decisivo de las controversias (McElhinny & McFadden, 2000).

2.9.1. *Paleo-horizontalidad*

Puede parecer simple, pero saber la paleo-horizontalidad puede ser problemático. Por ejemplo, el muestreo de rocas plutónicas por lo general requiere un poco de inferencia de lo horizontal fue cuando la roca se enfrió. En algunos casos, los investigadores han afirmado que las rocas plutónicas se orientaron como lo son hoy; esto ha sido cuestionado en varios casos. En algunos casos raros, rocas estratificadas también pueden tener una incertidumbre en la paleo-horizontalidad; esto se limita a las rocas que no tienen buzamiento en el momento de su deposición (por ejemplo, flujos de lava). Si se tuviera una paleo-horizontalidad y una buena medida de la inclinación, entonces se podría tener una estimación muy buena de paleolatitud (McElhinny & McFadden, 2000).

2.9.2. *Ambigüedad del hemisferio*

En ocasiones no es posible saber de qué hemisferio provienen las rocas, esto puede resultar de 2 casos: no se sabe la polaridad de la roca (es decir no se sabe qué lado va arriba), o no se puede descartar 180° de rotación del eje vertical de las rocas muestreadas. En estos casos, por ejemplo, se tendría una dirección de 20° N con una polaridad normal sería idéntico a los de 20° S con una polaridad invertida si la roca estuviera invertida o rotada a 180° alrededor de un eje vertical. Este problema se presenta con mayor frecuencia dentro de estratos muy deformados como los melanges (McElhinny & McFadden, 2000).

2.9.3. *Aplanamiento*

Como fue señalado anteriormente, a medida que los sedimentos se compactan, reducen su espesor, y los minerales magnéticos presentes en los sedimentos pueden girar de manera sistemática hacia la horizontal. Esto hará que la inclinación paleomagnética sea demasiado baja. Esta es presumiblemente más de un factor dentro de facies que llegan a compactarse más (figura 2.5). A veces los investigadores ponen a prueba esto midiendo la anisotropía magnética de las rocas sedimentarias, y ha habido intentos de realizar correcciones directas para corregir el factor de aplanamiento de los datos con la profundidad de soterramiento del sedimento (McElhinny & McFadden, 2000). Se debe tener en cuenta que una unidad de roca sedimentaria debe pasar por todas las pruebas previamente descritas.

2.9.4. Deformación de la roca

Posiblemente el factor más ignorado es si la roca se ha deformado. Esto es algo similar al aplanamiento. La deformación de una roca hace que los minerales giren de manera diferente que los límites litológicos que son utilizados para estimar la paleo-horizontalidad. Tal vez el ejemplo más extremo es simple cizalla paralela a la estratificación. Los granos pequeños dentro de la roca girarán a una velocidad proporcional a la cantidad de cizallamiento (McElhinny & McFadden, 2000).

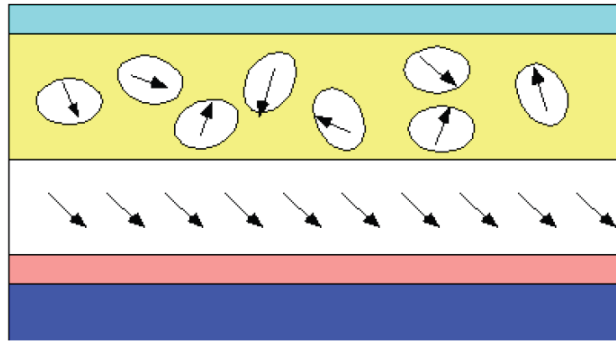


Figura 2.5—Efecto del aplanamiento por presión litostática (soterramiento). Tomado de (McElhinny, 2000).

2.10. Tipos de polos

2.10.1. Polo geomagnético

Es el nombre usado para el polo del campo magnético presente, es posible examinar las observaciones de distribución global y determinar el ajuste más preciso para la hipótesis del dipolo geocéntrico (ver más 2.1.1). En 1980 el polo geomagnético norte se encontraba localizado en aproximadamente 79°N, 289°E e las Islas Canadienses Árticas (Butler, 1992).

2.10.2. Polo geomagnético virtual (VGP)

Cualquier posición polar calculada desde un punto de observación de dirección del campo geomagnético es llamada polo geomagnético virtual (ó VGP por sus siglas en inglés). Esta es la posición del polo del dipolo geocéntrico que cuenta para la dirección de campo magnético observada, en una locación y en un punto del tiempo. En paleomagnetismo, la dirección media de ChRM (magnetización remanente química) es un registro de la dirección del campo magnético en el pasado, en el lugar de muestreo,

durante un intervalo de tiempo corto en el cual el ChRM fue registrado. Por lo tanto, la posición del polo calculada de la dirección media del sitio de ChRM es un polo geomagnético virtual (Butler, 1992).

2.10.3. Polo geomagnético virtual (VGP)

Como consecuencia de los componentes de no-dipolo, no se espera que el sitio medio VGP coincida con el polo geomagnético al tiempo en el que el ChRM fue registrado. En teoría, el polo geomagnético puede ser determinado por la investigación paleomagnética global de las rocas de edad equivalente. En la práctica, las técnicas de datación sólo permiten determinaciones de tal magnitud sólo para registros de unos miles de años. La solución práctica para este inconveniente (los efectos del campo no-dipolo) es promediar el tiempo del campo para un intervalo de tiempo que cubra las periodicidades de variación secular, de esta manera se puede adquirir la posición del eje de rotación con respecto al área de muestro (Butler, 1992).

2.11. Procedimiento para la determinación del polo

2.11.1. Distribución normal

Cualquier método estadístico para determinar la media de un grupo de observaciones está basado en la función de densidad de probabilidad (más conocida como la campana de Gauss) (figura 2.6). Esta describe la distribución de observaciones para un grupo hipotético e infinito llamado población.

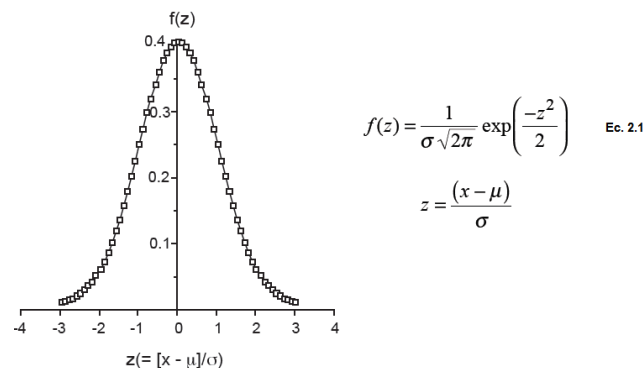


Figura 2.6 (página anterior)—La función de densidad de probabilidad de Gauss definida por la ecuación 2.1. La porción de observaciones dentro del intervalo dz centrado en z es $f(z)dz$; x =cantidad medida, μ la media verdadera, σ la desviación estándar. Realizando las integrales requeridas (computando el área debajo de la

curva $f(z)$), se puede ver que el 68% de las lecturas en una distribución normal están dentro σ de μ , mientras que el 95% está dentro de 2σ de μ .

2.11.2. Distribución Fisher

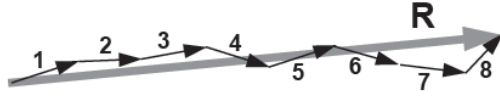
La distribución Fisher es una función $P_{dA}(\theta)$ que da la probabilidad por unidad angular del área para encontrar la dirección dentro del área angular, dA , centrado en un ángulo de la media verdadera. El área angular, dA , expresada en estereorradianes, con el área angular total de una esfera siendo 4π . Cada dirección es una unidad de peso que está representada por un punto en una esfera de unidad de radio. Las direcciones están distribuidas de acuerdo a la función de densidad de probabilidad (Ec. 2.2), donde θ es el ángulo desde la dirección media, κ es la precisión del parámetro. La notación $P_{dA}(\theta)$ es usado para enfatizar la probabilidad por unidad de área angular.

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \quad \text{Ec. 2.2}$$

2.11.3. Computando la dirección media

Para nuestro grupo de muestras se debe calcular la dirección media, la cantidad de la dispersión de las direcciones, y un límite de confianza para la dirección media calculada, (error de estándar estimado análogo del medio).

La media de un set de direcciones puede ser encontrada por suma vectorial haciendo uso de las ecuaciones básicas de vectores (figura 2.7). Una vez calculada la media, el siguiente objetivo es medir la dispersión de la población de direcciones dentro del cual el set de muestras fue graficado, la medida de la dispersión es dada por el parámetro κ que puede ser calculada por la ecuación 2.4. Finalmente, el límite de confianza está calculado por la distribución de Fisher y es análogo al error estándar estimado por la curva de distribución normal (Gauss). El valor de confianza que normalmente se usa es del 95%, este valor es la precisión con la cual la dirección media es estimada. Obviamente esto deja un margen del 5% de chance que puede significar que la dirección media es más del valor α_{95} (ver ecuación 2.5).



$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N l_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N m_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N n_i \right)^2 \quad \text{Ec. 2.3}$$

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad \text{Ec. 2.4}$$

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left\{ \left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \quad \text{Ec. 2.5}$$

Figura 2.7—La suma de 8 vectores forma el vector resultante R . Las ecuaciones 2.3 2.4 y 2.5 son utilizadas para determinar la dirección media, la cantidad de la dispersión de las direcciones, y el límite confidencia, respectivamente. Donde l, m, n son el coseno de la sumatoria de direcciones medias, N el número de vectores posibles; k es el parámetro de dispersión de la población de vectores; α es el ángulo de la media con una confidencia $(1-p)$ del 95%. Una explicación más detallada puede encontrarse en Butler (1992).

La inclinación y declinación de un campo magnético dipolar cambia con la posición en el globo. Pero la posición del polo magnético de un dipolo axial es independiente desde la localidad observada. Por varios propósitos, la comparación de los resultados entre varias localidades de observación facilita la determinación de la posición de un polo (McElhinny & McFadden, 2000). La posición de este polo es simplemente la posición geográfica de la proyección del término negativo del dipolo sobre la superficie de la tierra (figura 2.8).

El cálculo de la posición del polo es un problema de trigonometría esférica que usa la fórmula del dipolo (Ec. 2.6) para determinar la distancia de viaje desde el lugar de observación a la posición del polo.

Donde I es la inclinación del campo que va de -90° en el polo geográfico sur a $+90^\circ$ en el polo geográfico norte, H_v y H_h son las componentes vertical y horizontal del campo magnético.

$$\tan I = \left(\frac{H_v}{H_h} \right) = \left(\frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda \quad \text{Ec. 2.6}$$

$$p = \cot^{-1} \left(\frac{\tan I_m}{2} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{2}{\tan I_m} \right) \quad \text{Ec. 2.7}$$

$$\lambda_p = \sin^{-1} (\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m) \quad \text{Ec. 2.8}$$

$$\beta = \sin^{-1} \left(\frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p} \right) \quad \text{Ec. 2.9}$$

$$dp = \alpha_{95} \left(\frac{1 + 3 \cos^2 p}{2} \right) \quad \text{Ec. 2.10}$$

$$dm = \alpha_{95} \left(\frac{\sin p}{\cos I_m} \right) \quad \text{Ec. 2.11}$$

La figura 2.8 es un ejemplo que ilustra cómo realizar el cálculo de la posición del polo S desde un sitio con datos de inclinación y declinación (I_m , D_m). Se determina la colatitud magnética p (Ec. 2.7), que es la distancia del gran círculo desde el sitio a la posición del polo (figura 2.7). La latitud λ_p está dada por la ecuación 2.8. La diferencia longitudinal entre el polo y el sitio de observación está denotada por β (Ec. 2.9). Cualquiera que fuese la dirección del sitio de observación I_m , D_m tiene un límite de confianza asociado α_{95} . Este límite de confianza circular alrededor de la dirección media del sitio es transformado (por la fórmula del dipolo Ec. 2.6) en una elipse de

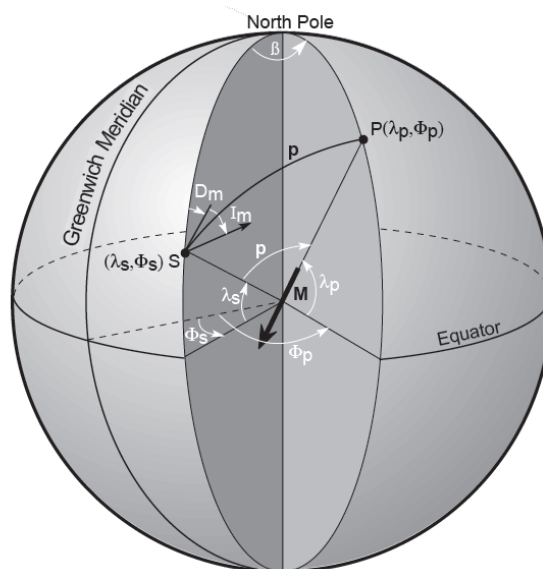


Figura 2.8 (página anterior)—Determinación de la posición del polo magnético desde la dirección de un campo magnético. Modelo tomado de Butler (1992). La locación del sitio es $S(\lambda_s, \phi_s)$, las direcciones del campo magnético son I_m y D_m ; M es el dipolo geocéntrico que cuenta para la dirección del campo magnético observado; $P(\lambda_p, \phi_p)$ es el polo magnético; p es la colatitud magnética (distancia angular entre S y P); *North Pole* es el norte geográfico del polo; β es la diferencia en longitud entre el polo magnético y el sitio S . El método para la determinación del polo se encuentra más extensamente desarrollado en Butler (1992).

confidencia alrededor de la posición calculada del polo (figura 2.7). El semi-eje de la elipse tiene una longitud angular dp a lo largo del círculo entre el sitio y el polo, y está dado por la ecuación 2.10. Finalmente el semi-eje perpendicular al gran círculo está dado por dm (Ec. 2.11).

2.12. Paleomagnetismo del Carbonífero

Los únicos estimadores de las posiciones pasadas de los polos geográficos, independientes del registro estratigráfico, son los proporcionados por las posiciones de hot-spots y los polos paleomagnéticos, pero no se ha reconocido hot-spots en el Paleozoico Superior (Smith, 1997). Por lo tanto, el paleomagnetismo ofrece los únicos datos independientes del registro estratigráfico con el cual se comparan las posiciones geográficas de los polos inferidos a partir del registro estratigráfico.

Como fue mencionado anteriormente, el paleomagnetismo asume que el promedio de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) está más cerca del polo geográfico que la posición que refleja cada VGP de forma individual. La mayoría de las medidas paleomagnéticas registra polos paleomagnéticos en lugar de VGPs, es decir, el polo es un promedio de varias muestras individuales, alisando la variación secular, en lugar de dar detalles de las propias muestras individuales. Esta es la premisa básica para el estudio del paleomagnetismo del Carbonífero.

Los polos que podrían dar errores significativos incluirían uno o varios componentes de rotación vertical, ese tipo de información proviene de áreas con plegamiento complejo, terranes tectónicos o áreas con fallas de rumbo regionales. Por tales razones, los mejores datos paleomagnéticos para el Carbonífero de Gondawana provienen de Australia (Smith, 1997).

Así también, la polaridad magnética a escala temporal puede definir las reversiones que han ocurrido en el tiempo, trabajo que tiene como resultado la Escala de Tiempo Magnetoestratigráfica. La primera escala fue presentada por Molostovskii et al. (1976), trabajo que se basó en una amplia recolección de datos paleomagnéticos de todo el mundo. Esta escala sirve como una de las principales herramientas para determinar edades de las formaciones rocosas del Fanerozoico, y pueden llegar a presentar una gran resolución temporal a partir del Cretácico. Sin embargo, no se cuenta con una buena base de datos para el Carbonífero, además, realizar un estudio magnetoestratigráfico no es aplicable para el estudio de la paleogeografía. Por tal razón, como fue mencionado anteriormente, el trabajo de paleomagnetismo aplicado a la paleogeografía se basa simplemente en la determinación del paleo-polo magnético y su desplazamiento polar aparente (Apparent Polar Wander Path o APWP).

2.13. Polos paleomagnéticos para Gondwana

Se ha reconocido polos paleomagnéticos para Gondwana en un rango que abarca desde 400–250 Ma (McElhinny & Lock, 1997; Smith, 1997). Los datos recolectados por McElhinny & Lock (1997), para la investigación paleomagnética de los paleopolos para Gondwana, vienen principalmente de regiones orogénicas, dada la escases de información que se tiene para Gondwana excluir esta resultaría en grandes errores para la determinación media de los polos.

Varios son los trabajos que presentan la ubicación del polo a través del Carbonífero (McElhinny et al., 1976; Bachtadse & Briden, 1990; Scotese & Barrett, 1990; Smith, 1997; Tomezzoli & Japas, 2006) (por ejemplo, anexo 1). Cada modelo se atiene a la distribución y cantidad de muestras que son tomadas para el planteado. En general se tiene consenso de que durante el Devónico superior–Carbonífero inferior el polo se encontraba en la costa noreste de Brasil. Los datos paleomagnéticos más confiables vienen de estudios realizados en lavas y rocas subvolcánicas. Los resultados obtenidos de McElhinny et al. (1976), Hargraves et al. (1986), Smith (1997) apuntan a que el polo para el Carbonífero medio se encontraba en África Central. Y finalmente para el Carbonífero superior y Pérmico inicial, el polo cruza la Antártica en dirección sureste (Smith, 1997; López-Gamundi & Butois, 2010) (Anexo 2). Muchos otros estudios que engloban la recopilación de datos paleomagnéticos de carácter regional, también incluyen determinaciones de paleolatitud para Gondwana a partir de reconstrucciones

paleomagnéticas del desplazamiento polar aparente (APWP) a través del Carbonífero (por ejemplo: Veers & Powell, 1987; Scotese & Barrett, 1990; McElhinny & Lock, 1997; Scotese et al., 1999; Scotese, 2008; Torsvik et al., 2012; Scotese, 2013).

Este tipo de afirmaciones, junto a otros trabajos de interpretación paleoclimática, enmarcan una generalización global de la posición aparente del paleo-polo para el Carbonífero de Gondwana.

La información que existe acerca de estudios en paleomagnetismo del Carbonífero es escasa, al menos para Bolivia (Díaz-Martínez, 1995). Sin embargo, como se mencionó anteriormente, la gran variedad de trabajos en paleomagnetismo para el Carbonífero de Gondwana ha permitido realizar aproximaciones latitudinales para el continente Sudamericano, los que podrían ser utilizados en el caso excepcional de que el estudio paleomagnético no fuera exitoso.

CAPITULO III

3. PALEOCLIMATOLOGÍA

El clima tiene una importante influencia en la depositación de sedimentos. Los factores climáticos que influyen en los distintos ambientes son la temperatura, precipitación y las variaciones estacionales. Directa o indirectamente, todos estos factores controlan la distribución espacial y temporal de los indicadores paleoclimáticos (Parrish et al., 1993).

Durante el Paleozoico seis periodos glaciares se desarrollaron, en un ámbito general, se puede decir que el clima era relativamente más cálido en comparación con el Precámbrico (Rivera-Olmos et al., 2011). Durante el Cámbrico los continentes comenzaron a juntarse cerca del ecuador lo cual originó un aumento en la temperatura, durante el Ordovícico el clima fue cálido al menos en los trópicos, pero las temperaturas descendieron considerablemente al final del periodo y probablemente esta baja de temperatura ocasionó la extinción del Ordovícico (Frakes, 1979; en Poulsen, 2009). En el Silúrico inferior la temperatura aumentó, y a esto le siguió un ligero enfriamiento del planeta que continuó hasta el Devónico medio. Un ambiente cálido y seco fue lo que caracterizó el intervalo entre el Silúrico superior y el Devónico inferior (Caputo y Crowell, 1985). El resto del Devónico se caracterizó por ser muy cálido, lo cual se ha inferido a partir de la presencia de extensos arrecifes semejantes a los arrecifes tropicales actuales, además de los extensos depósitos de evaporitas que datan de este periodo (Caputo y Crowell, 1985).

El Carbonífero inferior continuó con un clima cálido, aunque hubo un aumento de humedad y para el Carbonífero Superior el Planeta empezó a enfriarse lo que ocasionó una glaciación (Crowley et.al., 1987).

Durante el Pérmico hubo una variedad de climas, lo cual se ve reflejado en las rocas depositadas durante ese periodo. Al parecer Asia tuvo un clima relativamente húmedo durante la mayor parte del Pérmico, pero también hay evidencia de glaciaciones en Gondwana; estos cambios en el clima dieron origen a transgresiones y regresiones

marinas, con las transgresiones marinas hubo un aumento en la humedad en latitudes altas (Crowley et.al., 1987).

En este capítulo se describirá los fundamentos más importantes que conciernen al estudio de la paleoclimatología e indicadores (proxy) paleoclimáticos, así como la información aplicable al estudio de la paleogeografía del Subandino Centro del Carbonífero de Bolivia.

Se debe tomar en cuenta que existe diferencia cuando se habla de cuenca (por ejemplo, cuenca de Paraná, cuenca de Tarija) y zona morfológica (Subandino Sur, Cordillera Oriental) al momento de hacer referencia a las unidades litoestratigráficas, la primera implica por concepto a la génesis temporal de la unidad, y la segunda se refiere a la ubicación geográfica actual en la que se encuentra la unidad.

3.1. *Control climático en la sedimentación*

La sedimentación es controlada por numerosos parámetros interdependientes que están al menos indirectamente relacionadas al clima de alguna manera, estos parámetros son la temperatura, salinidad, luz, circulación, influjo clástico, turbidez, profundidad, niveles de oxígeno y nutrientes (Parrish et al., 1993). De todos éstos, la temperatura, circulación y niveles de nutrientes son particularmente importantes cuando se trata de sedimentación en plataformas marinas continentales.

La temperatura ejerce el control primario en el tipo de sedimento determinando si el carbonato será dominante o no, esto refleja la dependencia de la depositación de ambientes cálidos y latitudes bajas. Al contrario, los ambientes fríos y secos están dominados por la sedimentación clástica y bioclástica (Einsele, 1992; Parrish et al., 1993).

La circulación oceánica también controla la sedimentación en diferente forma, especialmente relacionada al establecimiento y mantenimiento de la densidad de estratificación, es decir, la circulación controla el suministro de oxígeno lo que controla directamente la abundancia de la fauna bentónica y el potencial de oxidación de los sedimentos (Parrish et al., 1993).

Como es sabido algunos minerales y tipos de rocas se forman preferentemente en determinadas condiciones climáticas. Por tanto, el registro geológico nos proporciona

un medio aproximado para mapear la antigua distribución de las zonas climáticas. J. Boucot y su colega, Chen Xu (en Scotese, 1999), han reunido una base de datos de litologías climáticamente sensibles que incluye las ocurrencias fanerozoicas de carbones, bauxitas, caolinitas, evaporitas, calcretas, tillitas, dropstones. Esta base de datos se ha utilizado, en combinación con un conjunto de datos de tillitas Precámbrico Tardío para identificar las zonas climáticas que cruzaron el supercontinente de Gondwana del Vendiano al Cretácico Tardío.

3.1.1. Indicadores litológicos del trópico húmedo

Las abundantes precipitaciones y las temperaturas cálidas favorecen el crecimiento exuberante de la vegetación en los trópicos húmedos (por ejemplo, hoy en día la selva amazónica). Si las condiciones favorecen la preservación, a continuación, se formarán capas de carbón. La alta precipitación y temperaturas cálidas también promueven la extensa erosión química de minerales de silicato, que produce perfiles de suelo empobrecidos en cationes intercambiables y enriquecidos en arcilla y sesquióxidos como caolinita y la bauxita (Parrish et al., 1993; Weissert et al., 2008).

3.1.2. Indicadores litológicos del subtrópico seco

Las bajas precipitaciones y las temperaturas cálidas en el seco subtropical resultan en la evaporación de recursos hídricos y la posterior concentración y deposición de evaporitas, como el yeso y halita (Parrish et al., 1993). En los ambientes terrestres, las precipitaciones estacionales pueden ser suficientemente efectivas para disolver, pero no eliminar todos los cationes intercambiables en el perfil del suelo (Weissert et al., 2008).

3.1.3. Indicadores litológicos del cinturón templado cálido y el cinturón templado frío

Tanto los cinturones de temperatura cálidos y fríos se caracterizan por la aparición estacional de los ciclones de latitud media (Scotese, 1999). En las latitudes templadas, a lo largo de las costas occidentales de los continentes, los vientos del oeste también proporcionan una fuente adicional de humedad. Las abundantes precipitaciones y las temperaturas estacionales cálidas favorecen el crecimiento vegetal y la formación de

lechos de carbón, tanto en los cinturones templados cálidos y fríos. En el cinturón de frío templado, la nieve y el hielo pueden acumular la producción de depósitos glaciales (tillitas, dropstones). Por el contrario, en el cinturón templado cálido, condiciones más cálidas promueven la meteorización química de silicatos y la formación de caolinitas y bauxitas raras (Parrish et al., 1993). Debido a las variadas combinaciones de indicadores litológicos de clima, los cinturones climáticos templados cálidos y fríos son los más difíciles de reconocer en el registro sedimentario.

3.1.4. Indicadores litológicos de climas polares

La zona de clima polar sólo está presente en la Tierra en tiempos de condiciones de hospedaje de hielo. Durante esos periodos, las capas de hielo, a veces varios kilómetros de espesor y 100 a 1000 de kilómetros de extensión areal, suelen cubrir áreas continentales cercanas a los polos. Estas capas de hielo son probablemente el fenómeno geológico superficial más destructivo, raspando lijando y borrando secciones gruesas de rocas. Debido a los avances glaciales más jóvenes destruyen gran parte de la evidencia de los avances glaciales más antiguos, a menudo sólo el último avance glacial más importante está bien conservado en el registro estratigráfico (Einsele, 1992). La más abundante evidencia litológica de las condiciones glaciales se produce a lo largo del perímetro de la capa de hielo en forma de tillitas y depósitos de dropstone (Parrish et al., 1993). Debido a que las capas de hielo polares producen agua del fondo frígido, los océanos del mundo se enfrían durante tiempos de hospedaje de hielo. La aparición de nódulos Glendonita en depósitos de dropstone ha sido considerado evidencia de condiciones de agua fría. Los nódulos glauconita son agregados estelares de calcita pseudo-morfa de la ikaita ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), un mineral que es estable sólo a temperaturas cercanas a la congelación (Weissert et al., 2008).

3.2. Paleoclima a partir de datos proxy

Muchos sistemas naturales son dependientes del clima y de aquí puede ser posible derivar información paleoclimática a partir de ellos. Todos los registros proxy contienen una señal climática, pero dicha señal puede ser débil y estar junto con una cantidad de ruido de fondo (climático) aleatorio. El material proxy actúa como filtro, transformando las condiciones climáticas del pasado en un registro relativamente permanente. El descifrado de estos registros es con frecuencia un tema complejo.

En un marco general los principales proxies paleoclimáticos se resumen en la siguiente tabla 3.1.

Tabla 3.1—Los principales tipos de fuentes de datos proxies para reconstrucciones paleoclimáticas. Tomado de Gornitz (2009).

Glaciológicos (Testigos de hielo)		Isótopos de oxígeno Propiedades físicas Oligoelementos y concentraciones de micropartículas
Geológicos		
	A. Sedimentos	
	1. Marinos (testigos de sedimentos oceánicos)	
	i)	Sedimentos orgánicos Isótopos de oxígeno Abundancia de fauna y flora Variaciones morfológicas
	ii)	Sedimentos inorgánicos Composición mineralógica y textura de superficie Distribución de material terrígeno Restos arrastrados por hielo Geoquímica
	2. Terrestres	Características periglaciales Depósitos glaciales y elementos erosionales Características glacioisostáticas (líneas de costa) Depósitos eólicos (dunas de arenas) Depósitos lacustres/varvas (de lagos)
	B. Rocas sedimentarias	Análisis de facies (o análisis faciológico) Análisis de fósiles / microfósiles Análisis minerales Geoquímica isotópica
Biológicos		Anillos de árboles (espesor, densidad, análisis isotópico) ArePolen (especie, abundancia) Insectos
Históricos		Registros meteorológicos Registros parameteorológicos (indicadores ambientales) Registros fenológicos (indicadores biológicos)

3.3. Tipos de proxies para el estudio de la paleogeografía

Cuando se habla de proxies paleoclimáticos se refieren a elementos que otorgan información acerca de los climas que imperaban en el pasado. La resolución que ofrecen los proxies paleoclimáticos varía dependiendo del tipo de registro y la edad del estudio, por ejemplo para estudios del Cuaternario generalmente se utiliza información glaciológica e histórica, pero para estudios del Mesozoico o Paleozoico los sedimentos marinos como continentales contienen los mejores datos que además incluyen los proxies geoquímicos (figura 3.1).

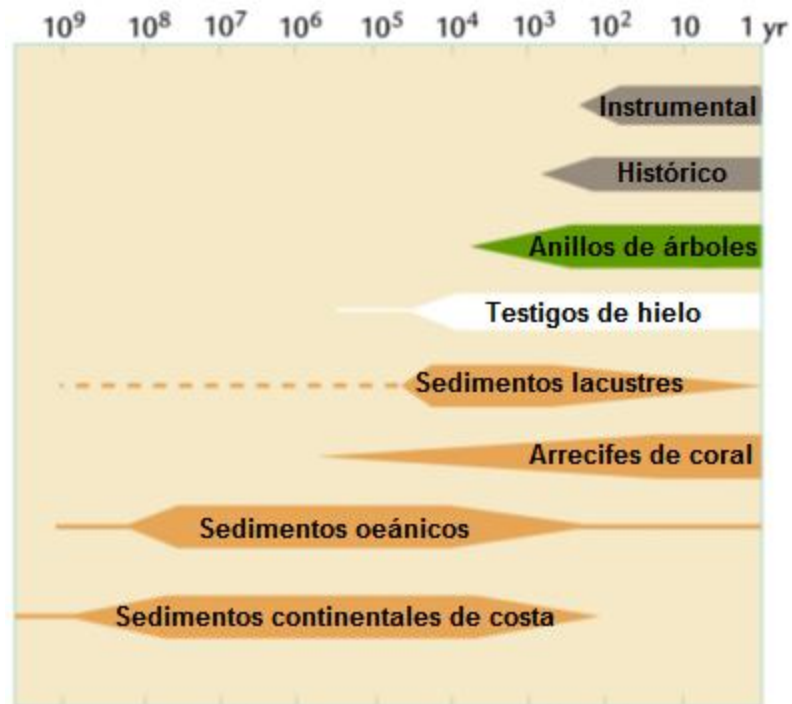


Figura 3.1—Resolución temporal de los principales tipos de proxy paleoclimáticos. Tomado de Gornitz (2009).

3.4. Proxy Geoquímico: Isótopos

Cuando se habla de proxy paleoclimático se interpreta el mismo como un indicador que muestra respuesta a la condición climática y bajo la cual queda registrada. Los proxy geoquímicos son una herramienta muy importante para el estudio de la paleoclimatología ya que responden a las condiciones climáticas bajo las cuales quedaron registradas en los sedimentos.

Los proxy geoquímicos utilizados para la estratigrafía fueron desarrollados y utilizados como indicadores de cambio paleoambiental originalmente. Muchos de estos proxy químicos llegaron a registrar, a diferentes grados, los cambios globales en el clima y la oceanografía. Estos cambios dejaron su firma en los registros sedimentarios marinos o terrestres. Debido al tiempo de mezcla geológicamente corto del sistema océano-atmósfera, que está en el orden de miles de años, algunas señales de cambio ambiental almacenadas en la atmósfera y/o agua de mar pueden reflejarse en una variedad de proxy geoquímicos que pueden ser utilizados como marcadores estratigráficos bastante precisos.

Uno de las herramientas más importantes para el estudio de la paleoclimatología son los isótopos estables (O, C, S, H). Estos permiten detectar procesos de mezcla que impliquen fuentes de composiciones isotópicas distintas (por ejemplo, la formación de sedimentos con componentes de distintas fuentes: marina, continental, etc).

Cada elemento químico se caracteriza por poseer un número determinado de protones, que se denomina número atómico. Como los átomos son entidades eléctricamente neutras, el número atómico también indica el número de normal de electrones. El número másico es la suma de protones y neutrones del núcleo átomo. Un mismo elemento (definido por su número atómico) puede tener diferente número de neutrones, y por tanto diferente peso atómico. Los átomos con el mismo número atómico pero con diferente peso atómico se denominan isótopos. Los efectos isotópicos que dan lugar al fraccionamiento se producen como consecuencia de que algunas propiedades termodinámicas de los compuestos dependen de las masas de los átomos que los componen, cuya diferencia es muy grande entre los isótopos de los elementos ligeros. Esta discriminación podría verse representada por cambios físico-químicos durante los procesos de diagénesis, metamorfismo entre otros. La discriminación isotópica de un elemento se indica por la letra delta minúscula (δ). Para hacer comparables las frecuencias obtenidas en distintas muestras, los resultados se refieren a un valor estándar, un material que se toma como referencia del valor del isótopo pesado con respecto al ligero. Además, para facilitar la expresión de los resultados, los números resultantes se multiplican por mil. Así, la discriminación de un isótopo pesado, R_A , en partes por mil (δ_A ‰), es:

$$\delta_A \text{ ‰} = 1000 \times \left(\frac{R_A}{R_{\text{Patrón}}} - 1 \right) \quad \text{Ec. 2.3}$$

Donde R_A es la razón de la muestra y $R_{\text{Patrón}}$ es la razón del estándar.

3.4.1. Isotopos de Oxígeno como herramienta estratigráfica

Los 2 isótopos de oxígeno usados en quimioestratigrafía son O^{16} y O^{18} . El 99.8% de todo el oxígeno está en la forma de O^{16} , el O^{18} conforma la mayor parte del restante

0.2%. Estas concentraciones son expresadas en referencia a un estándar, en este caso el estándar internacional para todos los isótopos de oxígeno es el SMOW (Standar Mean Ocean Water). Las variaciones absolutas en los 2 isótopos estables son muy pequeñas, por tanto se mide las razones de O^{18}/O^{16} desde un laboratorio estándar. A partir de los valores de estas razones es posible establecer ciclos climáticos graficándolos contra una escala temporal.

Sin embargo, debido a la diagénesis, los registros de isótopos de oxígeno desde sedimentos pelágicos litificados no pueden ser utilizados como herramientas confiables. Sólo los sedimentos pelágicos que escaparon la diagénesis por soterramientos preservan composiciones de oxígeno isotópico los que sirven para reconstrucciones de paleotemperatura.

3.4.2. Isótopos de carbono como herramienta estratigráfica

De los dos isótopos estables de carbono, la abundancia de ^{12}C en la naturaleza se da como 98,89%, mientras que las formas ^{13}C el 1,11% restante (Craig, 1953, tomado de Weissert et al., 2008). Diferencias de masa de las dos especies de isótopos de conducen al fuerte fraccionamiento durante la incorporación fotosintética del carbono en materia orgánica, mientras que precipitados de carbonato inorgánico formados en el medio ambiente acuático se ven menos afectadas por los procesos de fraccionamiento.

El depósito de carbono en los océanos controla el ciclo del carbono exógeno con tiempo de residencia en el orden de 10^5 años. El valor de $\delta^{13}C$ en el agua de océano varía entre -1,5 ‰ en aguas profundas y el 2,0 ‰ en las aguas superficiales en la actualidad (Kroopnick, 1985, tomado de Weissert et al., 2008). El enriquecimiento de ^{13}C en el agua superficial es causado por el fraccionamiento de isótopos de carbono durante la producción de materia orgánica. La materia orgánica es fuertemente empobrecida en ^{13}C (ca. -25 ‰ $\delta^{13}C$). Isotópicamente el carbono orgánico ligero se oxida en aguas intermedias y profundas, y el CO_2 enriquecido en ^{13}C se añade a estas aguas. La precipitación de carbonato de calcio del agua de mar tiene un factor de enriquecimiento de 0,2 ‰ hasta + 2 ‰ a 25 ° C, dependiendo de la mineralogía de carbonato. Sin embargo, este factor es sólo afectada por la temperatura (0,03 ‰ / °C,) Este pequeño efecto de fraccionamiento inducida por la temperatura hace de los isótopos de carbono en carbonato precipitado un

poderoso monitor de la composición isotópica de carbono del agua del ambiente, si se alcanzan las condiciones de equilibrio.

Mientras diagénesis incrementa la alteración la firma de oxígeno isotópico de los sedimentos marinos con la profundidad de soterramiento, la geoquímica del isótopo de C es menos influenciada por diagénesis en entornos pelágicos. Esto explica por qué las sucesiones sedimentarias pelágicas litificadas conservan muy buena información del isótopo de C para la estratigrafía. Los registros pre-Cenozoico más confiables de rastros de isótopos de carbono marino son o bien los fósiles individuales o carbonatos pelágicos. Los análisis de sedimentos hemipelágicos indican que el carbonato puede ser utilizado para la estratigrafía de isótopos de C incluso si las mediciones pueden diferir en sus valores absolutos a partir de mediciones en los correspondientes sedimentos pelágicos. Los carbonatos neríticos pueden preservar una firma isotópica del carbono marino a escala mundial, pero la diagénesis y/o meteorización pueden enmascarar los valores originales.

Curvas de isótopos de carbono marino basados en el análisis de la materia orgánica y/o biomarcadores específicos registran una compleja historia de cambio en la química del océano, la productividad y el CO₂, además la concentración de Carbono pueden registrar eventos cíclicos a escala global (figura 3.2). Sin embargo, su uso como una herramienta de correlación estratigráfica está limitado incluso si eventos extremos como la adición repentina de carbono isotópico ligero al océano y la atmósfera es también registrado en la materia orgánica marina.

3.4.3. Isótopos de Sr: estratigrafía

Entre otros isótopos utilizados en la estratigrafía, los isótopos de estroncio son los más ampliamente utilizados para la correlación. El Sr tiene un largo tiempo de residencia océano de $\sim 2.4 \times 10^6$ años (Jones & Jenkyns, 2001, tomado de Weissert et al., 2008), por lo tanto, la geoquímica de isótopos de Sr ha sido de uso limitado para la estratigrafía de alta resolución (10^4 - 10^5 años). La composición de isótopos de Sr durante el Fanerozoico se caracteriza por fluctuaciones de intervalos largos marcada por importantes puntos de inflexión en la curva de isótopos de Sr que pueden ser utilizados como índices de marcadores estratigráficos.

Prokoph & Veizer (1999; en Preusse, 2008) presentan una curva de isótopos de estroncio de agua de mar a escala global del Fanerozoico calibrado con edades numéricas. Los autores utilizaron un método de regresión estadística para la construcción de la curva con el mejor ajuste para los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función del tiempo (figura 3.2).

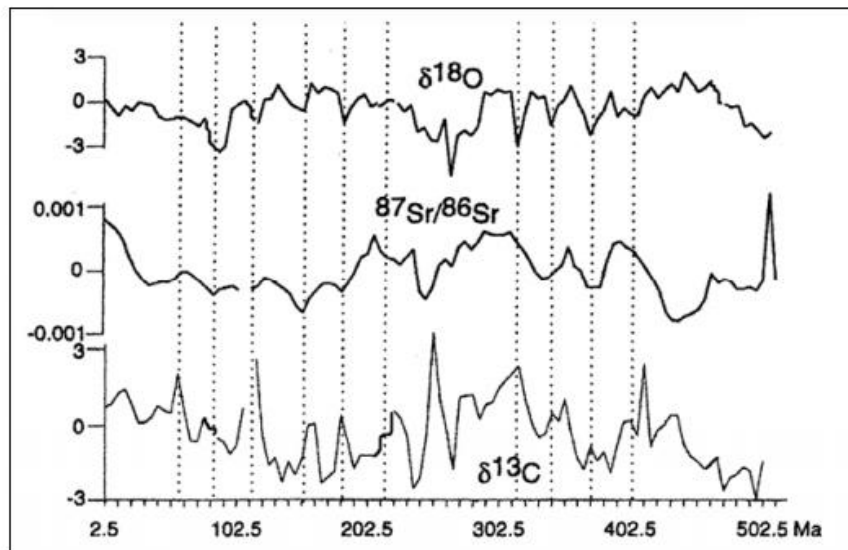


Figura 3.2—Curvas de isótopos del Fanerozoico. Las líneas verticales representan ciclos de 32 Ma de $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$. Tomado de Preusse (2008).

3.4.4. Otras herramientas estratigráficas

Los cambios en la química de los océanos a través del tiempo geológico controlados por la fluctuación de las tasas de meteorización mundiales, por los cambios en la actividad volcánica e hidrotermal y por procesos sedimentológicos y tectónicos también se registran en la composición isotópica del azufre del agua de mar. El registro de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ en agua de mar es controlado por los cambios en ríos, fuentes de entrada volcánicas e hidrotermales y/o por cambios ambientalmente controlados en la partición de azufre entre la decantación de azufre sedimentario oxidado y reducido. Paytan et al. (1998, 2004, en Weissert et al., 2008) utilizaron baritina marina, un mineral que registra $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ del agua de mar para el establecimiento de una curva de isótopo de azufre para el Cretácico y Cenozoico. Fluctuaciones prominentes registradas en esta curva se pueden utilizar como marcadores estratigráficos que reflejan perturbaciones mundiales en la química del océano y en el ciclo del azufre global. Nuevos proxies paleoceanográficos,

incluyendo hafnio o isótopos de osmio son de creciente importancia para la estratigrafía. Isótopos de osmio se han utilizado con éxito como una herramienta de correlación en estratigrafía condensada. El neodimio es de uso limitado para la estratigrafía a escala mundial, ya que varía a través del espacio y el tiempo.

Otra herramienta poco tradicional es el uso de ratios de Zr/Ti, Rb/K, V/Cr. Los ratios de Zr/Ti indican cambios de procedencia para las fases interstadiales, donde las fases glaciales tienden a exhibir ratios constantes, el incremento de Zr está influenciado por una composición granítica de la roca madre (Scheffler et al., 2003). La diferencia durante los interstadiales y las condiciones de agua salobre (asociado a las fases glaciales) pueden verse reflejadas por variaciones en el ratio Rb/K debido al enriquecimiento de Rb relativo al K en las arcillas (ver más Campbells & Williams, 1965). Las condiciones anóxicas pueden ser reconocidas por ratios altos de V/Cr los que indican una alta acumulación y preservación de carbón orgánico, el Cr es principalmente incorporado en la fracción detrítica y es reemplazado por Al en la estructura de las arcillas; el V es encontrado en ambientes reductores (ver más Jones & Manning, 1994).

El índice químico de alteración (CIA por sus siglas en inglés) es uno de los más aceptados y disponibles índices de meteorización. Las condiciones de meteorización físicas y químicas del pasado pueden ser inferidas con bastante precisión si la aplicación del CIA es combinado con el análisis de facies. Bahlburg & Dobrzanski (2009) desarrollan un tratado más completo sobre el uso del CIA para estudios de paleoclimatología. Un ejemplo de este tipo de comparaciones para el Carbonífero se encuentra en Anexo 4.

3.5. *Paleoclima del Carbonífero: Gondwana*

Las capas de hielo en Gondwana persistieron durante ~55 millones años durante el Carbonífero–Pérmico (275–330 Ma), y alcanzaron un tamaño comparable al de las capas de hielo del Pleistoceno (Crowley & Baum, 1991). La presencia de placas de hielo en un supercontinente es sorprendente, ya que una mayor estacionalidad se habría producido las temperaturas de verano en la capa de hielo de Gondwana que pueden haber sido 15°C superior a la temperatura de la capa de hielo Laurentino (Crowley & Baum, 1994). Cálculos de EBM (Energy Balance Model) bidimensionales indican que una luminosidad solar reducida (~ 3% menos que el moderno) y parámetros orbitales favorables podría compensar el efecto supercontinental, lo que permite congelar las

temperaturas de verano más de la capa de hielo de Gondwana (Crowley & Baum, 1991). Crowley y Baum (1992) utilizaron una serie de experimentos de EBM de dos dimensiones con una combinación de la evolución de los factores climáticos (geografía, geografía + luminosidad solar, geografía + solar luminosidad + CO₂) para simular la estimación del nivel de la capa de hielo de Gondwana. Para simular tanto el inicio y la desaparición de la capa de hielo, los cambios en la geografía, la luminosidad solar, y, sobre todo, contenidos de CO₂ fueron requeridos (Crowley & Baum, 1992).

El modelado de la glaciación del Pérmico-Carbonífero en base a EBM (modelos de balance energético) y GCMs (modelos de circulación global) ha demostrado que la aparición y el crecimiento de la capa de hielo de Gondwana pueden haber sido altamente no lineal debido a la SICI (Small Ice Cap Inestability) (Crowley & Baum, 1991; Crowley & Baum, 1994). Un modelo de capa de la hielo junto con el clima de la capa de hielo de Gondwana también muestra un comportamiento crítico con pequeños cambios en la luminosidad solar (0,0005%) que conduce a grandes diferencias en el volumen de hielo simulado (Hyde et al., 1999).

3.5.1. Glaciación durante el Carbonífero

El Paleozoico superior de Gondwana está regionalmente caracterizado por 3 episodios glaciales (figura 3.3 a 3.6): el episodio I de menor duración ocurrió durante el Devónico Superior–Carbonífero Inferior y su registro queda grabado en los depósitos del centro y norte de Sudamérica, los episodios II y III ocurrieron durante el Carbonífero Superior temprano y Carbonífero Superior tardío–Pérmico Inferior, respectivamente (López-Gamundi y Buatois, 2010).

A partir de trabajos basados en el registro en Sudamérica, Caputo et al. (2008) ha diferenciado otros 3 episodios glaciales acaecidos durante el Fameniano superior, Tournasiano Medio –Superior y Viseano Superior.

Por otra parte, Limarino et al. (2013) reconoce un episodio glacial (periodo de *icehouse*) con transición a *greenhouse*, que va desde el Viseano tardío al Lopingiano (Pérmico Medio – Superior) con pequeños intervalos de tiempo específicos de pulsos glaciales (figura 3.3).

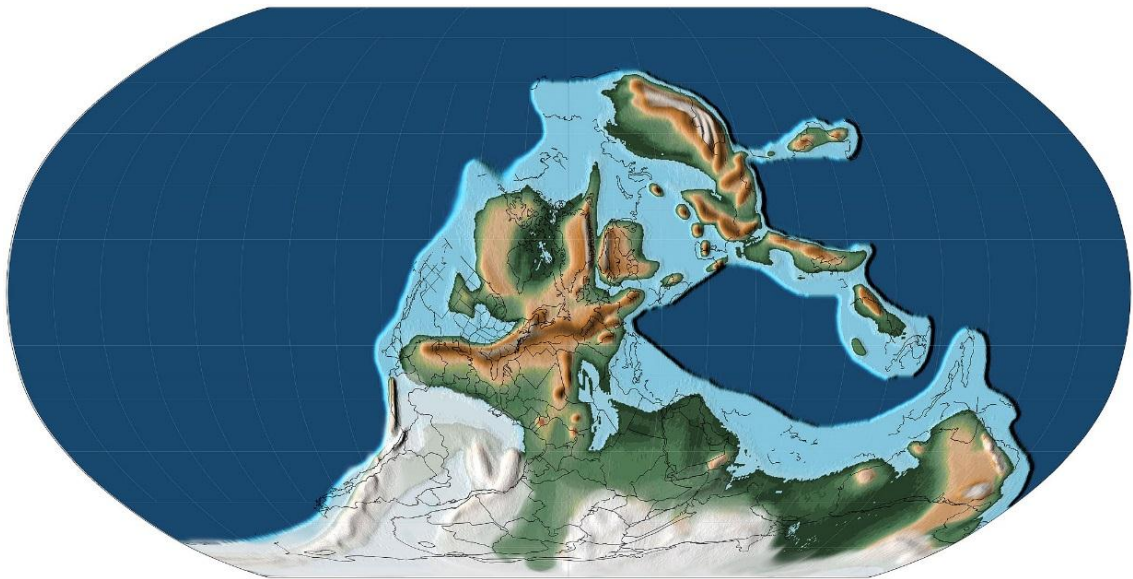


Figura 3.3—Periodo de *icehouse* durante el Paleozoico Superior. Tomado de Scotese (2013).

En el Subandino Sur/Centro de Bolivia se asume la existencia de depósitos de origen glacial registrados en las formaciones Itacuamí, Tarija, Taiguati y el miembro superior de San Telmo (Bache et al., 2010), pero aún no se tienen definidas sus posiciones en el Sistema Carbonífero. Más aún, estas unidades son nombradas con muy poca frecuencia o en algunos casos son considerados como una sola formación con discontinuidades (Caputo et al. 2008; Isaacson et al., 2008; López-Gamundi y Buatois, 2010; Bache et al., 2010; Spalletti et al., 2010).

3.5.2. Glaciación durante el Fameniano Superior–Tournasiano

Un primer pulso glacial tuvo lugar en el Fameniano Superior está registrado en las diamictitas masivas de la Formación Cumaná, así también como en las formaciones contemporáneas en la cuenca Madre de Dios y Subandino (Toregua e Itacua) (Caputo et al., 2008). Díaz-Martínez (1995) describe que los principales sistemas montañosos adyacentes a las cuencas estuvieron cubiertas por capas de hielo y su registro quedó impreso en las formaciones mencionadas y otras de regiones adyacentes (figura 3.4).








				GLACIATED GONDWANALAND																								
A	N	a i n	CARBON.	Tournaisian	VI	VCo	V	IV	V	LL-LN	VI-HD	German Stufen	PALYNOZONES							STAGES	SYSTEM							
													PERU									BOLIVIA				BRAZIL		
													1		2		3		4			5		6		7		
													Southern Peru Díaz Martínez 2004		Lake Titicaca Isaacson et al. 1999		Madre de Dios Isaacson et al. 1995		Subandes Basin Díaz Martínez 2002			Solimoes Basin Eiras et al. 1994		Amazonas Basin Cunha et al. 1994		Paranáíba Basin Góes and Fajó 1994		
														Ambo Group	Kasa Fm.	Kaka Fm. ?	Tarija Fm. ?	Jura Fm. (2)	Faro Fm.	Longa Fm.								
																												
														Ccatcca Fm.	Cumana Fm. (60-200m)	(60m)	Itacua Fm.	(60m)	Oriximina (0-250m)									
																			Jaragui Fm.									
																			Curiri Fm. (350m)	Cabecas Fm. (350m)								

Figura 3.4—Correlación regional de litofacies de génesis glacial (diamictitas) para el intervalo Fameniano–Tournasiano. Tomado de Isaacson et al. (2008).

Otro episodio glacial reconocido para el Tournasiano Medio – Superior está bien registrado en las cuencas del noreste de Brasil (Caputo et al., 2008), pero en Bolivia el registro no ha sido bien estudiado, a pesar de que se menciona la existencia de olistolitos y clastos estriados y facetados en los depósitos de la cuenca de Madre de Dios y Altiplano, no se ha confirmado el origen de éstos (Isaacson & Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez, 1995).

Limarino et al. (2013) no considera a este intervalo como parte del periodo de *icehouse* registrado en el Paleozoico Superior debido a que este registro en muchos lugares se encuentra separado del resto por cientos a miles de metros de estratos de origen no-glacial y además de que no existe suficiente evidencia que soporte las condiciones de *icehouse* a escala global durante el Fameniano Superior – Tournasiano.

3.5.3. Glaciación durante el Viseano–Bashkiriano: periodo de *icehouse*

Limarino et al. (2013) consideran este intervalo como el estado glacial sensu stricto del periodo de *icehouse* que va desde el Viseano Superior al Bashkiriano Inferior (figura 3.5). Este periodo es considerado como el inicio de los grandes cambios climáticos (glaciaciones) que experimentó Gondwana. Si bien Limarino et al. (2013) identifican 3 escenarios en Sudamérica para definir este episodio glacial, en Bolivia no

existe evidencia de ello, trabajos como Issacson & Díaz-Martínez (1994) y Díaz-Martínez (1995) no confirman el origen y edad de las formaciones Kasa y Siripaca en el Altiplano, ni las formaciones Tupambi e Itacuamí en el Subandino Sur/Centro (Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996), que hipotéticamente tendrían esa edad.

Partiendo desde otro punto de vista, este pulso glacial asignado al Viseano, tercer episodio según Caputo et al. (2008) y segundo episodio según Isbell et al. (2003), tiene como registro los depósitos glacio-marinos de la Formación Kaka (unidad superior del Grupo Retama) en la cuenca Madre de Dios (Suárez-Soruco, 2000). No obstante, a falta de la definición cronoestratigráfica y geocronológica de los Grupos Machareti y Mandiyuti, no es posible definir este episodio en las cuencas correspondientes (Caputo et al., 2008).

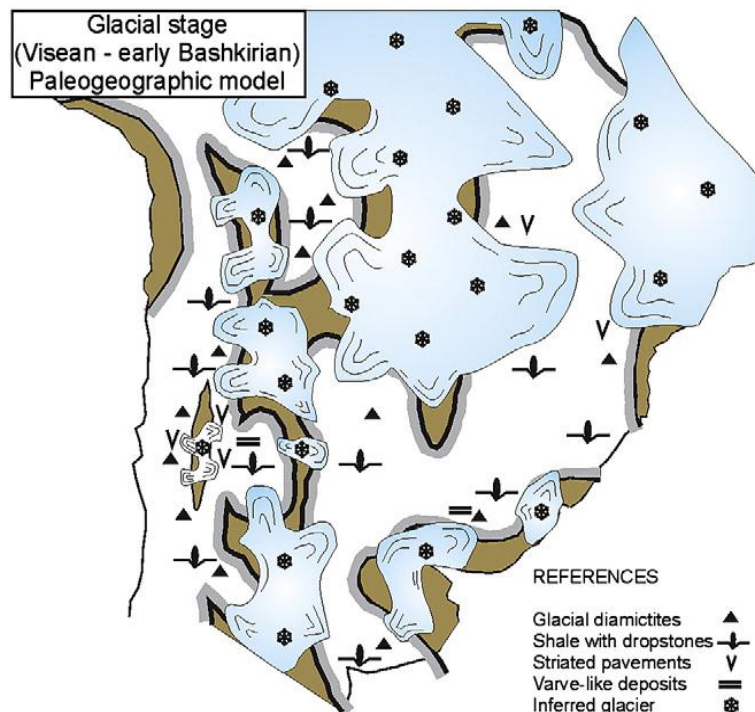


Figura 3.5—Modelo paleogeográfico, indicadores litológicos, y estratigrafía del estado glacial Viseano–Bashkiriano temprano. Tomado de Limarino et al. (2013).

3.5.4. Glaciación terminal: Bashkiriano–Cisuraliano temprano

Mientras las condiciones glaciales parecen haber persistido en las cuencas orientales de Sudamérica (por ejemplo, cuenca de Paraná), los depósitos glaciales desaparecieron durante el Bashkiriano temprano en las cuencas occidentales de

rertoarco e intrarco. Durante esta etapa aún se registran depósitos glaciogénicos en ciertos sectores de las cuencas Paraná, Paganzo en Sudamérica (Limarino et al., 2013) y en la cuenca de Karoo en África (Scheffler et al., 2003; Isbell et al., 2008) (figura 3.6). Diamictitas glaciales también aparecen en las formaciones Tarija y San Telmo (Cuenca de Tarija) donde varios niveles de diamictitas resedimentadas, conteniendo clastos facetados y estriados, ocurren intercalados con lutitas con dropstones (Sempere; 1995; Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996; Limarino et al., 2013).

Los Grupos Macharetí y Mandiyuti forman parte del registro sedimentario carbonífero que comprende la serie de glaciaciones acaecidas en Sudamérica. La escasa investigación y evidencia bioestratigráfica en estos grupos restringen su correlación con los episodios reconocidos en regiones vecinas.

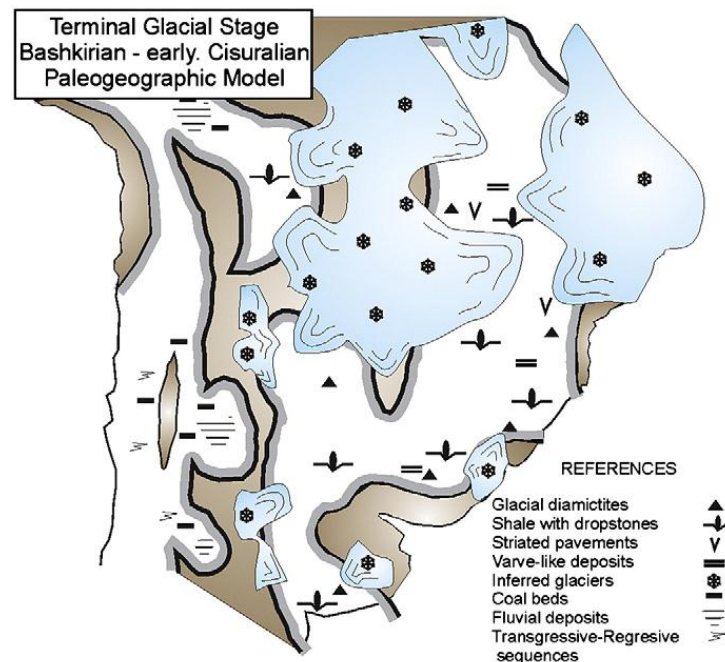


Figura 3.6— Modelo paleogeográfico, indicadores litológicos, y estratigrafía del estado glacial Viseano–Bashkiriano temprano. Tomado de Limarino et al. (2013).

CAPITULO IV

4. PALEOBIOGEOGRAFÍA

La Paleobiogeografía o Biogeografía Histórica estudia la distribución espacial de los organismos del pasado, incluyendo el análisis de los factores ecológicos e históricos que controlaron su distribución. Así como existe superposición entre los campos de la Paleoecología y Ecología, también hay entre ciertos aspectos de la Paleobiogeografía y la Biogeografía.

Generalmente, la Paleobiogeografía incluye dos aspectos con objetivos diferentes. La Paleobiogeografía aplicada, que comprende a la mayoría de los trabajos paleobiogeográficos, busca usar la distribución de los fósiles como medio para resolver problemas paleogeográficos, paleoclimáticos o tectónicos. La Paleobiogeografía en sentido estricto trata de conocer por qué y cómo de la distribución de los organismos del pasado, incluyendo a los controles ambientales, biológicos e históricos sobre las áreas habitables (Newton, 1990). El conocimiento de la distribución de los organismos del pasado proporciona datos claves sobre la posición latitudinal de los continentes. La historia evolutiva de estos grupos puede ayudar a identificar los momentos en los cuales los continentes se hallaron unidos, conectados parcialmente o aislados unos de otros (di Pasquo, 2007).

En este capítulo se desarrollará algunos elementos esenciales para la paleobiogeografía, la distribución y variedad de biota del Carbonífero a nivel regional, que dará servirá como base para tener un concepto más claro sobre la paleogeografía del Carbonífero y la metodología que acompaña este trabajo.

4.1. Contribuciones al estudio de la paleobiogeografía

La mayoría de los trabajos en paleobiogeografía resaltan más los patrones filogenéticos que los patrones ecológicos. Sin embargo, la biogeografía ecológica es un disciplina en progreso, se puede esperar que los estudios en paleobiogeografía ecológica representarán un campo con gran potencial de desarrollo en el futuro (Lieberman, 2000,

2003). De momento, las contribuciones de los estudios en paleobiogeografía filogenética han sido y siguen siendo substanciales (Lieberman, 2003).

4.2. Enfoque filogenético

Como se mencionó, los enfoques filogenéticos son importantes para el desarrollo de métodos analíticos para el estudio de la paleobiogeografía. Diversos estudios indican la existencia de un patrón fundamental: una oscilación entre episodios de vicarianza² y episodios de rango de expansión a través de la historia de la vida. Sereno et al. (1996) documentan los patrones biogeográficos más grandes para la fauna terrestre, el trabajo muestra oscilaciones cíclicas de vicarianza. A pesar de que los patrones de vicarianza son importantes, no muestran tanta prominencia como los congruentes rangos de expansión (Sereno, 1999). La correlación temporal y congruente de los rangos de expansión de clados³ independientes marcan el fenómeno de geo-dispersión identificado por Lieberman & Eldredge (1996) y Lieberman (2000). Lieberman & Eldredge (1996) acuñaron el término geo-dispersión para distinguirlo de la dispersión clásica que involucra el movimiento de especies individuales a través de barreras geográficas (Humphries & Parenti, 1986). Según Lieberman (2003) esta dispersión clásica es por naturaleza incongruente y no replicable a clados independientes. Los episodios de rango de expansión congruente o geo-dispersión parecen haber sido asociados con los eventos de placas tectónicas de gran escala, como la colisión de continentes, lo que facilita el rango concurrente de expansión de las especies en clados independientes al eliminar las barreras geográficas. Cambios climáticos de gran escala pueden también reflejar efectivamente lo mismo.

Los enfoques filogenéticos a la paleobiogeografía no se han centrado solamente en los vertebrados. Muchos estudios importantes han examinado los patrones paleobiogeográficos de fósiles artrópodos. Grimaldi (1992) usó los fósiles de insectos para probar su hipótesis de vicarianza. Hasiotis (1999) consideró cómo la separación de Pangea influenció los patrones paleobiogeográficos de fósiles de agua fresca. Rode & Lieberman (2002) evaluó la paleobiogeografía de crustáceos devónicos y encontró

² La separación geográfica de una especie de tal manera que resultan dos especies cercanamente relacionadas o un par de especies, una especie siendo la contraparte geográfica de la otra.

³ Se refiere a la rama del linaje que resulta de la separación de un linaje temprano. La separación produce dos distintos nuevos taxones, cada uno representado como un clado en el diagrama filogenético.

evidencia de vicarianza y rango de expansión relacionados a la colisión tectónica y a las subidas y bajadas de nivel del mar.

4.3. *Paleobiogeografía del Carbonífero*

Uno de los mejores trabajos de biogeografía del Paleozoico superior fue escrito por Bambach (1990). El estableció un set de unidades biogeográficas para el Carbonífero inicial, Carbonífero tardío, Pérmico inicial y Pérmico tardío. El alto grado de endemismo implica la clara distinción de las regiones que señala el autor. Fueron compilados en 6 grupos: corales tabulados, corales rugosos, bivalvos, braquiópodos, braquiópodos articulados y los briozoos, además ammonites y crinoides (Bambach, 1990; Briggs, 1995). Los datos recolectados por Bambach (1990) muestran una declinación en la diversidad mundial durante el Paleozoico superior. La diversidad a nivel de familia se incrementa en un 15%, pero sufre una pérdida a nivel de género en un 35%.

No existe un cambio marcado en el endemismo o cosmopolitismo de la fauna total desde el Carbonífero inicial hasta el tardío. Este era un resultado inesperado porque varios otros investigadores habían observado un incremento notable en el provincialismo en el Paleozoico superior (Carroll, 1988; Bambach, 1990; Labandeira y Sepkoski, 1993; Briggs, 1995).

4.4. *Invertebrados*

Ross & Ross (1990) llevaron a cabo una extensiva investigación de la biogeografía de briozoos del Paleozoico superior. Ellos compararon sus descubrimientos con una variedad de otros grupos invertebrados, incluidos corales, cefalópodos, y conodontos. A reconocieron la existencia de faunas tropicales cosmopolitas en el Carbonífero inicial. Para el Carbonífero medio y tardío, la única fauna tropical se convirtió en 2 debido a la unión de Gondwana con Laurasia. Y finalmente para el Pérmico inferior se encontraron 3 faunas tropicales y subtropicales. Esta cronología no entraba en acuerdo con la idea de la unión de Gondwana y Laurasia en el Devónico (Briggs, 1995) ni con la de Bambach (1990) quién señalaba que no existió incremento en el provincialismo. Este último hecho fue clarificado por Hanger (1990) (en Briggs, 1995) quien encontró un decremento de provincias entre los braquiópodos en el Paleozoico tardío.

4.5. Vertebrados

En el ambiente terrestre, los temnospondyls fue el grupo más grande de anfibios arcaicos (Milner, 1990). Tuvieron su aparición en el Viseano y perduraron hasta el Cretácico medio. Parece que la fase del Carbonífero de la radiación tuvo lugar enteramente dentro de la región Euroamericana del Pangea, cerca al ecuador. Esto marcaría parte de la distribución de depósitos de carbón y podría reflejar la restricción de los temnospondyls a ambientes húmedos. La mayoría de las familias de temnospondyl ocurrieron a través de toda Euroamérica, sin embargo no existe registros en Gondwana austral durante el Carbonífero (Milner, 1990). Durante el Pérmico se distribuyeron más ampliamente, se tiene registro en Europa, África, India, Australia, y Sudamérica y se podría asumir que su distribución era de escala global.

Los omnoites parecen ser uno de los grupos monofiléticos que evolucionaron desde simple grupo de tetrápodos primitivos durante el Carbonífero inicial (Carroll, 1988). Estos fósiles no son encontrados en depósitos normales de carbón, pero si en los tocones verticales del gigante lycopod *Sigillaria*. El desarrollo del huevo de omnoite con sus membranas extra-embrión, liberó a los vertebrados de la extrema dependencia de su estadía en agua. Este logro evolucionario es equivalente al desarrollo a la semilla en plantas vasculares. En cada caso, la protección del embrión temprano de la excesiva perdida de agua, permitió una gran expansión geográfica en habitat más secos (Briggs, 1995).

Los ancestros de los mamíferos son generalmente clasificados en la subclase Synapsida dentro de Reptilia. Sin embargo, aquellos de género anterior pueden ser reconocidos como como miembros de la misma familia monofilética que los mamíferos de la actualidad. Los synapsidos son incluidos en 2 órdenes sucesivos: Pelycosauria, que son conocidos desde la base del Pennsylvaniano, y Therapsida, que aparecen a mediados del Pérmico y perduran hasta el Jurásico (Carroll, 1988). El pelycosaurus tuvo su aparición en regiones ecuatoriales al Este de Pangea (Estados Unidos, Inglaterra, Francia y Alemania).

4.6. Insectos

Un ensamblado de los órdenes y subórdenes puede distinguir la muy marcada fauna de insectos del Paleozoico, la que desapareció casi completamente a finales del Pérmico (Wootton, 1990). Los fósiles de Orthoptera, Plecoptera, Psocoptera, Thysanoptera, Hemiptera, Neuroptera, y Coleoptera han sido encontrados. Ningún otro grupo animal terrestre ha mostrado una radiación evolutiva tan significativa. Para finales del Paleozoico, moderadas variedades de insectos poblaron un mundo ocupado por anfibios, reptiles y plantas primitivas (Briggs, 1995).

4.7. Flora Carbonífera

Por otra parte, en el Carbonífero es cuando el mayor grupo de representación de plantas desarrollados en el Devónico y especializados en líneas arborescentes (Niklas et al., 1985). Algunos de los lycophytes llegaron hasta los 30 m de altura. Hubo una rápida diversificación de semillas de plantas. Cinco ordenes de semillas de helechos se desarrollaron, entre ellos el más conocido *Glossopteris* característico de latitudes altas (Torsvik & Cocks, 2013), además se tiene a los cordaites y las coníferas voltzaicean (Briggs, 1995). Al mismo tiempo, esta rápida diversificación de las semillas de plantas fue acompañada por una masiva radiación de insectos. Esta radiación comenzó en el Carbonífero temprano y llegó a su climax en el Pérmico medio (Labandeira & Sepkoski, 1993).

Northorhacopteris y *Tripyllopteris* otras familias importantes que estuvieron distribuidas en gran parte de Gondwana (Bolivia, Argentina, Perú, Nigeria, India, Australia) fueron originalmente descritas para el Carbonífero tardío y Pérmico temprano, pero su rango fue extendido hasta el Carbonífero Inferior (Viseano) (Azcuy & Suárez-Soruco, 1993). La figura 4.1 muestra los rangos estratigráficos de las plantas fósiles más importantes del Carbonífero de Gondwana. Una descripción más detallada de los mismos puede encontrarse en Iannuzzi & Pfefferkorn (2002).

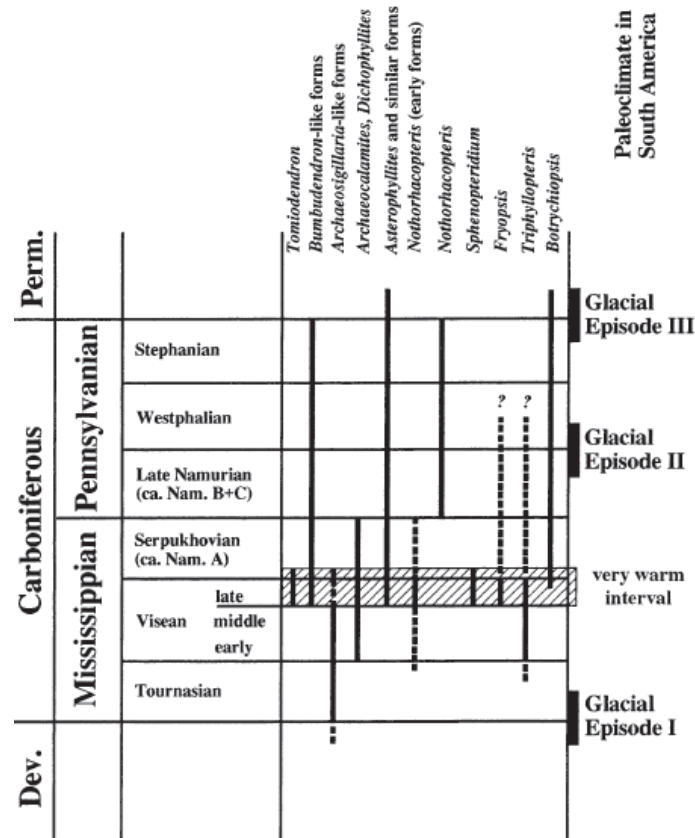


Figura 4.1—Rangos estratigráficos del registro de plantas fósiles más importantes adjunto a los episodios glaciales del Carbonífero de Gondwana. Tomado de Iannuzzi & Pfefferkorn (2002).

4.8. Palinoflora

Estudios palinológicos denotan un provincialismo en el Carbonífero inferior entre las asociaciones del Gondwana occidental (África y Sudamérica) y Gondwana oriental (Australia) (Clayton, 1985; Clayton et al., 1990). Los resultados sugieren la existencia de dos reinos microflorales diferentes, estos son la microflora *Spelaeotriletes* y la microflora *Granulatisporites*. Las primeras ocurrencias de polen han sido encontradas en asociaciones más jóvenes que el Viséano, *Schopfipollinites* fue reportado en depósitos del Viséano tardío en Sudamérica, Norteamérica y Arabia Saudita (Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002).

Aparte de los varios elementos cosmopolitas (por ejemplo, *Auroraspora* spp., *Rotaspora* spp., *Waltzispota* spp., *Diatomozonotriletes* spp., *Lycospora* spp.), una pequeña cantidad endémica cubrió un área importante en el Carbonífero de Gondwana,

este grupo podría ser muy útil para correlaciones bioestratigráficas intra-Gondwana, a pesar de que no siempre se encuentra como parte de todas las asociaciones. Estos son: *Verrucosisporites* (Jones & Truswell), *Grandispora* (Playford & Helby), *Foveosporites* (Playford), *Indotriradites* (Morphon), y *Cordylosporites* (Melo & Loboziak) (Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002). *Cordylosporites* (*Reticulatisporites*) es la forma conspicua más endémica debido a su ocurrencia ubicua y exclusiva entre las asociaciones desde el Viseano tardío, y por sus características de diagnóstico. Las ocurrencias estratigráficas de palinoflora reportadas para el Carbonífero de Gondwana se encuentran en anexo 3.

4.9. Distribución fitogeográfica

Para el Carbonífero inferior, la investigación de Rowley et al. (1985) sugiere la presencia de cinco unidades fitogeográficas: una Aiberiana, una unidad del Norte e latitud media encontrada en Spitzbergen, Groenlandia, y los Urales; una Acadiana encontrada en Canadá occidental, Wales y Gran Bretaña; una unidad al Sur del Ecuador en el sur de China y Morocco, y una unidad de Gondwana en Ghana y Kashmir. Estas unidades estuvieron en el climax de su distribución por el Carbonífero medio, el cual contenía sólo tres unidades: una Siberiana, una unidad de latitud baja incluyendo Kazakhstan, Spitzbergen, los Estados Unidos, y Europa; y la unidad Gondwana.

Este decremento en la diferenciación biogeográfica entre el Carbonífero inferior y medio probablemente resultó de la progresiva colisión entre Gondwana y Lausaria, Laurasia y Kazakhstania, y Siberia y Kazakhstania, que condujo a la formación de Pangea (Rowley et al., 1985). La colisión entre Gondwana y Laurasia resultó en una deflexión hacia el norte del agua ecuatorial, resultando en una mejora del clima. Esto, junto con la erosión de las barreras montañosas que rodean el terrane Acadiano, puede haber sido las causas para el decremento de 3 a 1 unidad fitogeográfica (Briggs, 1985).

Esencialmente, las tres unidades fitogeográficas, las cuales han sido aparentes para el Carbonífero medio, fueron continuas en el Pérmico. Para este último periodo, se ha reconocido al reino Angaran como el norte templado de Siberia y Kazakhstania; el reino tropical Cathaysian de Gondwana ecuatorial, Laurasia y los microcontinentes del Sur de Asia; y el reino Gondwaniano del sur templado de Gondwana Central (Ziegler, 1990). Erwin (1993) reconoció 2 reinos tropicales. La mayor barrera de intercambio floras fueron 2 grandes desiertos subtropicales. El desierto del sur puede haberse extendido a

través de Gondwana y está representado por las evaporitas de Arabia y Brasil. El desierto del norte está reconocido al oeste de los Estados Unidos y al norte de Europa (Briggs, 1995).

Muchas de las colisiones que comenzaron en el carbonífero se completaron en el Pérmico. La mitad occidental de Pangea fue ensamblada y el nuevo supercontinente se movió lentamente hacia el norte (Scotese, 1992). La configuración de los bloques que conformaron la mitad oriental de Pangea es todavía problemática (Scotese & McKerrow, 1990; Briggs, 1995).

Los regímenes climáticos que muestran similitudes sobre una faja latitudinal permite la dispersión de las plantas adaptadas a este clima asumiendo que no existen otras barreras. Partiendo de este principio, los mismos taxones pueden ser encontrados de este a oeste en Gondwana. El provincialismo de microfloras sugeridos entre el oriente y occidente de Gondwana es bastante evidente (Bambach, 1990; Briggs, 1995; Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002).

Muchas de las fluctuaciones climáticas que tuvieron lugar durante el Carbonífero están reflejadas en la distribución de la biota, y por ende en el registro fosilífero de Bolivia. Los efectos fueron paralelos entre masas continentales y mares, tal y como puede observarse en la distribución de invertebrados, así como en las asociaciones de plantas. El Devónico tardío–Tournasiano temprano se caracterizó por un enfriamiento global que está documentado en depósitos glaciales en Gondwana occidental (Issacson & Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez, 1995; López-Gamundi & Buatois, 2008; Limarino et al., 2013). Durante el Tournasiano tardío – Viseano medio el clima se tornó más cálido lo que ocasionó una diversificación de fauna y flora a nivel global (Raymond et al., 1990; Issacson & Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez, 1995; Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002). El Viseano tardío – Serpukhoviano temprano está marcado por el punto de más cálido del Carbonífero, y está expresado por la elevación de la temperatura media en latitudes altas, como lo indica la expansión del género brachiopoda y plantas terrestres desde el trópico a latitudes medias y altas, (Raymond et al., 1990). Las condiciones climáticas mejoran durante el Carbonífero superior–Pérmico inferior y permite una mayor distribución y diversificación de especies.

Debido a los escasos de fósiles en el registro sedimentario del Carbonífero de Bolivia la principal herramienta utilizada para la estimación de la edad cronológica de cada unidad es la palinología. Sin embargo, también se tiene ambigüedad en la definición cronológica en base a palinología, debido a que en el análisis de las muestras en la mayor parte de la secuencia carbonífera se encuentra especímenes re-trabajados que pertenecen al Devónico superior (Lobo-Boneta, 1989; Varvdova et al., 1991, Issacson & Díaz-Martínez, 1994; Nava, 1999; Scheffler et al. 2003) (ver sección 5.3.2.).

CAPITULO V

5. HISTORIA GEOLÓGICA Y TECTÓNICA

Las rocas del Paleozoico de Bolivia son resultado del complejo relleno de una cuenca de trasarco de dirección noroeste-sureste que abarca la mayor parte de los Andes Centrales (Sempere, 1990). El cierre de esta cuenca junto con su plegamiento y cabalgamiento durante el ciclo orogénico Andino (Mesozoico y Cenozoico), resultaron en la construcción de la actual cordillera de los Andes Centrales (Sempere, 1995; Grader et al., 2007). La sobreimposición de los eventos de deformación compresiva y distensiva por las que estos depósitos han pasado dificulta el estudio de la historia andina del margen occidental de Gondwana (tabla 1.1). La figura 1.1 presenta la secuencia carbonífera aflorante en la que puede observarse el Subandino Centro con una mayor exposición de la secuencia carbonífera en relación al Norte y Sur.

Uno de los primeros modelos paleogeográficos para el Carbonífero es propuesto por Schlatter et al. (1965), modelo que principalmente se basa en espesores de depósitos (mapas isopacos) y distribución de litofacies (mapas de litofacies). En este modelo se puede observar la ubicación y extensión areal de la cuenca, así como los principales altos topográficos que la limitan y que son fuente principal de aporte detrítico. Este modelo fue la base principal de varios otros trabajos que le sucedieron (Salinas et al., 1978; Gohrbandt, 1992; Isaacson & Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez, 1995).

Desde la década de los 70's los primeros trabajos de evolución tectónica mencionaban 2 episodios de deformación Hercínica (Martínez et al., 1971; Brockmann et al., 1972), que indican que el primero de éstos corresponde a la interrupción del registro sedimentario con una discordancia leve hasta angular entre el Devónico superior y el "Permo-Carbonífero", fase a la cual se denominó "Eohercínica". Así también, Brockmann et al. (1972) confirma la existencia de esta fase y la repercusión que tuvo en el cambio facies y condiciones de sedimentación. La segunda fase fue denominada "Tardihercínica" cuya edad es atribuida al Pérmico medio-superior.

A pesar de haber marcado la base del conocimiento científico para la estratigrafía del Devónico y Carbonífero, estas hipótesis fueron básicamente desarrolladas con la

Teoría del Geosinclinal, debido a que la Teoría de la Tectónica de Placas aún no era totalmente aceptada y/o su implementación en la investigación se restringía a pocos investigadores.

Con el objetivo de reconstruir a escala local los elementos paleogeográficos que controlaron la sedimentación durante el Carbonífero del Subandino Centro, es necesario entender la evolución tectónica e historia geológica del área. En este capítulo se realizará un sumario completo de los estudios geológicos que se realizaron tanto a nivel regional como local.

5.1. *Marco geológico*

El cinturón orogénico de los Andes Centrales ha sido dividido tradicionalmente en provincias morfo-estructurales, cada una se diferencia por una morfología y estructura características, de esta división se destaca el Subandino de Bolivia como uno solo, caracterizado por ser una faja plegada y corrida que se limita al Oeste con la Cordillera Oriental y al Este con la Llanura Chaco-Beniana (Ahlfeld & Branisa, 1960; Rodrigo & Castaños, 1978; Martínez, 1980). Por otra parte, Sempere (1988, 1990) divide en una serie de dominios tectosedimentarios los que están limitadas por fallas de carácter regional. La zona de estudio corresponde al conjunto Subandino de Sempere (1990), el que está limitado al oeste por el Cabalgamiento Frontal Principal (CFP) y al este el límite es transicional con la llanura.

5.2. *Evolución tectónica*

La evolución tectónica de los Andes Centrales tiene una historia compleja que comienza en el Proterozoico (Figura 5.2). Los estudios realizados en las últimas 2 décadas sugieren que el basamento de la mayor parte del área que actualmente ocupa los Andes Centrales formaba parte del orógeno Grenville, que era resultado de la colisión entre Laurentia y el cratón Amazónico en el Proterozoico Medio (Dalziel, 1994, en Grader et al., 2007). Hacia el Neoproterozoico–Cámbrico inferior, Laurentia se separa dejando un remanente cratónico pegado al Amazonas (Grader et al., 2007). A partir del Cámbrico superior se establece una cuenca intra-cratónica (aulacógeno de la Puna) con su eje que correspondía aproximadamente al eje de la Cordillera Oriental actual, las condiciones

distensivas prosiguen hasta el Ordovícico Inferior con el cierre del aulacógeno (Sempere, 1990, 1995).

Desde el Ordovícico medio–superior se establece un régimen compresivo con el cierre y deformación del aulacógeno de la Puna, al que se atribuye la subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana después de una reorganización de placas, la cuenca de retroarco pasa a una cuenca de antepaís (Sempere, 1990, 1993, 1995). Numerosas intrusiones en el sur de Perú y noroeste Argentina son evidencia de la subducción. La inestabilidad tectónica es continua durante el Silúrico y la mayor parte del Devónico, asociada con procesos transpresivos (Sempere, 1995). Para el Carbonífero los depósitos registran evidencias de resedimentación y erosión que indican una mayor inestabilidad tectónica e involucra levantamiento y plegamiento menor (Sempere, 1987, 1990, 1995; Díaz-Martínez, 1991, 1994, 1995; Isaacson & Díaz-Martínez, 1994).

5.3. Estratigrafía

Los primeros intentos de un análisis sedimentario de tipo secuencial en las formaciones del Paleozoico superior permitieron lograr apreciables precisiones en cuanto a la estratigrafía, el cual a su vez tiene importantes implicaciones en la paleogeografía. Los resultados de este tipo de trabajo son esquemas estratigráficos que pueden ser encontrados en trabajos como Suárez-Sorúco y Lobo-Boneta (1983), Suárez-Sorúco y Lopéz-Pugliesi (1983) Sempere (1990, 1995). Sempere y Oller (1989) proponen un cuadro cronoestratigráfico para el Paleozoico Superior en el que definen la litoestratigrafía (Figura 5.2) que servirá como fuente primaria de información para el estudio de la paleogeografía.

5.3.1. Litoestratigrafía

La sucesión sedimentaria para el intervalo en estudio localmente contempla la Formación Itacua, Grupo Macharetí, Grupo Mandiyuti (Díaz-Martínez, 1996), además parte de la base de la Formación Cangapi también denominada Elvira en el Subandino Centro (Oller, 1996; Díaz-Martínez, 1996; Nava, 1999) (Figuras 5.2 y 5.3). La base típica de estos grupos litológicamente vienen representadas por depósitos glacio-

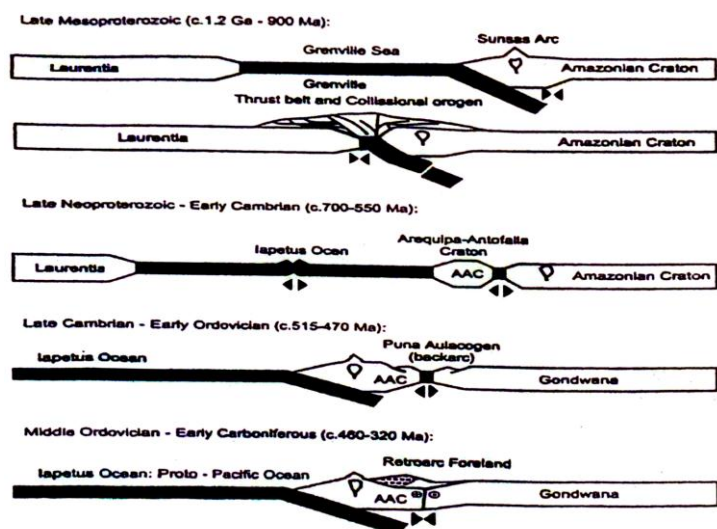


Figura 5.1—Modelo teórico de la evolución geodinámica Mesoproterozoico hasta el Carbonífero inferior de los andes centrales de Bolivia. AAC = Cratón Arequipa-Antofalla. Tomado de Grader et al. (2007). Símbolos de esfuerzo regional: Transcurrente $\circ \circ$ – Compresional $\blacktriangleright \blacktriangleleft$ – Tensional $\blacktriangleleft \blacktriangleright$.

marinos, las que intercalan con areniscas lutitas y hacia el Carbonífero tardío aparecen niveles calcáreos con características de resedimentación flujos subácueos y otros, características que son también encontradas en formaciones de regiones adyacentes y son cronológicamente correlacionables, al menos la parte basal de la secuencia (figura 5.3), seguidos de las formaciones Cangapi y Copacabana cuyos ambientes de sedimentación son eólico y de plataforma carbonatada respectivamente (García-Duarte, 1989; Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996; Nava, 1999). A continuación se hace una breve descripción de los grupos y las formaciones que las componen.

Suárez-Soruco & López-Pugliesi (1983, en Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996) proponen el nombre de "Formación Saipurú", para denominar a la unidad litológica que, en secuencias completas del Ciclo Cordillerano, se encuentra por encima de la Formación Iquiri y por debajo de la Formación Tupambi. Según contenido palinológico fue datado como Devónico Superior–Carbonífero Inferior.

5.3.1.1. Grupo Macharetí

Este grupo por definición litoestratigráfica está compuesto por 5 formaciones, de las cuales solamente 3 son descritos en trabajos realizados en el Subandino Centro, éstas son la Formación Tupambi, Formación Tarija y Formación Taiguati (Nava, 1999; Suárez-

(extracto Devónico superior–Pérmico inferior).

Ha existido bastante discrepancia en la interpretación del ambiente de sedimentación de las unidades del Carbonífero del Subandino, considerando de que se trate de depósitos fluviales y/o fluvio-glaciales, pero de manera general se ha aceptado que gran parte de su secuencia tiene origen glacio-marino (Díaz-Martínez, 1996). Esta afirmación queda respaldada por la presencia de palinomorfos marinos, ondulitas de oleaje (escasas), dropstones y depósitos turbidíticos indican que se trata de sedimentación marina (Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996).

5.3.2. Bioestratigrafía del Carbonífero

La bioestratigrafía basada en palinomorfos es la mejor herramienta para un posicionamiento bioestratigráfico de estratos de génesis glacial (como es el caso de la secuencia carbonífera), los que están generalmente fuera de alcance para cualquier otro tipo de herramienta bioestratigráfica (ejemplo: condontos o braquiópodos) (Streel, 2000). El valor bioestratigráfico de secuencias estratigráficas con influencia glacio-marina tiene como base principal a las asociaciones de palinomorfos, los cuales, a pesar de estar pobremente preservados, son bastante distinguibles y se disponen en asociaciones ampliamente diversas (Streel, 2000).

Las unidades basales del Sistema Carbonífero están mayormente determinadas en edad a partir de palinomorfos, mientras que las edades de las formaciones Taiguati y San Telmo han sido determinadas por macrofósiles.

Lobo-Bonetta (1989), presenta una zonación bioestratigráfica para los Sistemas Devónico y Carbonífero inferior (figura 5.4), datando de esta manera a la Formación Itacua como Struniana (Fameniano superior) caracterizada por *Retispora lepidophyta* en su base (Figura 5.4) y por comparación con palinozonas de regiones vecinas, se le asigna una edad Fameniano Superior (Struniano). En el mismo trabajo Lobo-Bonetta (1989) establece la edad del techo de la Formación Saipurú (Itacua) en el Viseano tardío. La Formación Tupambi, al ser predominantemente arenosa, resulta de muy difícil datación bioestratigráfica, sin embargo, según Reyes (1970, en Nava, 1999) se la considera de edad Mississippiano, de acuerdo a las zonas de *Leiozonotriletes* y *Baltisphaeridium*. En cambio, aunque sin especificar el contenido palinológico, Schlatter & Nederlof (1966) mencionan una edad Pensilaviano. Lobo (1989) postula una edad por lo menos post-Viseano para la Formación Tupambi (base del grupo Macharetí).

Por otra parte, las formaciones Itacuami, Tarija y Taiguati son consideradas de edad Westphaliana a Stephaniana, por el contenido palinológico, sin embargo la presencia de elementos retrabajados no permiten señalarles una edad precisa (Varvdo et al., 1991 y 1993). Acerca de la Formación Chorro no se tienen datos ni de fauna ni de palinomorfos, considerándose su edad como Carbonífera sin mayor precisión (Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996).

López (1984, en Nava, 1999) hizo hallazgos de macrofósiles carboníferos en estratos de la Formación Taiguati, estos probablemente pertenecen a la Zona de *Levisputula Levis*, la cual confirmaría una edad Westphaliana para esta formación. Los hallazgos de restos de fósiles en sedimentitas de la Formación San Telmo son menos numerosas; el primero corresponde a la presencia de crustáceos del género *Estherea*, de probable edad Pérmico. El último dato paleontológico acerca de la Formación San Telmo es el hallazgo de gastrópodos en Balapuca, los cuales fueron descritos por Rocha Campos et al. (1977, Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996) y asignados a la especie *Mourlonia balapucense*. También se ha reportado la presencia de restos vegetales fósiles no determinados (Rollano, 1971, en Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996).

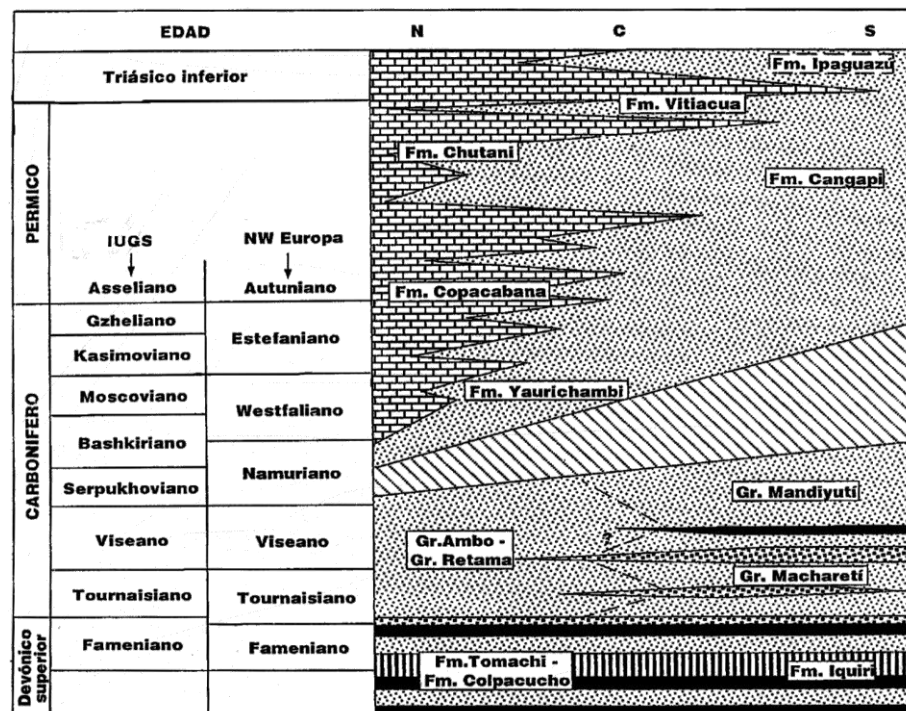


Figura 5.3 —Esquema de correlación y edades para el Paleozoico superior de Bolivia. Tomado de Díaz-Martínez (1996). N = norte, C = centro, S = sur.

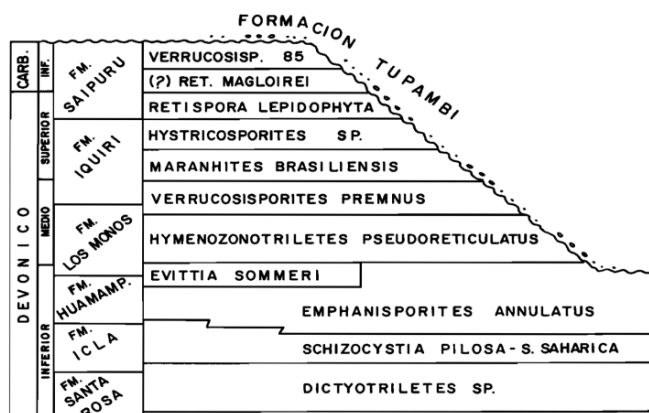


Figura 5.4—Asociaciones palinológicas para el Paleozoico medio del Subandino Sur. Tomado de Lobo-Boneta (1989).

5.4. Cronoestratigrafía

Los cuadros cronoestratigráficos para Bolivia (Sempere, 1990; Díaz-Martínez, 1991, 1996; Oller, 1996) reubican la posición de las unidades con nuevos datos bioestratigráficos (figuras 5.3 y 5.4). Estas aproximaciones son resultado de comparaciones a partir de palinozonas, sin mayor precisión.

La secuencia de rocas comprendidas en el intervalo en estudio comprende la parte final del Ciclo Cordillerano que corresponde a los pisos locales propuestos por Suárez-Soruco & Lobo-Boneta (1983), Camiriano superior e Izozogiano; así también, corresponde a la parte inferior del Periodo 3 (Supersecuencia Villamontes) de los Periodos Tectosedimentarios de Sempere (1990, 1995).

Díaz-Martínez (1996) propone una correlación de litofacies para unidades del Paleozoico superior de Bolivia, así como la equivalencia entre la nomenclatura tradicional que utiliza la tabla Cronoestratigráfica Internacional y la nomenclatura Europea, y sugiere que la posición cronoestratigráfica de las unidades con niveles de diamictitas sea restringida al Mississippiano (Carbonífero inferior), como puede observarse en la figura 5.4.

Análogamente, Oller (1996) presenta una escala cronoestratigráfica en la que correlaciona todo el registro Proterozoico y Fanerozoico que se tiene en Bolivia. En la misma se puede observar que el Carbonífero abarca ~65 Ma y que comienza con la

Formación Itacua-Saipurú hasta la parte basal de la Formación Copacabana en secuencia aparentemente continua, es decir, con ausencia de hiatos de gran magnitud.

La edad aproximada del metamorfismo de la deformación en la Cordillera Oriental Sur fue medida entre 374 y 317 millones de años (Tawackoli et al., 1996, en Suárez-Soruco, 2000), edad que coincide con los esquistos metamórficos del valle de Zongo (granito Zongo-Yani) y el granito anatéctico de Amparaes (aflorante al noreste de Cuzco y muy parecido al de Zongo-Yani) localizados al norte de la cordillera, cuyas edades son de 347 Ma y 330 ± 10 Ma, respectivamente (Sempere, 1990).

5.5. *Historia geológica*

Las principales secuencias del Carbonífero están compuestas de limolita, cuarzoarenita, lutita y argilita, en orden decreciente de abundancia (Isaacson & Sablock, 1988). En cuanto a la distribución de espesores, los mapas isopáquicos indican mayores espesores y tamaños de grano hacia el oeste, los que disminuyen progresivamente hacia el este y sur (Isaacson, 1975. Tomado de Díaz-Martínez, 1991).

El marco tectónico de depositación de las unidades pre-Fameniano ha sido problemático de definir, Sempere (1990) sugiere que estos espesos depósitos, mayormente someros (formaciones Iquiri-Los Monos/Sicasica-Colpacucho), implican una fuerte subsidencia, y que el cambio de polaridad de paleocorrientes sugieren una importante intervención de fenómenos tectónicos, considerado como el inicio de la deformación compresiva Eohercínica en Bolivia. Isaacson et al. (1994) indica que una breve interrupción en la sedimentación tiene lugar durante el límite Frasniano–Fameniano, el cual estaría relacionado a dicha deformación.

Las formaciones del Devónico Superior registran una tendencia regresiva y somerización que cambia bruscamente a depósitos resedimentados de mayor profundidad en el Fameniano Superior (Díaz-Martínez, 1995). Esta profundización produjo cambios bruscos de facies que se encuentran registrados en la base de la Formación Itacua (Saipurú) del Subandino (Sempere, 1990; Nava, 1999); la discontinuidad ubicada en la base de esta formación marca localmente superficies de erosión que señalan el contacto con la Formación Iquiri, y que pueden afectar al Devónico hasta su parte media (Sempere, 1990).

La sedimentación relacionada a la cuenca carbonífera del Subandino está principalmente relacionada a flujos sub-ácueos como deslizamientos submarinos, flujos detríticos y corrientes turbidíticas, resultado de redepositación (Isaacson et al., 2008). La tasa de sedimentación para el Mississippiano de Bolivia fue calculado por Sempere (1995), quien le asigna un valor aproximado de 35-40 m/Ma., siendo mucho menor que el dato calculado para el Devónico. Sin embargo, se cree que por la subsidencia ocurrida durante el Fameniano Superior–Tournasiano Inferior, es muy posible que la tasa de sedimentación haya sido mayor durante el Mississipiano superior.

Si bien se había reconocido la existencia de una discontinuidad sedimentaria en el Fameniano superior en los sectores del Lago Titicaca y Subandino, se interpreta que una importante deformación al suroeste tuvo lugar a finales del Ciclo Cordillerano que condujo a la formación de un orógeno. Sempere (1987, 1990, 1993) interpreta que durante este periodo se produce la colmatación de la cuenca de antepaís de la respectiva deformación hasta el Viseano.

5.6. Estratigrafía secuencial

La estratigrafía secuencial tiene sus inicios en los años 70, década en la cual el Grupo de geólogos Exxon presentó unos de los más grandes avances de la sísmica de reflexión que revolucionó la clásica estratigrafía hasta entonces manejada, a través del trabajo titulado *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level* (Vail et al., 1977). En los años siguientes, esta nueva metodología se difundió y se hizo avances tanto en trabajos en superficie como de subsuelo, a su vez, esto también causó una gran variedad de escuelas para el estudio de la estratigrafía secuencial cada una liderada por sus propios autores, entre los más destacados Van Wagoner et al. (1990), Emery & Myers (1996), Embry (2008).

Mitchum (1977) define la Estratigrafía Secuencial como “el estudio de facies genéticamente relacionadas dentro de un esquema de superficies cronoestratigráficas significativas”. La secuencia es la unidad principal, y la misma se define como una sucesión de estratos, relativamente continuos, limitados por discontinuidades o por sus conformidades correspondientes. A su vez, la secuencia está conformada por parasecuencias, las que a su turno se subdividen en juegos de estratos, estratos, juegos de láminas y láminas.

Las parasecuencias y sets de parasecuencias son los bloques fundamentales de las secuencias. Una parasecuencia es una sucesión relativamente concordante de estratos o sets de estratos genéticamente relacionados rodeados por superficies de inundación marina y sus superficies correlativas (Van Wagoner, 1985). Una superficie de inundación es una superficie que separa estratos jóvenes de otros más antiguos, a través del cual no hay un incremento abrupto en la profundidad del agua. Un set de parasecuencias es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas que forman un patrón distintivo que los rodea, en muchos casos se trata de una superficie de inundación mayor y sus superficies correlativas (Van Wagoner, 1985).

Cada uno de estos se encuentra limitado por superficies de discontinuidad que son límites físicos que separan los grupos de estratos o láminas, respecto de aquellos que sobreyacen o infrayacen. El rango de estas superficies de discontinuidad provee un marco adecuado para el análisis de facies y su posterior interpretación paleoambiental.

Un sistema deposicional es un ensamble de litofacies (Fisher & McGowan, 1967). Un cortejo sedimentario es la unión de sistemas deposicionales contemporáneos (Brown & Fisher, 1977). El término cortejo sedimentario puede ser utilizado para designar a las subdivisiones dentro de cada secuencia: cortejo sedimentario de nivel de mar bajo (Lowstand System Tract), cortejo sedimentario transgresivo (Transgressive System Tract), cortejo sedimentario de mar alto (Highstand System Tract), y cortejo sedimentario de borde de plataforma (Shelf Margin System Tract) (Figura 5.5).

5.6.1. Discontinuidades

Como fueron mencionadas en varias partes de este capítulo, las discontinuidades son muy frecuentes en la secuencia carbonífera. Regionalmente se reconocen 3 discontinuidades. La primera ubicada en la base de la Formación Itacua que marca el contacto con la Formación Iquiri en el Subandino Centro (Sempere, 1995; Nava, 1999). La siguiente discontinuidad se encuentra entre los grupos Macharetí y Mandiyutí, esta discontinuidad está marcada por una superficie que pone en contacto el tope de la Formación Taiguati y la base de la Formación Escarpment. Dicha superficie puede ser considerada un MSF (superficie de máxima inundación) y es uno de los límites mejor reconocidos en el Subandino (Nava, 1999). Esta discontinuidad puede seguirse localmente en todo el Subandino Centro.

Otra discontinuidad reconocida en el Subandino está entre la Formación Elvira-Cangapi y la Formación Copacabana (Nava, 1999). Esta discontinuidad presenta un registro local aunque su alcance es bien conocido en todo el Subandino centro.

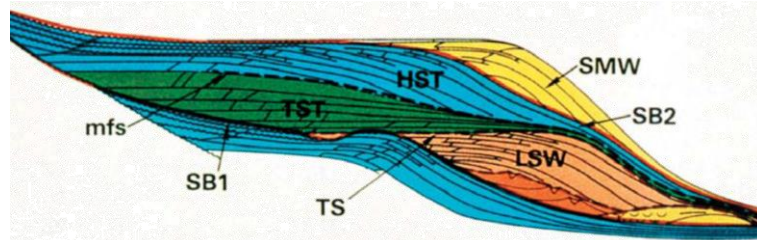


Figura 5.5—Modelo Exxon de secuencia deposicional (1988). El límite inferior es un límite de secuencia de Tipo 1 (SB1) y esto coincide con una inconformidad subaerea den la plataforma y superior y con la base de los depósitos de abanico submarino en la cuenca. El límite superior es de Tipo 2 (SB2) y coincide con una inconformidad subaerea en la plataforma y con una superficie de tiempo (ravinement) equivalente al inicio de la subida de nivel de base más allá en la cuenca. L superficie transgresiva (TS) y superficie de máxima inundación (mfs) ocurren dentro de la secuencia y permite que sea subdivido en 3 cortejos sedimentarios (LST, TST, HST). El cortejo sedimentario que sobreyace al límite de secuencia de Tipo 2 es el SMW. Tomado de Baum & Vail (1988), en Embry (2009).

CAPITULO VI

6. RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Las reconstrucciones paleogeográficas tienen 2 niveles de estudio (jerarquías). La primera, a gran escala, representa la distribución de continentes y océanos en el globo, cambios lentos como la tectónica de placas y procesos planetarios (por ejemplo, desplazamiento polar, grilla de hot-spots). La segunda representa la distribución de tierras y mares, montañas y cuencas, las escalas temporales y espaciales son más pequeñas y variadas, tectónica regional y local, cambios eustáticos, clima, etc. Las reconstrucciones paleogeográficas a gran escala (primer tipo) son necesarias para las detalladas (segundo tipo).

Los mapas paleogeográficos de Bolivia para el Carbonífero que se han desarrollado hasta la fecha tiene valor substancial para el estudio de la paleogeografía del Subandino Centro, en base a ellos se puede evidenciar las fuentes mayores de aporte detrítico, forma de la cuenca, además combinada con información de paleomagnetismo, paleoclimatología y paleobiogeografía, otorgan un marco temporal de alta resolución que permitirían correlacionar eventos a escala regional/global.

Al momento de representar la paleogeografía en mapas y modelos, se debe considerar que no son representaciones reales del pasado porque sería prácticamente imposible representarlos como si se trataran de capturas o fotografías de la geografía en un momento del pasado geológico. Por el contrario, estas representaciones parten de un concepto temporal abstracto que considera a los elementos representados en él (mapa o modelo) como aproximaciones virtuales de la geografía, que solamente pueden ser expresados en intervalos de tiempo en los que estos elementos permanecían relativamente constantes.

Como fue mencionado en un principio, el objetivo principal que tiene este trabajo es realizar una metodología para el estudio de la paleogeografía del Subandino Centro. Para tal efecto, se plantea realizar un estudio en estratigrafía de secuencias que tendrá como puntos de apoyo estudios en paleomagnetismo, geoquímica y paleontología

(desarrollado en los capítulos 2, 3 y 4 respectivamente). Pero primero se desarrollará brevemente una compilación de trabajos de paleogeografía del Carbonífero de Bolivia.

7.1. *Paleogeografía del Carbonífero*

Las más recientes reconstrucciones paleogeográficas para el Paleozoico Superior brindan una idea más clara y precisa de la cuenca, sus principales fuentes de aporte detrítico, paleoclimatología e información en general sobre su biota (Isaacson & Díaz-Martínez, 1994; Díaz-Martínez, 1995; Streel et al., 2000; Grader et al., 2007b; Caputo et al., 2008; López-Gamundi & Buatois, 2010). A partir de los modelos de evolución paleogeográfica para el Carbonífero de Bolivia, se establece 3 elementos paleogeográficos importantes a nivel regional que controlan los principales caracteres en la sedimentación de la cuenca, así como de la distribución de la fauna y flora. Díaz-Martínez (1995) describe a los principales: el macizo de Arequipa-Antofalla, el cratón de Guaporé y las Sierras Pampeanas (arco de la Puna).

7.1.1. *El macizo Arequipa-Antofalla*

Este nombre corresponde a los afloramientos del basamento proterozoico (cratón Arequipa-Antofalla) que se extienden a lo largo de la costa occidental del sur de Perú, litológicamente este macizo comprende rocas metamórficas en facies de granulitas y con edades radiométricas del orden de 1,9 Ga (Dalmayrac et al., 1997, en Díaz-Martínez, 1995). Su origen data del Proterozoico Medio como prueba que formaba parte del orógeno Grenville, y como remanente cratónico unido al Gondwana después de la separación de Laurentia.

El macizo de Arequipa habría iniciado su separación parcial de Gondwana en el Cámbrico inferior, rifting que posteriormente fue abortado cuando comenzó la subducción a lo largo del margen occidental durante el Silúrico (Díaz-Martínez, 1995; Grader et al., 2007a).

7.1.2. *El cratón de Guaporé*

Hasta 1983, todos los mapas geológicos de Bolivia representaban el Cratón de Guaporé como una zona desconocida, delimitada al oeste y sur por el borde de afloramientos proterozoicos, y al norte y este por la frontera con el Brasil. El esfuerzo

realizado por BGS-GEOBOL para su estudio permite contar con una provincia geológica bien definida, y con el detalle de información necesaria para realizar una interpretación geológica correcta del Cratón de Guaporé (Amazonas). Las sucesivas orogenias a lo largo de los márgenes de este basamento durante el Proterozoico inferior y medio resultaron en una configuración que la mantuvo durante la mayor parte del Fanerozoico casi invariable. Se diferencian 4 ciclos orogénicos: Transamazónico (2.25–1.9 Ga), Río Negro-Juruena (1.75-1.55 Ga), San Ignacio-Rodônia (1.55-1.3 Ga) y Sunsás (1.3-0.9 Ga) (Díaz-Martínez, 1995; Suárez-Soruco, 2000; Aguilera, 2001).

Existe una tendencia gradual de adelgazamiento de las unidades paleozoicas hacia el cratón, esto sugiere que la mayor parte de esta era el cratón de Guaporé constituyo un relieve topográfico que fue fuente de aporte de las espesas secuencias del Mississippiano (Sempere, 1987, 1990).

7.1.3. Sierras Pampeanas

La evolución tectónica Precámbrica–Cámbrica de las Sierras Pampeanas de Córdoba incluye el desarrollo de un margen pasivo en el margen Oeste del Cratón del Río de La Plata durante el Neoproterozoico (Díaz-Martínez, 1995; Escayola & Kreamer, 2003; Grader et al., 2007b). Subsecuentemente este margen pasivo evolucionó en una zona de subducción buzando hacia el este, dirección supuesta en base a la posición relativa de las rocas interpretadas como formadas en un prisma acrecional, un arco magmático y una cuenca de retroarco. El último evento ocurrido durante el Precámbrico habría sido la colisión entre el Cratón del Río de La Plata y el Terrane Pampia (de edad Grenville?) el cual continuó con el cierre de la cuenca oceánica marginal hacia el oeste del arco (Escayola & Kreamer, 2003). Durante el ciclo Famatiano, de edad Cámbrico superior a Devónico superior incluye una deformación principal (Oclógica) de edad Ordovícico superior–Silúrico inferior. Hacia el oeste de las Sierras Pampeanas, las rocas sedimentarias silúricas y devónicas han sido plegadas y falladas, y se encuentran en relación discordante con los depósitos carboníferos; por tanto, Díaz-Martínez (1995) propone que los diferentes episodios de deformación y magmatismo, que tuvieron lugar en las Sierras Pampeanas durante el Paleozoico inferior y medio, produjeron un marcado relieve positivo al noreste de Argentina y sur de Bolivia que actuó como área fuente para las cuencas del Paleozoico superior situadas más al norte.

7.2. Evolución Paleogeográfica

Durante el Devónico superior–Carbonífero inferior se ha reconocido 3 elementos paleogeográficos que funcionaron como áreas de aporte detrítico, el cratón Arequipa–Antofalla al oeste, el cratón de Guaporé (o Amazonas) al este y el arco de la Puna al sur (Figura 6.1). El cambio a regímenes compresivos durante el Fameniano superior–Tournasiano inferior causó el levantamiento de relieves en el sector norte de la cuenca, y como resultado la cuenca queda separada en 2 por un levantamiento de antepaís (forebulge) o bloque transpresivo, interpretado como un lapso tectónicamente activa aproximadamente que perdura hasta el Viseano inferior (Díaz-Martínez, 1995).

Este bloque transpresivo fue reconocido con anterioridad como un eje positivo al centro de la cuenca (Salinas et al., 1978). El eje longitudinal de este bloque tiene una orientación noroeste-sureste. Trabajos recientes sugieren la existencia de un alto topográfico con una orientación semejante a la propuesta por Díaz-Martínez (1995), esta hipótesis es respaldada por datos de paleocorrientes medidos en el área de Charazani en la parte occidental de Subandino Norte (Choque & Nina, 2012) y se presume que estuvo activo durante el Carbonífero y Pérmico sin dar mayor precisión (Figura 6.1).

Durante la mayor parte del Carbonífero se registran depósitos siliciclasticos asociados con diamictitas, se cree que las glaciaciones acaecidas comenzaron en el Devónico Superior, intervalos glaciales e interglaciales son registrados perfectamente en otras cuencas para Carbonífero del Sudamérica, así como su movimiento latitudinal hacia latitudes más bajas para el Pérmico. Grader et al, (2007b) sugiere que los altos topográficos formados durante el Carbonífero Inferior persistieron hasta el Pérmico.

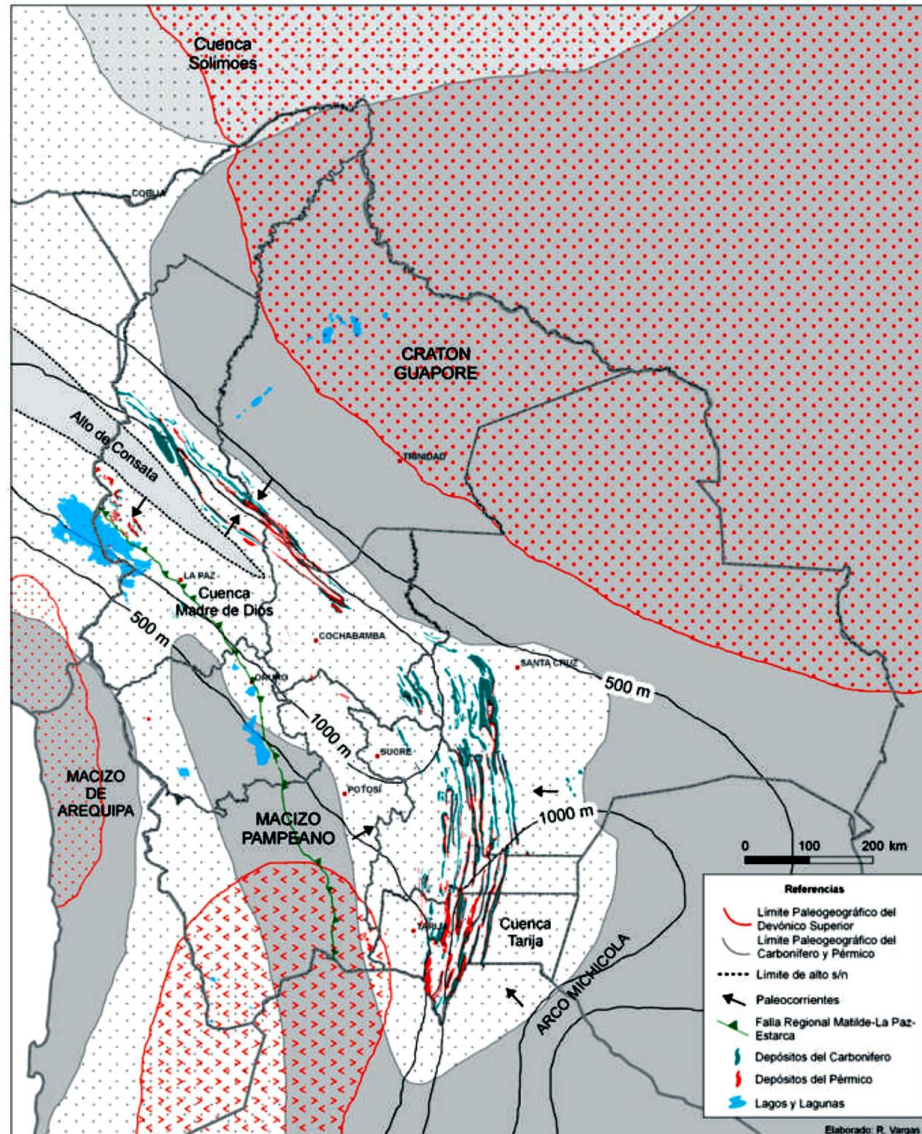


Figura 6.1—Modelo paleogeográfico del Carbonífero y Pérmico de Bolivia. Tomado de Choque & Nina (2012).

7.3. Metodología

La metodología para el trabajo de reconstrucción paleogeográfica que se propone en este trabajo se desglosa en 3 partes, cada una de ellas está desarrollada en un conjunto de pasos que toman en consideración todos los pormenores de estudios regionales/globales del Carbonífero (presentados en capítulos anteriores), y está enfocada exclusivamente al estudio de la paleogeografía del Subandino Centro. Un algoritmo de trabajo basado en esta metodología se encuentra en anexo 4. A continuación se desarrollará las 3 partes de la que consta la metodología:

7.4. Recolección de datos (R)

7.4.1. Análisis de la información existente

El análisis de la información que existe sobre el área de trabajo es importante. Como se ha desarrollado en capítulos anteriores, la información más esencial para el es-

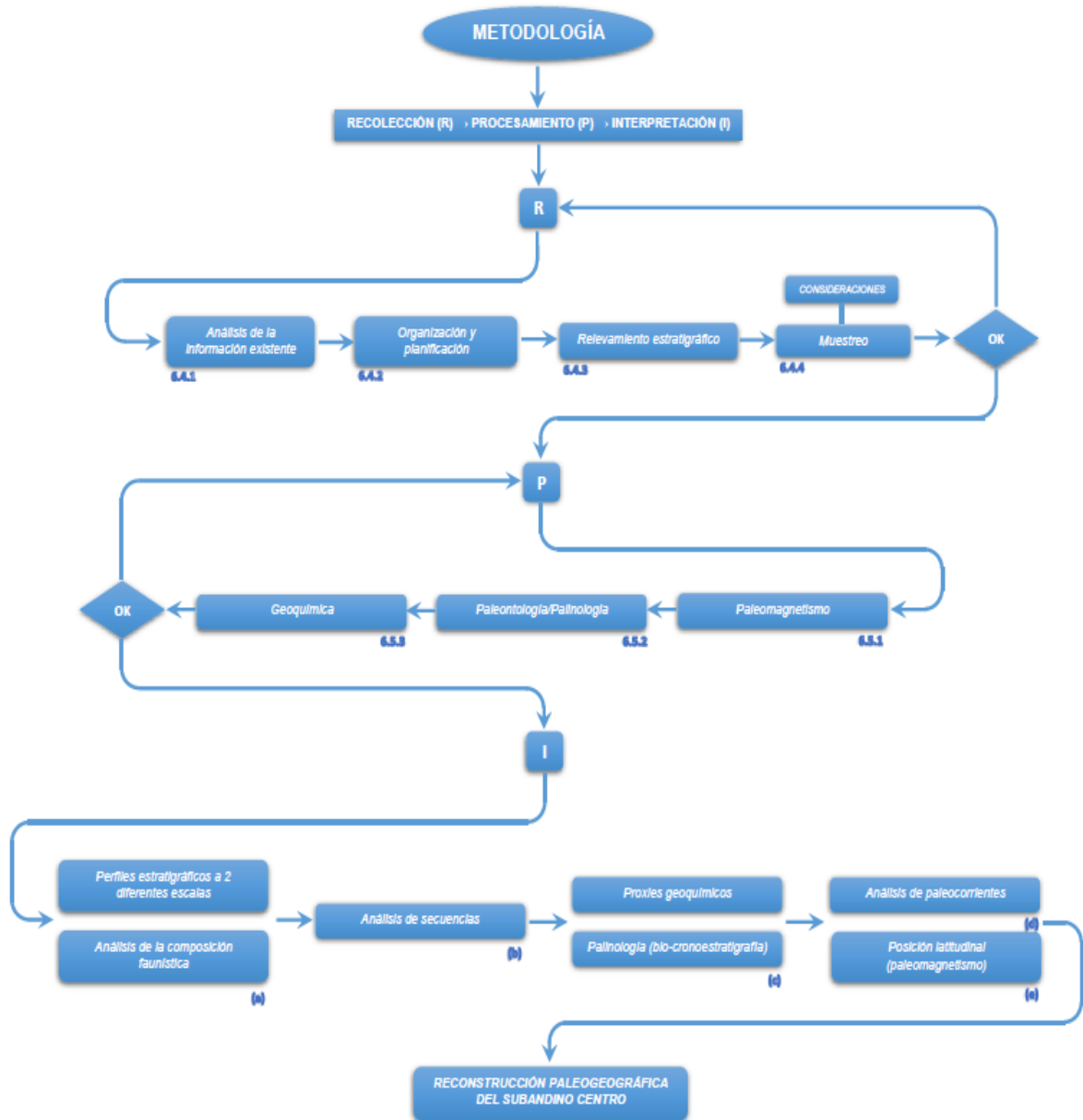


Figura 6.2—Esquema metodológico para el estudio de la paleogeografía del Subandino Centro de Bolivia. Las etapas mayores **R**, **P** e **I** se encuentran desarrolladas en el capítulo VI. El sistema de decisión “OK” marca el cumplimiento de los pasos antes del paso a la siguiente etapa.

tudio de la paleogeografía del Subandino Centro se la tiene a partir del contexto regional. Todos estudios realizados sobre el Carbonífero en Bolivia y así como en regiones adyacentes deben ser recopilados, organizados, sintetizados, de manera que se adquiera los modelos o patrones más importantes que aportarán a la investigación. Parte de la información existente hasta la fecha fue desglosada en los capítulos precedentes y servirán como introducción para el comienzo ésta la investigación.

7.4.2. Organización y planificación

La organización del equipo de trabajo es de gran importancia al momento de realizar un estudio de tal magnitud. Los integrantes del grupo necesariamente serán especialistas y/o geólogos con un buen nivel de conocimiento en sedimentología, estratigrafía, paleontología, geología estructural. En función de la cantidad de investigadores, se debe designar funciones y tareas de cada uno.

La planificación para la recolección de información en campo (relevamiento) básicamente permite que el trabajo sea más preciso con mejores resultados y sea realizado en el menor tiempo posible. La planificación incluye la pre-selección de rutas de trabajo en función de la estratigrafía, para este caso, basándonos en la bibliografía estudiada, se debe tomar rutas Este-Oeste en sentido perpendicular a la secuencia sedimentaria.

7.4.3. Relevamiento Estratigráfico

Una vez se tenga todo listo para las campañas de recolección de información en campo, la primera tarea a realizar es trazar los perfiles mediante poligonal abierta y con el empleo de cinta métrica y brújula. Marcar los contactos entre unidades estratigráficas, analizándose su naturaleza: normal concordante, normal discordante, por falla, cubierto.

El levantamiento de perfiles estratigráfico-sedimentológicos debe realizarse a escala de detalle. Para realizar trabajos de estratigrafía de alta resolución requiere de columnas a escala 1:200 y 1:500 (e. g. Howell & Aitken, 1998).

El mismo debe consistir en la determinación de facies observacionales (basadas en criterios objetivos, no interpretativos), las que se definen a partir de la litología (textura, composición, color), estructuras mecánicas y biogénicas (incluyéndose su

reconocimiento, peculiaridades, dimensiones, localización en el estrato, orientación espacial), y geometría de los litosomas.

En cada uno de los niveles reconocidos se debe efectuar la medición de espesores, así como el análisis de los pasajes verticales y laterales a otras facies sedimentarias. Además, sobre la base del contenido de trazas fósiles (tipos, contenidos relativos y asociaciones) se debe elaborar un análisis icnofacial.

No se debe olvidar que la revisión sedimentológica-estratigráfica también incluye la definición de asociaciones de facies, secuencias sedimentarias y ciclos de diverso nivel de jerarquización.

Adicionalmente, se debe tomar datos de paleocorrientes ya que. Si se tiene una sola litofacie y las medidas de paleocorrientes con similares (patrón unimodal) un pequeño número de lecturas son suficientes. Alrededor de 20 o 30 medidas de paleocorriente con suficientes para definir un vector medio. Se debe coleccionar la mayor cantidad de datos de paleocorrientes en los afloramientos, para que de esta manera el patrón del área puede ser deducido. Si las lecturas varían considerablemente dentro de un estrato, se debe coleccionar un gran número de medidas para acertar con la dirección media (más de 50).

7.4.4. Muestreo

El muestreo es una parte muy importante durante la etapa de campo. El muestro debe realizarse en intervalos verticales y horizontales apropiados que dependerán del propósito de estudio. Para el muestro se debe considerar las variaciones litológicas, tasa de depositación, proximidad a los límites. Se debe evitar la contaminación al seleccionar muestras para análisis geoquímico, de microfósiles, palinomorfos y estudios de alta resolución.

a) Paleomagnetismo. La muestra para este estudio debe ser tomada registrando su posición insitu (ver más sección 2.6). El muestreo se lo debe realizar en cada formación en estudio.

b) Geoquímica. Como se mencionó anteriormente (ver sección 3.6), los proxy geoquímicos son una de las principales herramientas para el estudio de la

paleoclimatología, ya que registra cambios menores en el clima y además permiten cuantificar las condiciones. Basado en esto, se debe realizar el muestreo para análisis isotópicos (O, C y Sr principalmente) o datación radiométrica, la muestra debe tener un peso aproximado de 200 g. Se debe tener mucho cuidado al tomar las muestras, éstas deben ser frescas y libres de meteorización. El intervalo apropiado de muestreo es de 0.5–1 m (Mitchell et al., 1998).

c) Paleontología. Se debe dedicar especial atención a la búsqueda y localización de los niveles fosilíferos (invertebrados y plantas). Una vez identificados, se los debe asignar a una facies sedimentaria y ubicar precisamente en el perfil relevado. En cada uno de estos horizontes se debe analizar la distribución y densidad de los restos, su estado de retrabajamiento y, en la medida de lo posible, la preservación (tafonomía) y relación con el sedimento, asociaciones y diversidad, a fin de ser vinculados con las interpretaciones elementales sobre el origen de las facies sedimentarias.

7.4.5. Consideraciones

Una vez que se ha comprendido la metodología básica que plantea este trabajo, se deben tomar en cuenta algunas consideraciones para complementar la meta.

7.4.5.1. Paleomagnetismo

- La litología sobre la que se procederá el muestreo son rocas sedimentarias siliciclásticas en su mayor parte, a ellas se debe tomar preferencia por las rocas de granulometría fina (areniscas muy finas, pelitas, diamictitas con matrix pelítica). Se tiene conocimiento que las formaciones Itacua, Tarija, Taiguati, San Telmo desarrollan mejor estas características litológicas (Suárez-Soruco & Díaz-Martínez, 1996; Nava 1999).
- El estilo estructural, se debe considerar que los procesos tectónicos que han afectado la secuencia sedimentaria, a nivel regional, son 2 procesos de deformación ocurridas a comienzo del Ciclo Andino I (Permo-Triásico) y durante el Ciclo Andino II (Paleógeno-Neógeno) (Suárez-Soruco, 2000), y se debe proceder a su corrección con datos de buzamiento de estratos, posición en las estructuras plegadas y otros métodos que fueron desarrollados anteriormente (ver sección 2.8). En lo posible, se debe evitar zonas en las que exista alta densidad de fallas, sobre todo de con fallas de deslizamiento de rumbo dado que la

cinemática de desplazamiento que desarrollan este tipo de fallas, involucra rotación de bloques a través de un eje vertical, y esto causaría errores de gran magnitud en los resultados de orientación de los paleo-polos.

- Zonas de meteorización; el Subandino se caracteriza por su abundante vegetación y desarrollo de suelo, procesos que generan bastante alteración en las rocas expuestas en superficie.

7.4.5.2. Paleontología

- Se ha reportado que la presencia de macrofósiles es muy escasa en las formaciones Saipurú, Tupambi y Tarija y/o no se reporta registro paleontológico (Suárez-Soruco & López-Pugliesi, 1983; Nava, 1999) por tanto su datación se restringe al análisis palinológico (ver más sección 4.7 y 5.3.2).
- Las formaciones Tiguati y San Telmo pueden ser datadas a partir de macrofósiles, ya que se han reportado la existencia de los mismos en el Subandino Sur (Ahlfeld & Branisa, 1960; Ayaviri, 1970; Di Pasquo & Azcuy, 1997).
- En cuanto a la Formación Copacabana se sabe que contiene una abundante fauna de braquiópodos y corales, pero estos son de poca precisión vertical, pero como herramienta adicional se sabe los conodontos son los datadores más precisos y esta información es crítica para datar la formación (Nava, 1999).

7.4.5.3. Geoquímica

- Debido a la diagénesis, los registros de isótopos de oxígeno desde sedimentos pelágicos litificados no pueden ser utilizados como herramientas confiables. Sólo los sedimentos pelágicos que escaparon la diagénesis por soterramiento preservan composiciones de oxígeno isotópico los que sirven para reconstrucciones de paleotemperatura (Parrish et al., 1993; Weissert et al., 2008). Mientras diagénesis incrementa la alteración la firma de oxígeno isotópico de los sedimentos marinos con la profundidad de soterramiento, la geoquímica del isótopo de C es menos influenciada por diagénesis en entornos pelágicos. Esto explica por qué las sucesiones sedimentarias pelágicas litificadas conservan muy buena información del isótopo de C para la estratigrafía (Weissert et al., 2008) (ver más sección 3.6)

- Otros datos importantes que se aplican directamente a la interpretación estratigráfica de las secuencias son: el índice químico de alteración o CIA (chemical index alteration), los ratios de Rb/K, Zr/Ti, y V/Cr (ver más sección 3.6).

7.5. Procesamiento y análisis de datos (P)

7.5.1. Paleomagnetismo

El primer paso para la determinación del paleomagnetismo una vez adquiridas las muestras es realizar la medida de la dirección remanente. Los métodos más comunes para la determinación de los datos paleomagnéticos son la desmagnetización térmica y la desmagnetización AF o de campo alterno (los métodos se encuentran explicados en 2.7). A través del análisis estadístico adecuado para los datos paleomagnéticos (como la distribución normal, distribución Fisher. Ver más 2.11), es posible determinar los polos magnéticos virtuales (Virtual Geomagnetic Pole o VGP), que se define como la posición del polo de un dipolo geocéntrico que cuenta para la dirección del campo magnético observado en una locación y en un punto del tiempo.

Tras el análisis estadístico de datos se debe proceder a realizar las correcciones con las pruebas de conglomerado, pliegue, etc (ver más sección 2.8). Finalmente, el polo paleomagnético puede ser determinado de la siguiente manera: (1) a partir de la dirección media de ChRM, el sitio medio del VGP es calculado; (2) el grupo de VGPs entonces es usado para encontrar la posición del polo medio (polo paleomagnético) a través de la estadística de Fisher, tomando cada VGP como un punto en una unidad de separado. El procedimiento para determinar la posición del polo medio es el mismo para determinar una dirección media (Ec. 2.3), excepto que la latitud VGP es sustituida por la inclinación y la longitud VGP por la declinación (Butler, 1992).

Estimaciones de la dispersión de los sitios VGPs (media) son obtenidos usando el mismo proceso aplicado a las direcciones (Ec. 2.4 y 2.5). Pero en este caso, N = número de sitios VGPs; R = vector resultante de N sitios VGP; y el límite de confianza se aplica a la posición media del polo calculado (ver más en 2.11).

7.5.2. Paleontología y palinología

El material paleontológico correspondiente a macro-invertebrados fósiles, se debe preparar siguiendo las técnicas comúnmente utilizadas (limpieza con electrovibrador y HCL para obtención de moldes internos, confección de moldes de látex, etc.). Los fósiles deben ser identificados mediante la comparación con material ilustrado en colecciones (Tucker, 2003).

En cuanto al estudio palinológico, se deben seguir las técnicas de procesamiento de los sedimentos (tamizado en húmedo, tratamiento químico), mientras que la identificación de los especímenes se la debe realizar por vía microscópica (Tucker, 2003).

7.5.3. Geoquímica

El procedimiento analítico para obtener los valores de isótopos dependerá del tipo de análisis (espectrométrica de masa, fluorescencia de rayos X, catololuminiscencia espectral entre otros) y la metodología que la acompaña (triturado, dilución parcial).

7.6. Interpretación (I)

(a) En esta etapa se debe realizar una representación gráfica de las poligonales y de los perfiles estratigráfico-sedimentológicos. Se sugiere que estos perfiles deban ser volcados a 2 escalas diferentes, una de mayor detalle, útil para la apreciación de las facies y asociaciones de facies, y otra de menor detalle destinada a establecer los atributos estratigráficos secuenciales (por ejemplo, 1:200 y 1:500) (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

Por otra parte, se debe realizar un análisis paleoecológico en base a la composición faunística de la asociación fósil presente en cada nivel y en las características auto-ecológicas (por ejemplo, morfología adaptativa, tipo de alimentación, tolerancia a las variaciones de salinidad, etc.) de los integrantes de esas asociaciones, así como las observaciones tafonómicas realizadas en el campo (Tucker, 2003).

(b) En el caso de los análisis faciales se deben revisar las facies sedimentarias reconocidas, se debe realizar su descripción, además se debe efectuar su interpretación dinámica elemental, y se debe definir su importancia dentro de la unidad estratigráfica de

pertenencia. Las icnofacies deben ser utilizadas para inferir condiciones ambientales, naturaleza de los sustratos y niveles de oxigenación (Einsele, 1992).

Con el estudio estratigráfico secuencial se deben trazar las principales superficies de delimitación, tales como discontinuidades y superficies transgresivas (se debe tomar en cuenta que gran parte de estas superficies ya fueron definidas a nivel regional. Ver más sección 5.6.1), y se deben jerarquizar las secuencias sobre la base de los espesores estratigráficos involucrados y la magnitud de los cambios faciales. El análisis de alta resolución debe incluir la definición de secuencias de alta frecuencia, así como las tendencias a constituir agrupamientos (parasequence sets) progradacionales, aggradacionales o retrogradacionales (Howell & Aitken, 1998).

(c) Los valores de proxies geoquímicos (ratios de carbón isotópico, Zr/K, Rb/k, V/Cr, CIA, además de los valores de C) deben ser graficados y comparados a escala temporal con las columnas estratigráficas (previamente interpretadas por análisis secuencial) para afinar la correlación de eventos reconocidos en zonas adyacentes (Campbells & Williams, 1965; Jones & Manning, 1994; Scheffler et al., 2003; Weissert et al., 2008) (ejemplo, anexo 5). El estudio palinológico, además del geoquímico, servirá como el parámetro temporal de interpretación, permitiendo así definir la cronoestratigrafía del área.

(d) Los datos de paleocorrientes deben ser ploteados en un diagrama de rosas para cada tipo de litofacies, dependiendo del patrón ya sea unimodal, bimodal o polimodal, se puede definir las zonas de aporte detrítico (Einsele, 1992; Tucker, 2003).

(e) Los datos paleomagnéticos permitirán afinar el recorrido polar aparente (APWP) para el carbonífero de Bolivia, permitiendo asignar la latitudinal y su dinámica a través del Carbonífero.

Una vez concluido con lo mencionado, se debe proceder a al modelado evolutivo de la paleogeografía en series de intervalos temporales que representen condiciones geográficas relativamente constates (meta-estables). Un ejemplo de evolución paleogeográfica para el Devónico del Subandino Sur en anexo 6.

7.7. Alcances y límites

Será posible obtener la evolución paleogeográfica detallada del Carbonífero del Subandino Centro. Además, esta será expresada en una serie de modelos paleogeográficos.

El estudio estratigráfico secuencial de alta resolución permitirá generar modelos paleoambientales para toda la secuencia carbonífera. Es decir, se obtendrá modelos para cada unidad (alo)estratigráfica con los elementos que representen la geografía de cada etapa.

A través del trabajo de palinología, paleontología y geoquímica se podrá correlacionar eventos menores permitiendo realizar la representación de los modelos con alta resolución temporal. En caso de que alguno de estos trabajos no fuera realizado y/o no se tenga datos suficientes para su interpretación, se hablaría de una pérdida de la resolución temporal de los modelos, es decir cada modelo abarcaría intervalos de tiempo mayores.

Los datos paleomagnéticos asignarán un norte referencial a cada modelo, así como la grilla geográfica de posicionamiento latitudinal para cada modelo. En caso de que los resultados de paleomagnetismo no tuvieran valor interpretativo, se debe recurrir a los modelos paleogeográficos globales para asignarles los parámetros de norte y latitud.

CAPITULO VII

7. CONCLUSIONES

La paleogeografía puede ser estudiada desde distintas perspectivas (paleomagnetismo, paleobiogeografía, paleoclimatología, historia geológica y tectónica), la inter-relación entre ellas contribuyen en la calidad de información, es decir, la falta de una dejaría interrogantes en el estudio. Por esta razón, este trabajo fue desarrollado en base a cada una de ellas con el objetivo de generar un armazón referencial para la confección de la metodología. Esta metodología sigue una secuencia de pasos que se encuentran orientados al estudio de la “Paleogeografía del Subandino Centro de Bolivia”. De esta manera se concluye que:

- La estructura de esta metodología contempla el clásico proceso de trabajo geológico (recolección, procesamiento e interpretación).
- La primera etapa, **recolección de datos (R)**, consiste en el análisis exhaustivo de la información existente a partir del cual se procede a organizar a y planificar las campañas para el relevamiento estratigráfico y el muestro bajo las consideraciones citadas en el texto (paleomagnético, paleontológico/palinológico y geoquímico).
- Culminada la recolección se debe realizar el **procesamiento de los datos (P)**, cuya actividad es casi exclusiva de laboratorio, ya que se procede con el análisis de las muestras para determinar la variación latitudinal (paleomagnetismo), biológica (paleontológica/palinológica) y composicional (geoquímica).
- Una vez se concluidas las etapas anteriores (previa verificación de las mismas), la etapa final, **interpretación (I)**, consiste en el análisis de la secuencia a través de los perfiles estratigráfico-sedimentológicos y la composición faunística. Se procede a afinar la información en un marco temporal (por correlación/comparación) a través de la geoquímica y la palinología. Finalmente, incorporando el análisis de paleocorinetes y la determinación latitudinal por paleomagnetismo, se llega a reconstruir la paleogeografía del Sudandino Centro de Bolivia.
-

8. REFERENCIAS

Aguilera, E., 2001. Geología y recursos naturales del departamento de Santa Cruz. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, v. 19, p. 7-26, 32-38. Cochabamba, Bolivia 2001.

Ahlfeld, F. & L. Branisa, 1960. Geología de Bolivia. IBP, pp. 1–243, La Paz, Bolivia.

Azcuy, C.L. & Suárez-Soruco, R., 1993. Nothorhacpoteris Kellaybelenensis una nueva especie del Carbonífero inferior. Revista técnica YPFB, volumen 13-14, n, 1-4, pp. 173–180.

Bachtadse, V. & Briden, J. C., 1990. Paleomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times, in: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R. (eds) Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geological Society, London, Memoir, 12, 43–48.

Bahlburg, H. & Dobrzinski, N., 2009. A review of chemical index alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate conditions. The geological records of Neoproterozoic glaciations. Geological society, London. Memoir.

Bache, F., J. Moreau, J.L. Rubino, C. Gorini, B. Van-Vliet Lanoë. 2010. The Late Paleozoic Glaciation Subsurface Record, Chaco Basin (Bolivia). Hal-00518389, Version 1 – 17. Sep 2010.

Bambach, R. K. 1990. Late Paleozoic provinciality in the marine realm. Pp. 307–323 in McKerrow, W. S. and Scotese, C. S. (eds.) *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoir 12, London.

Berner, R. & Z. Kothavala, 2001. GEOCARBIII: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. Journal of Science, vol. 301, February 2001, pp. 182–204.

Brockmann, C., A. Castaños, R. Suarez. 1972. Estudio geológico de la Cordillera Oriental de los Andes en la zona central de Bolivia: Región del Chapare. Sociedad Geológica Boliviana, Bol. N° 18, Diciembre 1972.

Butler, R.F., 1992. PALEOMAGNETISM: Applications to Paleogeography. Originally published by Blackwell Scientific Publications: p. 183–204.

Butler, R.F., 1998. PALEOMAGNETISM: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition (2004).

Campbell, F.A. & Williams G.D., 1965. Chemical composition of shale Mannville Group (Lower Cretaceous) of Central Alberta, Canada. AAPG Bulletin v. 49, p. 81-87.

Caputo, M. V. & J. C. Crowell, 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. Geological Society of America Bulletin, 96: 1020–1036.

Caputo, M.V., J.H. Gonçalves, M. Streel, J.L. Isbell. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. Geological Society of America Special Papers 2008; 441-11.

Carroll, R.C. 1988. Vertebrate Paleontology and Evolution. W. H. Freeman and Co. New York.

Choque, N. y Nina. L. M., 2012. Modelo paleogeográfico de los sistemas Carbonífero y Pérmico en Bolivia. XX Congreso Geológico Boliviano, p. 133-138, La Paz, Bolivia, 2012.

Clayton, G., 1985. Dinantian miospores and inter-continental correlation: Compte Rendu X Congreso Internacional de Stratigraphie et de Geologie Carbonifere, Madrid, Spain, v. 4, p. 9-23.

Clayton, G., Loboziak, S., Streel, M., Turnau, E. & Utting, J., 1990. Palinological events in the Mississippian (Lower Carboniferous) of Europe, Africa and Northamerica. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, v. 130, p. 79-84.

Crowley, T.J., Mengel, J.G., and Short, D.A., 1987. Gondwanaland's seasonal cycle. Nature, 329, 803-807.

Crowley, T.J., and Baum, S.K., 1991. Seasonal snowline instability in a climate model with realistic geography: Application to Carboniferous (~300 Ma) glaciation. Geophys. Res. Lett., 18, 1719-1722.

Crowley, T.J., and Baum, S.K., 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. Geology, 20, 507-510.

Crowley, T.J., and Baum, S.K., 1994. General circulation model study of Late Carboniferous interglacial climates. Palaeoclimates, 1, 3-21.

Davies, S.J. & T. Elliot, 1998. Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. Howell, J.A. & J.F. Aitken (eds). High resolution sequence stratigraphy: innovations, applications and future prospects. Geological Society Special Publication No. 104, pp. 25-35.

Díaz-Martínez, E., 1991. Litoestratigrafía del Carbonífero del Altiplano de Bolivia. Revista Técnica e YPFB, 12 (2), 295-302.

Díaz-Martínez, E. 1994. La Formación Cumaná del Altiplano de Bolivia: un modelo de sedimentación glacio-marina del Devónico superior. Rev. Técn. Ypfb, 15(3-4): 357-372. Diciembre 1994.

Díaz-Martínez, E., 1995. Devónico superior y Carbonífero del Altiplano de Bolivia: estratigrafía, sedimentología y evolución paleogeográfica. ORSTOM Boliva, informe n° 46, 164 p.

Díaz Martínez, E. 1996. Síntesis estratigráfica y geodinámica del Carbonífero de Bolivia. Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia. Tarija, Bolivia: 355-367.

Díaz-Martínez, E., R. Limachi, V. H. Goitia, D. Sarmiento, O. Arispe & R. Montecinos, 1996. Relación entre tectónica y sedimentación en la Cuenca de antepaís del Paleozoico medio de los Andes Centrales de Bolivia (14 a 22°S). Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia, Tarija: 97-102.

Di Pasquo, M., C. R. Amenábar, C. L. Azcuy & H. H. Camacho. 2007. Paleontología. En H. Camacho, Los invetebrados fósiles. Buenos Aires: Fundación de historia natural Felix Azara: Universidad Maimódines, 2007, pp. 1–23.

Dunlop, D., 1995. Magnetism in rocks. Journal of Geophysical Research, vol. 100, No. B2, p. 2161–2174, febrero 10, 1995.

Einsele, G., 1992. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sedimentary Budget. Springer-Verlag Germany, 632 p.

Erwin, Douglas H. 1993. Invertebrate Paleontology, *GeoTimes*, 38(2):25-25

Escayola, M. P. y P. E. Kremer, 2003. Significado geotectónico de las suturas de Sierras Pampeanas orientales en la faja orogénica Córdoba: posible correlación con orógenos brasileños. Revista Brasileira de Geociências, No. 33: 69-76, marzo 2003.

García-Duarte, R., 1989. Estratigrafía de detalle del Paleozoico superior: Formación Copacabana y Mesozoico inicial: Formaciones Sayari y Ravelo del área oeste de Cochabamba. Tesis de grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 89 p.

Grader, G., E. Díaz-Martínez, V. Davydov, L. Montañes, P. Isaacson, 2007a. Late Paleozoic stratigraphic framework in Bolivia: Constraints from the warm Cuyo megasequence, E. Díaz-Martínez E I. Rábano (Eds.), 4th European meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, N° 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007, Pág.181-188.

Grader, G., E. Díaz-Martínez, P. Isaacson. & O. Arispe-Pérez, 2007b. Field trip to the Carboniferous and Permian of a western Gondwana active margin, Lake Titicaca, Bolivia. Pre-Congress Fieldtrip Bft 27, 31st International Geological Congress, Brazil, 31 pp.

Grimaldi, D. A., 1992. Vicariance biogeography, geographic extinctions, and the North American Oligocene Tsetse flies. In Extinction and Phylogeny. Ed. M. J. Novacek, Q. D. Wheeler, pp. 184–204.

Gohrbandt, K. H. A., 1992. Paleozoic paleogeography and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: Their importance to hydrocarbon accumulation. Journal of South American Earth Sciences, vol. 6, n° 4, pp. 267-287, 1992.

Gornitz, V., 2009. Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments: Paleoclimate modelling, pre-Quaternary. Gornitz V. (Ed.), 2009 XXVIII, 1049 p.

Hargraves, R.B., E.M. Dawson & F.B. Houten, 1986. Paleomagnetism and age of mid-Paleozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. *Geophysics Journal Int.* (1987), 90 (3): p. 705–729.

Hasiotis, S. T., 1999. The origin and evolution of crayfish based in crayfish body and trace fossils. *Freshw. Crayfish*, 12, pp. 49–70.

Howell, J.A. & J.F. Aitken, 1998. High-resolution sequence stratigraphy: innovations, applications and future prospects. *Geological Society Special Publication No. 104*, pp. 1–9.

Humphries, C. J. & L. Parenti, 1986. *Cladistic biogeography*. Oxford Mon. Biogeography, 2, pp. 1–98.

Hyde, W.T., Crowley, T.J., Tarasov, L., and Peltier, W.R., 1999. The Pangean ice age: Studies with a coupled climate-ice sheet model. *Clim. Dyn.*, 15, 619–629.

Iannuzzi, R. & Pfefferkorn, H.W., 2002. A Pre-Glacial, Warm-Temperature Floral Belt in Gondwana (Late Viséan, Early Carboniferous). *SEMP*. Published in *PALAIOS*, v. 17, n. 16, pp. 571–590.

Isaacson, P. E., 2007. Mid-Paleozoic biogeography of the Central Andes: endemic faunas, immigrants, and paleogeography. E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. *Cuadernos del Museo Geominero*, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 213-218, 2007.

Isaacson, P. E. & Diaz Martinez, E. 1994. Evolución Paleogeográfica del Paleozoico medio y superior de los Andes Centrales (14°– 18°) en Bolivia: evidencia del desplazamiento latitudinal de una cuenca de antepaís. *Rev. Técn. YPFB*. 15(3-4): 265-282. Diciembre 1994.

Isaacson, P.E., E. Díaz-Martínez, G.W. Grader, J. Kalvoda, O. Babek, F.X. Devuyst, 2008. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268 (2008): 126–142.

Isbell, J., D. Cole & O. Catuneanu, 2008. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. *in* Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., eds., *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper 441*, p. 71–82, doi: 10.1130/2008.2441(05).

Jones, B. & Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for interpretation for paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, v. 111, p 111-129.

Kodama, K. & Hinnov L., 2015. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Wiley Blackwell, UK.

Keighley, D., 2013. Outcrop Chemostratigraphic Correlation of the Upper Green River Formation in the Uinta Basin, Utha—Mahogany oil shale zone to the Uinta Formation. Miscellaneous Publication 13-1, a division of Utha Department of Natural Resources.

Labandeira, C.C. and Sepkoski, J.J. 1993. Insect diversity in the fossil record, *Science*, 261:310-315

Lieberman, B. S., 2000. *Paleobiogeography*. New York: Plenum/ Kluwer Academic.

Lieberman, B. S., 2003. *Paleobiogeography: the relevance of fossils to Biogeography*. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, (34): pp. 51–69.

Lieberman, B. S. & N. Eldredge, 1996. Trilobite biogeography in the Middle Devonian: geological processes and analytical methods. *Paleobiology* (22), pp. 66–79.

Limarino, C. O., S. N. Césari, L. A. Spalletti, A. C. Taboada, J. L. Isbell, S. Geuna, E. L. Gulbranson, in Press. *Gondwana Reasearch* xxx (2013) xxx-xxx.

Lobo, J, 1989. Límite Devónico-Carbonífero en el Subandino Sur de Bolivia. *Rev. Técn. Ypfb*, 10 (3-4): 213-217, Diciembre 1989.

López-Gamundi, O. R. y L. A. Buatois, 2010. Introduction: Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. *Geological Society of America Special Papers* 2010; 468; v-viii.

López-Velásquez, S. & J.L. Argandoña, 2007. Nuevos registros paleontológicos y estratigráficos paleozoicos del noroeste del Lago Titicaca (Bolivia). E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007, Pág. 261-265.

Martínez, C., R. Suarez, T. Subieta. 1971. La Cadena Hercínica en la parte septentrional de la Cordillera Oriental De Los Andes Bolivianos. *Geobol, Boletín* N° 15: 26-35, Agosto 1971.

Martínez, C., 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie: Travaux et Documents de l'Orstom, Paris, v. 119, 352 p.

McElhinny, M.W., B. Embleton, L. Daly & J. Pozzi, 1976. Paleomagnetic evidence for the location of Madagascar in Gondwanaland. *Geology*, august, 1976, v. 4, p. 455–457.

McElhinny, M.W. & Lock, J., 1997. *Global Paleomagnetic Database supplement number 2*. *Surv. Geophys.*

McElhinny, M.W. & P.L. McFadden, 2000. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*, Academic Press, 2000.

McElhinny, M., 2004. Geocentric Axial Dipole Hypothesis: A Least Squares Perspective. Timescales of the Paleomagnetic Field; Geophysical Monograph Series 145; Copyright 2004 by the American Geophysical Union; 12 p.

Miall, A. D., 2010. The geology of stratigraphic sequences, second edition. Springer-Verlag, Berlin, 522 pp.

Milner, A. R., 1990. The radiations of temnospondyl amphibians. In: P. D. Taylor and G. P. Larwood (eds.) Major Evolutionary Radiations 52: 321-349. Oxford: Clarendon Press.

Mitchell, S.F., C.R.C. Paul & A.S. Gale, 1998. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. Howell, J.A. & J.F. Aitken (eds). High-resolution sequence stratigraphy: innovations, applications and future prospects. Geological Society Special Publication No. 104, pp. 11–24.

Molotovskii, E.A., M.A. Pevzner & D.M. Pechersky, 1976. Magnetostratigraphic Timescale of the Phanerozoic and the Geomagnetic Reversal Pattern. Geomagnetism Issled, No. 17, p. 45–51.

Nava, J. A., 1999. Estratigrafía y análisis paleoambiental de los sistemas Carbonífero y Pérmico en el sector occidental del Subandino Centro de Bolivia. Tesis de grado, La Paz, Bolivia, 136 p.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell, John & sons Ltd, Second Edition, 432 p.

Newton, C. R. 1990. Paleobiogeography. En D. E. G. Briggs y P. R. Crowther, Paleobiology. Blackwell Scientific Publication. Londres, pp. 452–490.

Oller, J., 1996. Cuadro Cronoestratigráfico de Bolivia.

Parrish, J., T.M. Demko & G.S. Tank, 1993. Sedimentary paleoclimatic indicators: what they are and what they tell us. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A (1993); 344, pp. 21-25.

Poulsen, C. J., 2009. Paleoclimate modeling, Pre-Quaternary. Encyclopedia of Earth Sciences Series 2009, pp 700–709.

Preusse, M., Non specified. The strontium anomaly in the Late Paleozoic. Germany.

Raymond, A., Kelley, P.H. & Lutken, C.B., 1990. Dead by Degrees: Articulate brachiopods, paleoclimate and the Mid-carboniferous extinction event. PALAIOS, v. 5, p. 111–123.

Rivera-Olmos, S., C. Gómez-Espinosa, C. Vargas-Izquierdo, A. Tapia-Zabala & F. Guadamarra-Cruz, 2011. Cambio Climático Global a través del tiempo geológico. Investigación universitaria multidisciplinaria, año 10, N. 10, diciembre 2011.

Rodrigo, L. A. & A. Castaños, 1978. Sinopsis estratigráfica de Bolivia, I Parte, Paleozoico, Academia Nacional de las Ciencias de Bolivia, 146 p.

Ronquist., F., 1997. Dispersal-vicariance analysis: a new approach to the quantification of historical biogeography. *Syst. Biol.* 46, pp. 195–203.

Rowley, D.B., A. Raymond, J.T. Parrish, A.L. Lottes, C.R. Scotese, and A.M. Ziegler, 1985. Carboniferous paleogeographic, phytogeographic, and paleoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, v. 5, p. 7-42.

Salinas, C., J. Oblitas y C. Vargas, 1978. Exploración del sistema Carbonífero en la cuenca oriental de Bolivia. *Revista Técnica de YPFB*, vol 7, n° 1-3, p. 5-50, diciembre 1987.

Schlatter, L. E. y M. H. Nederlof, 1965. Bosquejo de la geología y Paleogeografía de Bolivia. Servicio Geológico de Bolivia, Boletín vol. 8, 49 p.

Scotese, C.R. & S.F. Barret, 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Paleozoic: evidence from lithological indicators of climate. *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoir No. 12, pp. 75–85.

Scotese C.R., A.J. Boucot & W.S. McKerrow, 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. Elsevier Science Ltd., *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 28, No. 1, pp. 99–114.

Scotese, C. R., 2013. PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS, volume 4, Late Paleozoic, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Scheffler, K., S. Hoernes & L. Schwark, 2003. Global hanges during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. *Geological Society of America, Geology*; July 2003; v. 31; no. 7; pp. 605-608.

Sempere, T., 1987. Caracteres geodinámicos generales del Paleozoico superior de Bolivia. 4th Annual Meeting, IGCP No. 211 “Late Paleozoic of South America”, Santa Cruz: 9-19.

Sempere, T., 1989. Paleozoic evolution of the Central Andes (10-26° S): 28th International Geological Congress, Extended Abstracts, Washington, D.C., v. 3, p. 73.

Sempere, T., 1990. Cuadros Estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *Rev. Técn. YPFB*, 11(2-3): 215-227, La Paz.

Sempere, T., 1993. Paleozoic to Jurassic evolution of Bolivia. Second Isag, Oxford (UK), Pág. 547- 550.

Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 207-230.

Sempere, T., G. Herail, P. Baby, and J. Oller, 1989. Geological structure and tectonic history of Bolivian Orocline: 28th International Geological Congress, Extended Abstracts, Washington, D.C., v. 3, p. 73.

Sereno, P. C., 1999. The evolution of dinosaurs. *Science*, 284: (21), pp. 37–47.

Smith, A.G., 1997. Estimates of the Earth's spin (geographic) axis relative to Gondwana from glacial sediments and paleomagnetism. *Earth-Science Reviews* 42 (1997), pp. 161–179.

Spalletti, L. A., C. O. Limarino y S. Geuna, 2010. The Late Paleozoic of Western Gondwana: new insights from South American records. *Geologica Acta*, Vol. 8, Nº 4, December 2010, 341-347.

Streel, M. M. V. Caputo, S. Loboziak y J. Henrique, Late Frasnian–Famenian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews* 52, pp. 121-173.

Suárez-Soruco, R., 1989. El Ciclo Cordillerano (Silúrico-Carbonífero Inferior) en Bolivia y su relación con países limítrofes. *Rev. Técn. Ypfb*, 10 (3-4): 233-243, Diciembre 1989.

Suarez-Soruco, R., 2000. Compendio de geología de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, v. 18, Nº 1-2, p. 77-100. Cochabamba, Bolivia 2000.

Suárez-Soruco, R., 2002. La Geosutura boliviana. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, v. 20, Nº 1, p. 87-91, Santa Cruz, Bolivia 2002.

Suárez-Soruco, R. & J. M. López-Pugliesi, 1983. Formación Saipurú, nuevo nombre referencial para representar a los sedimentos superiores del Ciclo Cordillerano (Devónico superior–Carbonífero inferior): *Revista Técnica de YPFB*, v9, p. 209-213.

Suárez-Soruco R. y J. Lobo, 1983. La fase compresiva eohercínica en el sector oriental de la cuenca cordillerana de Bolivia. *Revista Técnica de YPFB*, vol. 9, p. 189-202.

Suárez-Soruco, R., Díaz, E., 1996. Léxico estratigráfico de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, v. 17, Nº 1-2, p. 186-188, 170-172, 60-61. Cochabamba, Bolivia 1996.

Tauxe, L., 2005. Inclination Flattening and the Geocentric Axial Dipole Hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 233 (2005): p. 247–261.

Tomezzoli, R.N. & Japas, M.S., 2006. Resultados preliminares en las sedimentitas neo-paleozoicas de la Formación El Imperial, bloque de San Rafael, Mendoza. *Revista de la asociación Geológica Argentina*, v. 16, n. 3. Versión on-line.

Torsvik, T.H. & R. Watson, 2008. GPlates Tutorial: Paleomagnetism. *Earth Byte*, linking observations to kinematic and dynamic models.

Torsvik, T.H., R. Van der Voo, U. Preeden, C.M. Niocaill, B. Steinberger, P.V. Doubrovine, D.J.J. van Hinsbergen, M. Domeier, C. Gaina, E. Tohver, J.G. Meert, P.J.A. McCausland & L.R.M. Cocks, 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth Science Reviews* 114 (2012), pp. 325-368.

Torsvik, T.H. & L.R. Cocks, 2013. Gondwana from top to base in space and time. *International Association for Gondwana Research. Gondwana Research* 24 (2013) 999–130.

Tucker, M.E., 2003. *Sedimentary rocks in the fields*. Jhon Wiley & Sons Ltd, third edition, 250 p.

Van der Voo, R., 2004. Paleomagnetism, Oroclines, and Growth of the Continental Crust. *GSA Today*; v. 14; no. 12; p. 4–9.

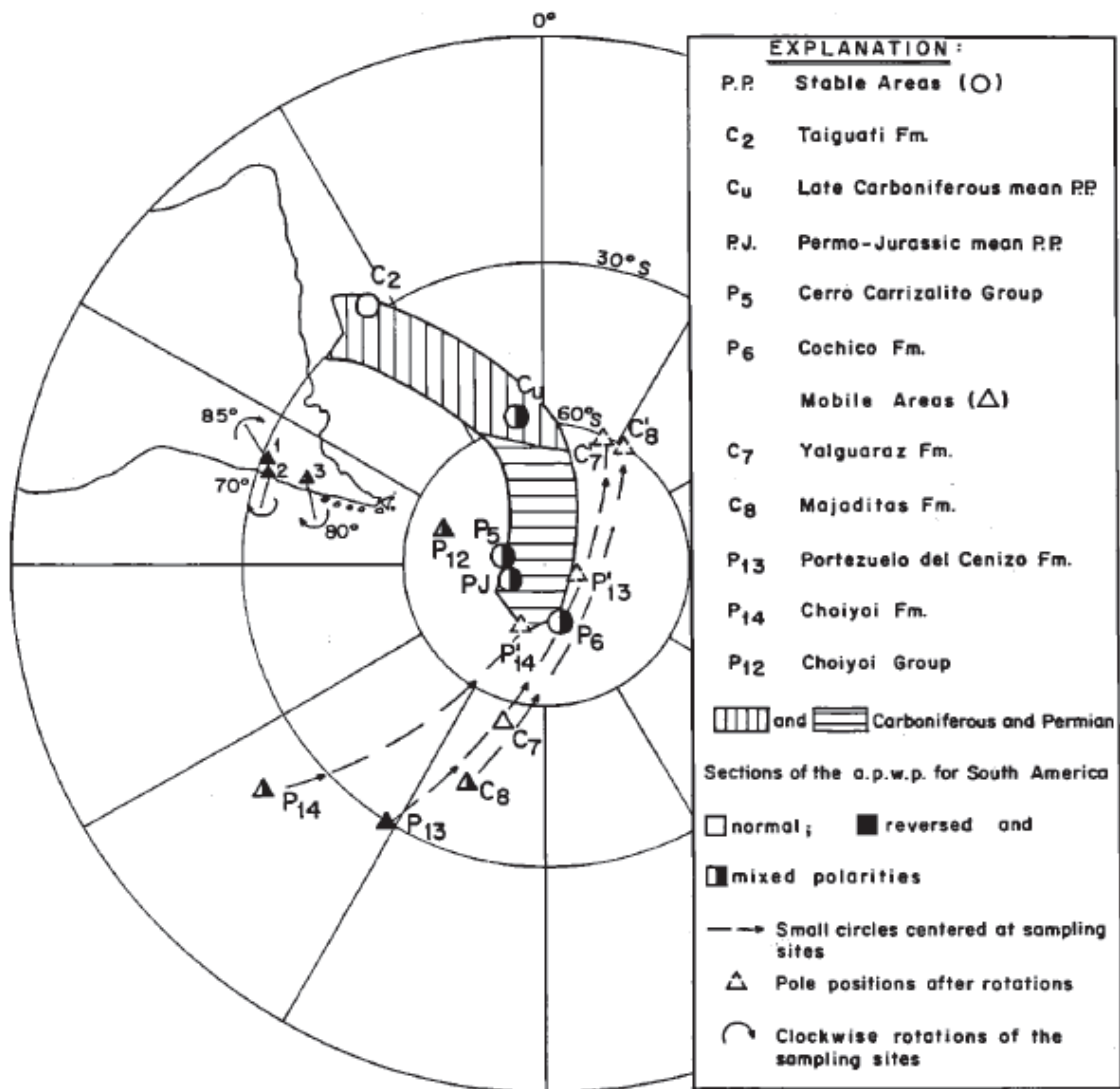
Vavrdova, M., P. E. Isaacson, E. Diaz-Martinez, J. Bek, 1991. Palinología del límite Devónico-Carbonífero en torno al Lago Titicaca, Bolivia: resultados preliminares. *Rev. Técn. Ypfb*, 12 (2): 303-313, Junio 1991.

Veers, J.J. & Powell, C.M., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euroamerica. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 98: 475–487.

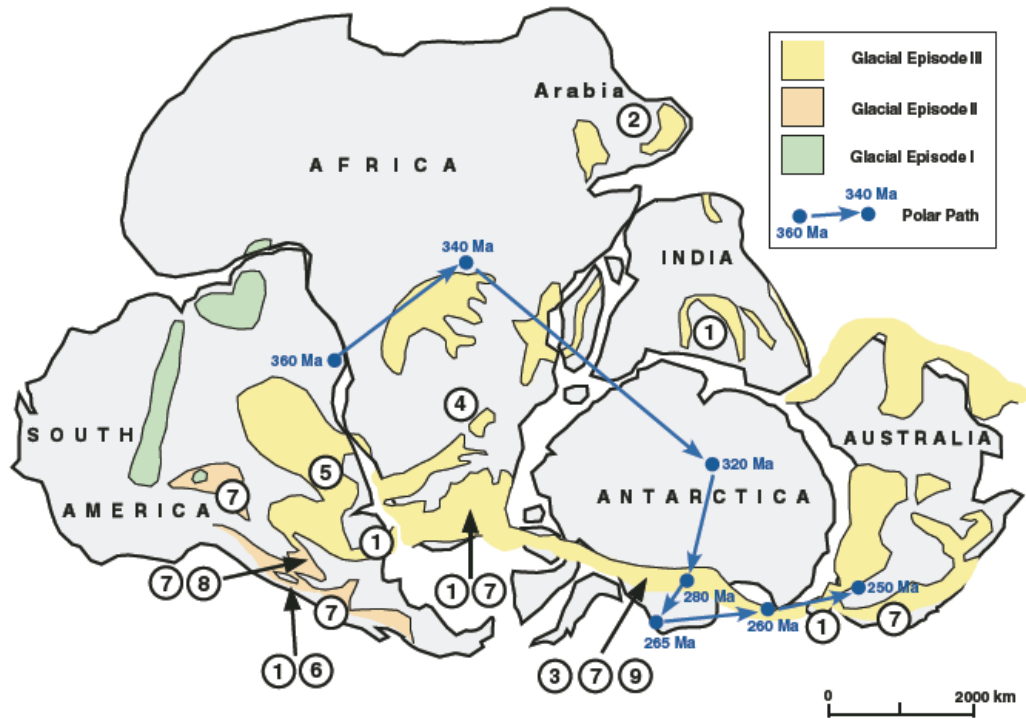
Weissert, H., M. Joachimski & M. Sarnthein, 2008. Chemostratigraphy. *Newsl. Stratigr.* (42) 3, p. 145–179.

ANEXOS

Anexo 1—El recorrido aparente polar para el Carbonífero de Sudamérica austral. Rotación cortical de bloques: C7, C8, P13, y P14 no coinciden con la sección principal del APWP para Sudamérica. Después de una serie de rotaciones efectuadas en los datos, esta es la restauración que mejor se ajusta a los datos. Tomado de Rapalini et al (1989).



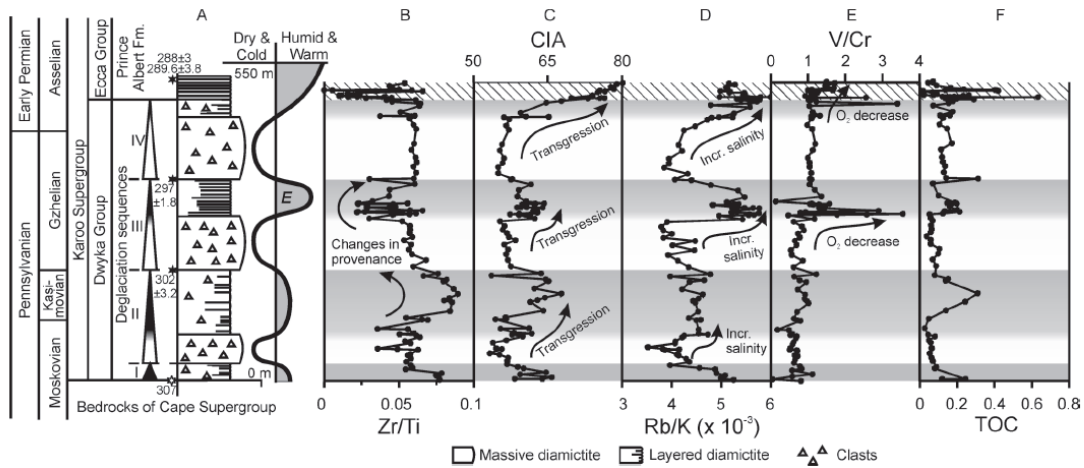
Anexo 2—Supercontinente Gondawana durante el Paleozoico superior. Las cuencas con evidencia glacial en su record estratigráfico se encuentran coloreadas de acuerdo a los eventos mayores. El recorrido aparente polar (APWP) y sus edades también se encuentran representados sobre el mapa. Los números indican descripciones que se encuentran desarrolladas por el autor. Tomado de López-Gamundí & Bautois (2010).



Anexo 3—Tabla resumen de ocurrencia de generos y especies comunes de palinomorfos del Carbonífero de Gondwana. SA = Sudamérica, AF = norte y centro de África, ID = Supercontinente de India, AU = Australia. Simbolos: X = presente a nivel específico, cf. = presente a nivel específico dudoso, * = presente a nivel genérico, — = ausente o no confirmado. Tomado de Iannuzzi & Pfefferkorn (2002).

Taxa	SA	AF	ID	AU
<i>Acanthotriletes</i> sp.	X	X	—	X
<i>Anapiculatisporites amplus</i>	X	*	—	X
<i>A. concinnus</i>	X	X	—	X
<i>A. largus</i>	X	*	—	X
<i>A. semisentus</i>	X	X	—	X
<i>Apiculiretusispora multisetata</i>	X	X	*	*
<i>Aratrisporites saharaensis</i>	X	X	—	*
<i>Aurorasporamacra</i>	X	X	—	X
<i>A. solisorta</i>	X	X	—	X
<i>Brochotriletes diversifoveatus</i>	X	X	—	X
<i>Calamospora microrrugosa</i>	X	X	—	cf.
<i>Cingulizonates biliatus</i>	X	X	—	—
<i>Corbulispora cancellata</i>	—	X	*	X
<i>Convolutispora balmei</i>	*	X	—	X
<i>C. harlandii</i>	*	X	—	X
<i>C. stigmoidea</i>	X	X	—	X
<i>C. vermiformis</i>	*	X	—	X
<i>Cordylosporites magnidictyus</i> (= " <i>R. magnidictyus</i> ")	X	X	—	X
<i>C. marciae</i>	*	X	—	X
<i>Crassispora</i> spp.	X	—	X	X
<i>Cristatisporites</i> spp.	X	X	X	X
<i>Densosporites claytonii</i> (= <i>D. variomarginatus</i>)	X	X	*	*
<i>Diatomozonotriletes fragilis</i>	X	X	—	*
<i>D. rarus</i>	X	X	—	*
<i>Dibolisporites distinctus</i>	—	X	*	X
<i>Endosporites micromanifestus</i>	*	X	—	X
<i>Foveosporites appositus</i>	X	X	—	X
<i>Grandispora maculosa</i>	X	X	—	X
<i>G. notensis</i>	*	X	—	X
<i>G. senticosa</i>	*	X	—	X
<i>Granulatisporites frustulensis</i>	X	*	—	X
<i>G. granulatus</i>	X	X	—	*
<i>Indotriletes dolianitii</i> Morphon.	X	X	—	X
<i>Knoxisporites literatus</i>	*	X	*	X
<i>K. cf. ruhlandi</i>	X	X	*	X
<i>Kraeuselisporites echinatus</i>	cf.	X	—	*
<i>Leiotriletes</i> spp.	X	X	X	X
<i>Lycospora</i> spp.	X	X	X	—
<i>Perotriletes tessellatus</i>	X	X	—	—
<i>Pustulatisporites gibberosus</i>	cf.	X	—	—
<i>Radiizonates arcuatus</i> (= " <i>R. genuinus</i> ")	X	X	cf.	—
<i>Raistrickia clavata</i>	X	X	*	*
<i>R. pinguis</i>	*	X	*	X
<i>Retusotriletes crassus</i>	X	X	*	*
<i>Rotaspora ergonulii</i>	X	X	—	—
<i>Rugospora minuta</i>	X	X	—	—
<i>Schopfipollenites</i> cf. <i>ellipsoides</i>	X	X	—	—
<i>Spelaotriletes arenaceus</i>	X	X	—	*
<i>S. balteatus</i>	X	X	—	*
<i>S. giganteus</i>	X	X	—	*
<i>S. owensii</i>	X	X	—	*
<i>S. pretiosus</i>	X	X	—	*
<i>S. triangulus</i> (= " <i>S. ybertii</i> ")	X	X	—	X
<i>Vallatisporites agadesensis</i>	X	X	*	—
<i>V. banffensis</i>	X	X	*	—
<i>V. ciliaris</i>	X	X	*	—
<i>V. splendens</i>	X	X	*	—
<i>V. vallatus</i>	X	X	*	—
<i>V. verrucosus</i>	X	X	*	—
<i>Velamisporites irrugatus</i>	—	X	—	X
<i>Verrucosiporites depressus</i>	X	X	—	*
<i>V. gobbetii</i>	X	X	—	*
<i>V. nitidus</i>	X	X	—	X
<i>V. quasigobbetii</i>	X	cf.	—	X
<i>Waltzispora polita</i>	X	X	—	X
<i>W. planiangularata</i>	X	X	—	*

Anexo 4—Estratigrafía y evolución de facies de la sucesión sedimentaria glacial del Grupo Dwyka de la cuenca de Karoo, África. Las franjas grises indican las fases interstadales. E—transgresión Eurydesma; estrellas negras—edades datadas en base a SHRIMP; estrellas blancas—edades tomadas de Visser (1997). A: Litología y clima simplificado. B: Zr/Ti (proxy de procedencia). C: CIA (índice químico de alteración; proxy de meteorización). D: Rb/K (proxy de salinidad). E y F: V/c y TOC (carbón orgánico total) (proxies de reducción). Tomado de Scheffler et al. (2003).



Anexo 5—Ejemplo. Evolución paleogeografica del Pragiano superior (A), Emsiano superior (B), Givetiano (C), del Subandino Sur de Bolivia. Las líneas negras marcan las secciones estratigráficas que se utilizaron para su confección. Tomado de Albariño et al. (2002)

