

## CONSIDERACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL, FACTORES DE CONTROL Y EFECTOS EN SISTEMAS FLUVIALES, COSTEROS Y DE CUENCA PROFUNDA

Hugo Alejandro Arbe<sup>1</sup>

1: Consultor independiente. hugo.arbe@yahoo.com.ar

Palabras clave: Estratigrafía secuencial, Tectónica, Clima, Depósitos fluviales, Depósitos de cuenca profunda

### ABSTRACT

Sequence stratigraphy is a geological model driven by relative changes of the sea-level that allows organizing and understanding the evolution of depositional systems. In this work, evolutionary models were carried out considering the sea level changes in continental, littoral and marine settings, related to tectonic and climate factors. It is analyzed how the changes in the thermal mantle flow control the tectonic and the dynamic topography affecting the oceanic spreading rate, the eustatic changes, the continental uplift/subsidence and the climate. The feedback between continental uplift /climate and sea-floor spreading against sea-level changes implies a delayed response.

Sequence stratigraphy model was applied in fluvial setting in response to the changes of the fluvial equilibrium profile guided by the sea-level changes. This circumstance is considered not likely to occur along the entire longitudinal profile of a fluvial system. Its evolution is considered complex, where tectonic, isostasy, subsidence, climate and the eustatic changes are the main controlling factors. The analysis refers to the impact of these factors on the fluvial setting throughout its development.

On the other hand, onset of deep water depositional systems related to canyons as results of oceanic processes was separated from fluvial influence. The main factors that control the evolution of submarine canyons are regarded as tectonic and climate origin. The fluvial sediment supply is not ruled out in the deep-water sediments related to interglacial or high discharge periods (climate control), but besides, also continental uplift (tectonic control) enhancing the relative sea level fall. Also, many of deep water turbidites are the product of littoral destructive processes developed during storms or sea level rise periods.

### INTRODUCCIÓN

El modelo de estratigrafía secuencial, tal como fue definida, establece la relación genética de paquetes sedimentarios a lo largo de los márgenes continentales, en respuesta a las distintas fases del ciclo de cambios relativos del nivel del mar (Haq *et al.* 1988). Por otro lado, no es exclusiva de los márgenes pasivos sino que es aplicable a cualquier tipo de cuenca sedimentaria.

Cuando se analiza la estratigrafía y las secuencias estratigráficas, normalmente se contemplan aquellos rasgos que nos permiten interpretar los límites sedimentarios asociados a caídas o ascensos del nivel del mar, sin evaluar los factores que caracterizan la relatividad de los cambios.

En general, en estratigrafía secuencial sólo se prioriza, eventualmente, a la subsidencia y el “*uplift*” como variables teóricas y constantes que pueden intervenir en el ascenso o descenso relativo del nivel del mar y, en definitiva, en el espacio de acomodación sedimentaria en ambientes litorales y marinos (Jervey 1988; Posamentier *et al.* 1988).

La interacción entre la tectónica, que resulta de la actividad de las dorsales centro-oceánicas, el levantamiento continental (*uplift*), la subsidencia y el clima conforman los principales factores generadores de los cambios relativos del nivel del mar. De todas maneras, se considera que los mencionados factores se encuentran relacionados y representarían el efecto del accionar de la principal variable representada por la tectónica.

Los cambios absolutos del nivel del mar son el resultado de aquellos procesos que modifican el volumen de las cuencas oceánicas (tectono-eustatismo) o los cambios climáticos que afectan la distribución de los volúmenes de agua de los océanos (ej.: glaci-eustatismo) (C.G.ST.C. Kendall y Lercher, 1988), principalmente. Posamentier *et al.* (1988) postularon que las variaciones en el nivel del mar se ajustan a una curva sinusoidal representada por períodos altos y bajos (Fig. 1).

En la Figura 2, se muestra el espacio disponible de acomodación sedimentaria en sistemas costeros y marinos asociado a los cambios en el rango de variaciones del nivel del mar (basado en Catuneanu, 2006).

Un ejemplo ilustrativo de las variaciones relativas en el nivel del mar se observa en la evolución del delta del Paraná (Fig. 3) donde el “*uplift*” continental condicionó la evolución estratigráfica de los depósitos holocenos. El ascenso del nivel del mar comenzó hace aproximadamente 18.000 años, como resultado del cambio climático que dió lugar al inicio de la deglaciación (Cavallotto, 2002).

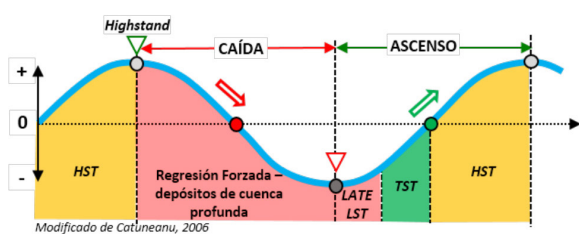


Figura 1. Variaciones del nivel del mar y “System tracts”.

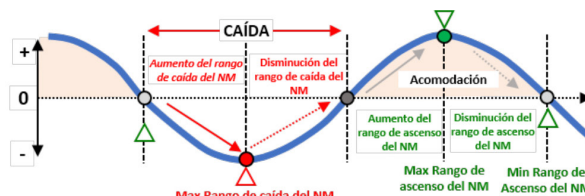


Figura 2. Variación del rango en los cambios del nivel del mar y acomodación costera.

Se estima que con posterioridad al máximo transgresivo acontecido hace aproximadamente 11.000 años, el mar descendió (Milana y Kröhling 2015; Stieffel 2019), progresivamente, desarrollando una regresión forzada representada por terrazas litorales, construida por deltas destructivos dominados por olas y mareas, y un delta actual asociado a un bajo nivel del mar (*lowstand system tracts*) (Fig. 3).

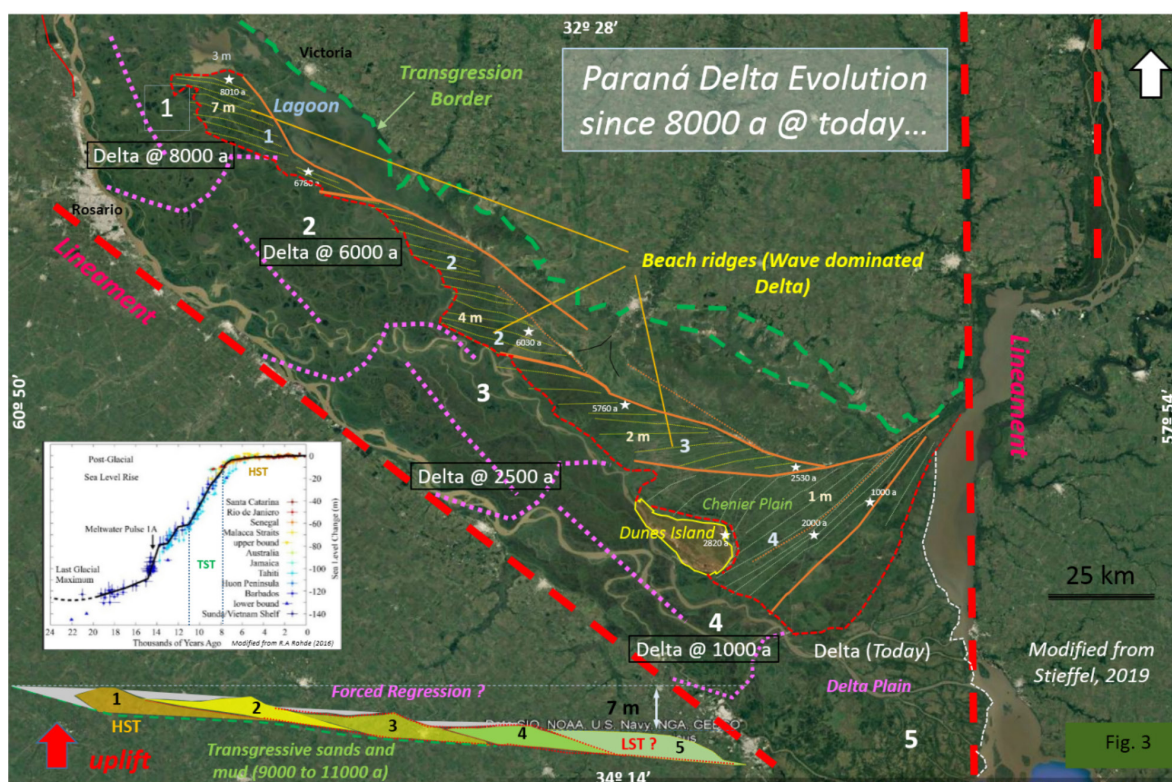


Figura 3. Evolución del delta del Paraná desde hace 8000 años hasta la actualidad.

Si observamos la curva de ascenso del nivel del mar post-glaciario (Rhode *et al.* 2016; MacBean y Huang 2017), la misma fue continua hasta nuestros días, con distinto rango. Esta característica es un claro ejemplo de cómo la respuesta estratigráfica resulta del balance entre el levantamiento y el ascenso del nivel del mar y que manifiesta la condición de relatividad. Asimismo, se interpreta que con posterioridad al máximo transgresivo sedimentario representado por la Formación Atalaya (Stieffel 2019), compuesta por limolitas orgánicas, sobrevienen las arenas fosilíferas de la Formación Playa Honda (Stieffel 2019) donde ambas unidades constituyen el Querandínense/Platense de Ameghino (1889).

Es muy factible que no haya habido desarrollo de depósitos de nivel alto de mar (*highstand*) quedando éste abortado por el levantamiento continental instalándose una regresión forzada sobre los niveles transgresivos (Fig. 4), discordantemente.

El mencionado levantamiento continental costero, en la zona del río Paraná (Codignotto *et al.* 1992), se estima que se produjo a pulsos y con posterioridad al máximo transgresivo registrado; esta circunstancia señalaría que la tectónica sobrevino en períodos de disminución del rango de ascenso del nivel del mar (circa 8.000 a) o también que la tectónica condicionó dicho rango. En definitiva, se registra una caída relativa del nivel del mar en un período teórico que le correspondería a la instalación de una regresión normal (*highstand system tracts*).

En la Figura 4 se observa la modificación tectónica (*uplift*) de la curva teórica de variación del rango de ascenso del nivel del mar (acomodación) y la instalación de una regresión forzada con posterioridad al máximo transgresivo.

El análisis de la evolución holocena del delta del Paraná permitiría confirmar la hipótesis de que muchas de las regresiones forzadas representan la respuesta a procesos de levantamiento continental más que a caídas eustáticas absolutas.

El concepto de regresión forzada fue introducido por Posamentier *et al.* (1992) para aquellas regresiones escalonadas desarrolladas durante caídas relativas del nivel mar y Catuneanu (2002) define a este tipo de regresión desarrollada en períodos de caída del nivel de base.

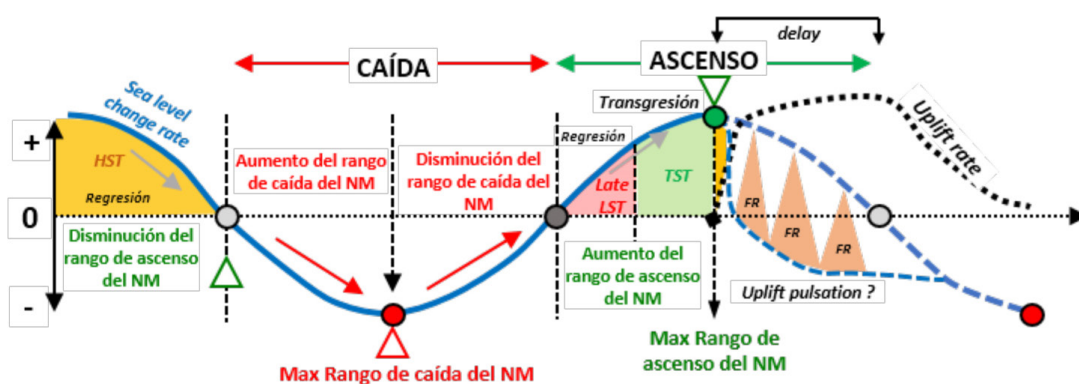


Figura 4. Variación del rango de cambios en el nivel del mar, de “*uplift*” y del espacio de acomodación costera.

En el presente trabajo, y a modo de hipótesis, se pretende vincular los factores tectónico-climáticos y la intervención del aporte sedimentario en la evolución de las secuencias estratigráficas, en ambientes continentales, marinos y profundos, independientemente del orden.

## FACTOR TECTÓNICO

La topografía dinámica (Richards y Hager 1984; Mitrovica *et al.* 1989) es el término utilizado para un modelo geodinámico donde la topografía se genera por fuerzas dinámicas producidas por el flujo del manto superior terrestre; o también, como la componente de la topografía que no está compensada isostáticamente, es decir, la parte del relieve que no puede ser explicada por variaciones laterales de grosor o densidad en la litósfera asumiendo que el manto subyacente se comporta como un fluido estático donde las fuerzas de flotabilidad (*buoyancy*), que conducen el flujo, son debidas a un modelo de heterogeneidades laterales de densidad dentro del manto (Lithgow-Bertelloni y Silver 1998). Para Davila *et al.* (2005) el origen principal de dicha flotabilidad térmica del manto sería la subducción; en ese

modelo, el “*upwelling*” continental es pasivo, mientras que el activo está generado en la interfase límite basal térmica en las zonas de subducción. Además, la subsidencia regional por flujo termodinámico del manto astenosférico es inducido por mecanismos de subducción horizontal.

Gurnis (1993) señala que las inundaciones marinas en el continente dependen fuertemente de la topografía dinámica (Mitrovica *et al.* 1989) y no por los cambios eustáticos. La topografía dinámica es sostenida por el flujo del manto y determina la historia de exposición e inundación de los continentes. La historia del “*uplift*” y la subsidencia del continente se relacionan con la iniciación y cese de la subducción (según Lithgow-Bertelloni y Gurnis 1997; Kendall *et al.* 2019).

En períodos de formación de las dorsales centro-oceánicas el flujo ascendente del manto (upwelling plume) amplifica la topografía dinámica (Hager *et al.*, 1985) con la creación de un importante vulcanismo que reduce el volumen de las cuencas oceánicas y provoca el ascenso del nivel del mar, independientemente del aporte de agua del continente.

Se estima que la velocidad de expansión de las dorsales varía en su evolución y en forma cíclica, posiblemente debido a los cambios en los mecanismos de convección del manto y a la respuesta continental generada por el esfuerzo horizontal de la corteza oceánica formada. Los márgenes pasivos a menudo exhiben levantamientos, exhumación e incluso inversiones tectónicas (Yamato *et al.* 2013). Si bien es conocida la compresión litosférica en los márgenes activos, es menos clara su accionar en los márgenes pasivos. Un *upwelling* activo en las dorsales centro-oceánicas es requerido para iniciar una tectónica compresiva en un margen pasivo (Nikolaeva *et al.* 2010).

La topografía dinámica y su evolución temporal son cruciales para descifrar las causas del levantamiento continental y la subsidencia. Por otro lado, está el concepto de topografía isostática (Watts 2001) que contrasta con la topografía dinámica, ya que la isostasia se encuentra en equilibrio con la superficie de la Tierra y puede existir en un manto estático, sin flujo.

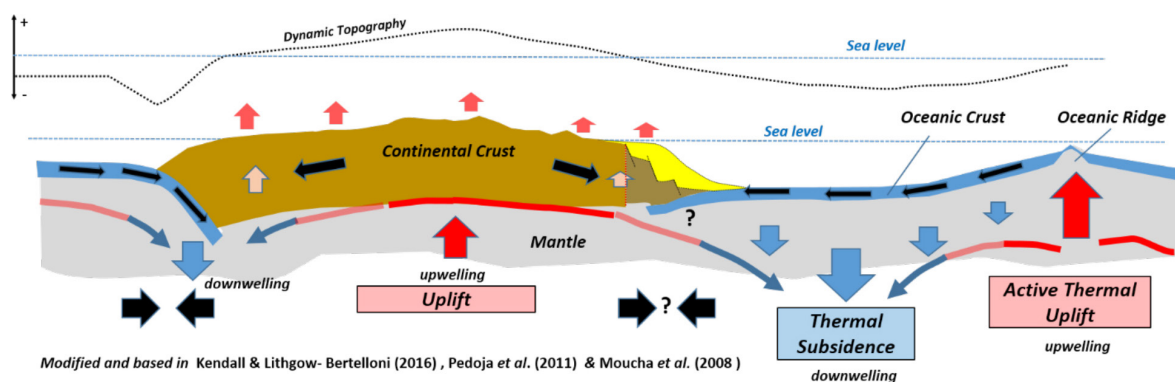


Figura 5. Esquema de la Topografía Dinámica, tectónica de placas y flujos térmicos en períodos de levantamiento continental.

De todas maneras, se establece la hipótesis de que el mecanismo que iniciaría el desarrollo de inestabilidad de la corteza por el flujo térmico sería a partir de las dorsales centro-oceánicas, y el desarrollo tanto de las zonas de subducción y del levantamiento o subsidencia continental sería la respuesta a las variaciones en la velocidad de expansión y de creación de corteza oceánica. En la Figura 5 se presenta un modelo esquemático del flujo térmico del manto y los movimientos tectónicos, en períodos de levantamiento continental (*uplift*), basado en Kendal y Lithgow-Bertelloni (2016) y Moucha *et al.* (2008).

A medida que se genera el crecimiento de corteza oceánica, se produce su subsidencia por enfriamiento (*thermal subsidence*) (Moucha *et al.* 2008; Conrad y Husson 2009); según el modelo de la topografía dinámica, durante la creación de corteza oceánica se define una zona de ascenso térmico activo del manto (*active thermal uplift*) ubicado en las dorsales centro-oceánicas y otra zona de ascenso pasivo (*passive thermal uplift*) que promueve el levantamiento de los márgenes continentales (Austermann y Forte 2019).

En márgenes pasivos dicha subsidencia térmica se desarrolla entre la cresta oceánica y el margen pasivo y cuanto más ancha sea esta zona, aumenta el enfriamiento, su espesor y su densidad (*thermal thickening*) y, si se le suma la acción de las fuerzas horizontales, producto del empuje lateral, puede eventualmente generar una zona inicial de subducción (Cloetingh *et al.*, 1989); para Conrad y Husson (2009) esa circunstancia, también produce un potencial ascenso del nivel del mar. De tal forma la estabilidad y pasividad de los márgenes continentales sería puesta en dudas.

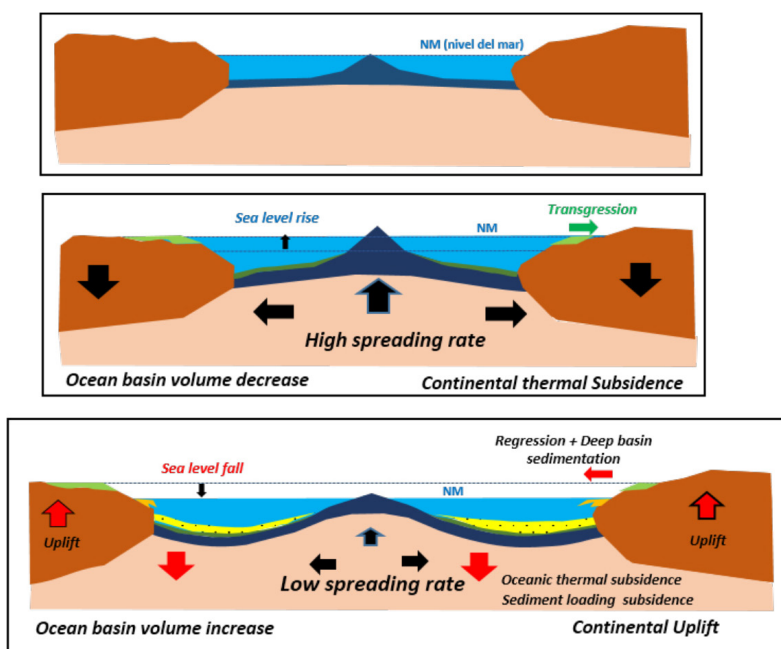


Figura 6. Bosquejo evolutivo del rango de extensión oceánica ("spreading") y los cambios en el nivel del mar.

La Figura 6 presenta un modelo evolutivo de la acción de las dorsales centro-oceánicas y las variaciones del nivel del mar (tectono-eustatismo). En la etapa de máxima expansión, el volumen oceánico existente disminuye debido al espacio ocupado por el vulcanismo y por lo tanto promueve el ascenso del nivel del mar, mientras el continente inicia su hundimiento. En períodos de mínima acción de apertura de las dorsales el continente se eleva, aporta sedimentos a la cuenca, mientras que la subsidencia térmica y el peso de la carga sedimentaria aumentan el volumen oceánico de la cuenca, sin que varíe el volumen de agua oceánica (asociada al aporte de agua del continente), generando la subsecuente caída del nivel del mar.

Si se tiene en cuenta el modelo evolutivo del período post-glaciario del Holoceno presentado para el delta del Paraná (Fig. 3) se observaba que el *uplift* fue posterior al máximo transgresivo. De tal forma, si se estima que la disminución en la velocidad de apertura de las dorsales sería consecuencia de la limitación del esfuerzo que el continente le ofrece, se podría interpretar que la respuesta al levantamiento continental posiblemente no sea inmediata. Por otra parte, es posible que exista una relación entre la iniciación del levantamiento continental y la disminución en el rango de ascenso del nivel del mar, condición que podría ser imperante en las secuencias depositacionales. Asimismo, en el ejemplo presentado, y ante la hipótesis del desarrollo de una regresión forzada que se instala posteriormente al máximo transgresivo sin el desarrollo de un período de *highstand*, resultaría del balance entre el rango de ascenso continental y el rango de ascenso del nivel del mar que limitaría el espacio de acomodación sedimentaria y la consecuente migración hacia el mar de la regresión forzada (Fig. 4).

La expansión oceánica, a partir de las dorsales, constituiría el mecanismo principal que induce la convergencia en los márgenes activos (desfasada temporalmente). La velocidad de expansión se reflejaría en el estilo de subducción y posiblemente en la inclinación de la placa oceánica subductada generando no sólo orogenia, sino también modificaciones en el flujo térmico del manto que afectaría el levantamiento continental o su subsidencia (Pedoja *et al.*, 2011).

El levantamiento de los márgenes continentales (volcánicos y no volcánicos) ha sido testimoniado en todos los continentes y en particular en África y Sudamérica (Codignotto *et al.* 1992; Leroy *et al.* 2008; Ghiraud *et al.* 2010; Pedoja *et al.* 2011; Nikolaeva *et al.* 2010).

La actividad de las dorsales-centro oceánicas, como se indicó anteriormente, actuaría con diferentes rangos de expansión (*spreading*) y serían equivalentes a las variaciones cíclicas del nivel del mar. En la Figura 7 se presenta la evolución del crecimiento de las dorsales centro-oceánicas y su respuesta a los cambios del nivel del mar, teniendo en cuenta el criterio sinusoidal.

Si consideramos que dichas variaciones presentan diferentes rangos de *uplift*, podemos estimar distintos rangos de subsidencia tanto en la corteza oceánica como en el continente. En el modelo presentado se observa el desfase temporal entre el máximo rango de expansión oceánica y el máximo rango de levantamiento continental desarrollados durante

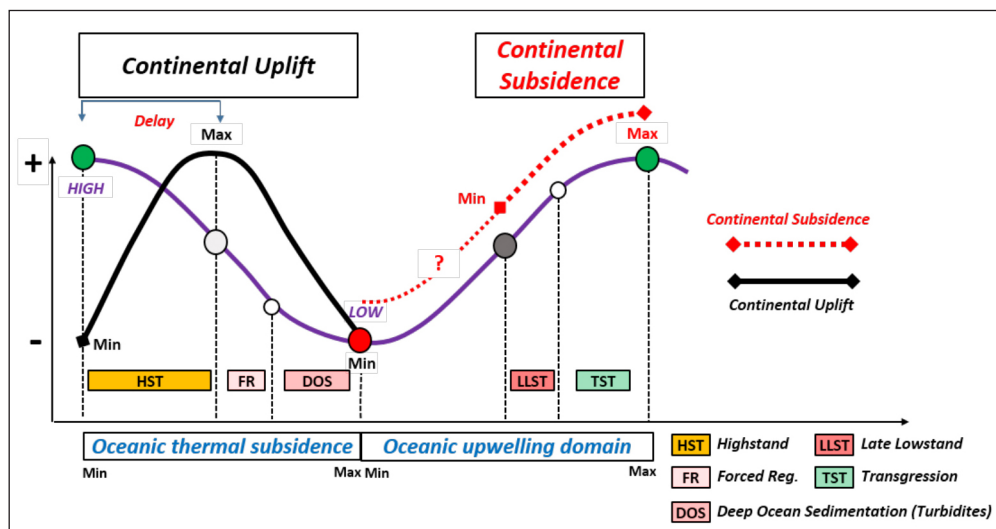


Figura 7. Rango de variación de extensión oceánica (oceanic spreading) y rango de levantamiento continental. Subsistencia continental. "System tracts" (Modelo).

períodos de nivel alto de mar (*highstand*) y el inicio de la caída; por otro lado, el máximo de subsistencia continental coincide con el período de mayor aceleración de expansión oceánica (transgresión).

Tentativamente, se introdujo la potencial ubicación de las unidades estratigráficas (*system tracts*) en las secuencias estratigráficas.

El flujo térmico desarrollado en el manto es el generador de la topografía dinámica y explica el movimiento vertical, la inundación de los continentes (Gurnis 1993; Lithgow-Bertelloni and Gurnis 1997) y el esfuerzo horizontal tectónico extensional o compresivo.

La movilización del manto hacia las dorsales centro-oceánicas disminuiría su volumen en el sector continental (Kinsland, G.L. 2009); en consecuencia, en períodos de rápido rango de expansión oceánica, se produce una transferencia de calor del manto hacia las dorsales, y no sólo subiría el nivel eustático sino que también se generaría el hundimiento del continente por reducción volumétrica del manto (contracción) y pérdida de calor. Por otro lado, durante un período de disminución del rango de expansión oceánica, se produce un aumento en la subsistencia térmica de la corteza oceánica formada, aumentaría el volumen oceánico y descendería el nivel eustático, mientras el calor del manto se acumula por debajo del continente y al expandirse promueve su ascenso.

## FACTOR CLIMÁTICO

Las variaciones del nivel del mar relacionadas con el volumen de agua aportado a los océanos responden a intervenciones climáticas y en especial a aquellas relacionadas con los ciclos glaciares/interglaciares y/o períodos de sequía/húmedos (de corto y largo plazo). Si

bien el efecto causado por los ciclos glaciarios en las variaciones del nivel del mar fue altamente discutido, resulta curiosa la concordancia entre las mediciones del  $\delta O_{18}$  en foraminíferos bentónicos (que reflejan la temperatura del agua oceánica) y las variaciones en el nivel del mar (Pitman y Golovchenko 1983), en ciclos de distintos órdenes. Hay una fuerte coincidencia para el Cenozoico (Abreu y Anderson 1998) mientras que para el Cretácico (Turchyn *et al.* 2009) se observa un aparente desfase temporal (Fig. 8).

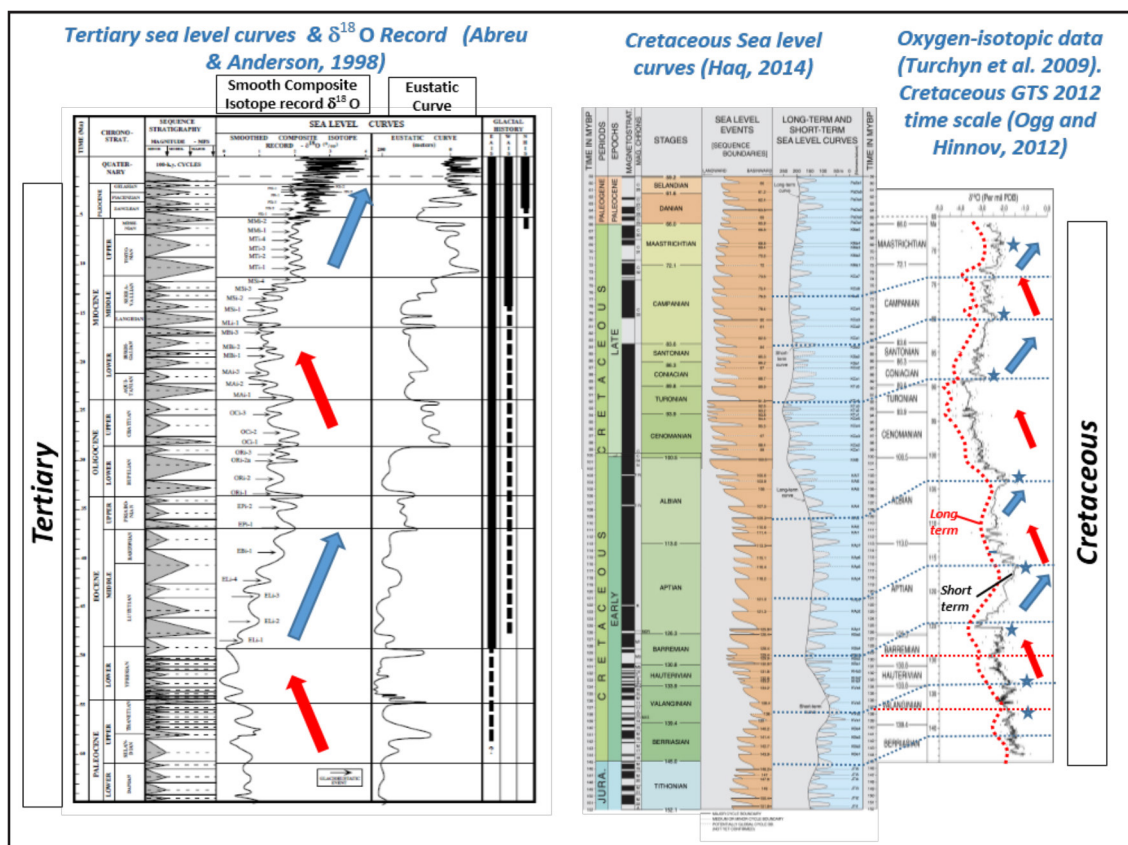


Figura 8. Cuadro cronoestratigráfico comparativo del Cretácico y Terciario entre las curvas de variaciones del nivel del mar y el registro isotópico del O18 según Abreu y Anderson (1998), Haq (2014) y Turchyn *et al.* (2009).

Los efectos producidos por la topografía dinámica y la consecuente tectónica, no sólo inciden en las variaciones eustáticas sino también en el volumen de las cuencas oceánicas, afectando la dinámica circulatoria de los océanos, la evolución de las calotas de hielo (*ice sheet*) y el clima continental (Austerman y Forte 2019; Mitrovica *et al.* 2020).

Hasta ahora no se ha propuesto una teoría totalmente satisfactoria que explique la historia de las glaciaciones terrestres. La causa de una glaciación puede estar relacionada con varios factores que se producen en forma simultánea, como los ciclos astronómicos, la composición atmosférica, la tectónica de placas y las corrientes marinas.

Los ciclos astronómicos están asociados a los cambios en la excentricidad orbital, en la inclinación del eje de rotación y del movimiento de precesión de la Tierra que inciden en los factores climáticos responsables de los ciclos glaciarios (ciclos de Milankovic) testimoniados durante el Cuaternario.

La composición atmosférica, relacionada con el tenor de CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y vapor de H<sub>2</sub>O, influye en las consecuencias del efecto invernadero y desempeña un papel importante en los períodos glaciarios e interglaciarios, y al clima en general.

La actividad volcánica de las dorsales en su período de máxima expansión, así como la respuesta desfasada en los márgenes activos, puede favorecer el calentamiento terrestre. En períodos de baja expansión y marcada disminución en la actividad volcánica disminuiría el aporte de gases a la atmósfera y el efecto invernadero, generando una disminución de la temperatura terrestre e incluso la instalación de un ciclo glaciario.

Hirschmann (2006) y Karlsen *et al.* (2019) señalan que el agua de los océanos es transportada al manto (regassing) durante la subducción y retorna a la exósfera a través del vulcanismo (*degassing*) con emisión de CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y vapor de H<sub>2</sub>O. Por otro lado, Burley y Katz (2015) manifiestan que las variaciones en la expansión de las crestas oceánicas regulan la emisión de CO<sub>2</sub> e impactan en los ciclos glaciarios. De esta manera, las masas oceánicas dependerían no sólo de las variaciones del volumen de hielo continental y de las aguas subterráneas sino también del desbalance del ciclo de aguas profundas que generarían variaciones en el nivel del mar (Ito *et al.* 1983). El mecanismo de transporte del agua hacia el manto en las zonas de subducción está parcialmente balanceado por el “*degassing*” del vulcanismo de las dorsales y puede promover variaciones en el nivel del mar (Hirschmann 2018).

El movimiento de los continentes y el cambio en la posición de los polos es muy factible que puedan influir en la circulación oceánica (corrientes marinas) y tener efectos atmosféricos.

Por lo tanto, la actividad de las crestas oceánicas afectaría no sólo en forma directa las variaciones del nivel del mar, sino que también incidiría en los cambios climáticos con el aumento del vulcanismo, el efecto invernadero y la circulación de las corrientes oceánicas.

Según Hay (1996) la tectónica y el clima están directamente conectadas con el *uplift*, la circulación atmosférica y el ciclo hidrológico. Como se indicó anteriormente, se considera que la tectónica, iniciada en las dorsales centro-oceánicas y según su rango de expansión, tendría una respuesta continental y climática tardía.

En la Figura 9 se presenta un modelo de interacción hipotética entre el levantamiento continental y el clima; el flujo térmico que expande la corteza continental promovería tanto su ascenso como así también el calentamiento general, y junto a la actividad volcánica de las dorsales centro-oceánicas más la respuesta del vulcanismo (a partir de las zonas de subducción), podrían generar un aumento en el efecto invernadero; una vez alcanzado el máximo levantamiento, sobreviene la contracción de la corteza continental, la disminución de la actividad volcánica (y de la liberación de gases a la atmósfera) y se iniciaría un ciclo glaciario (?).

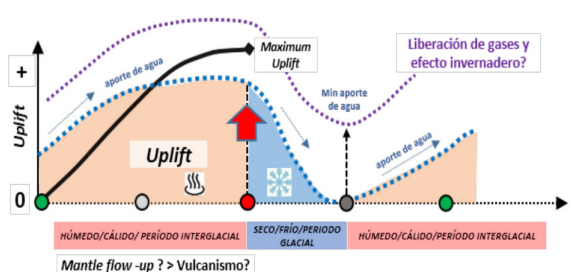


Figura 9. Levantamiento continental ("uplift") y respuesta climática?

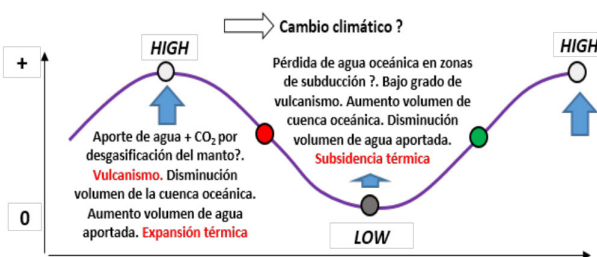


Figura 10. Extensión oceánica, variaciones en el nivel del mar (tectono-eustatismo) y efecto climático?

En la Figura 10 se establece un modelo basado en la respuesta a las variaciones relativas del nivel del mar asociadas a la actividad de las dorsales centro-oceánicas y la respuesta climática.

En la Figura 11, se presenta el resultado de las variaciones cíclicas del nivel del mar asociadas a los diferentes rangos de expansión oceánica, las variaciones del volumen oceánico y los principales mecanismos de control (tectónico-climáticos); se destaca el desfase temporal entre el máximo de expansión oceánica y el máximo de acción tectónica e isostática que generarían el levantamiento continental.

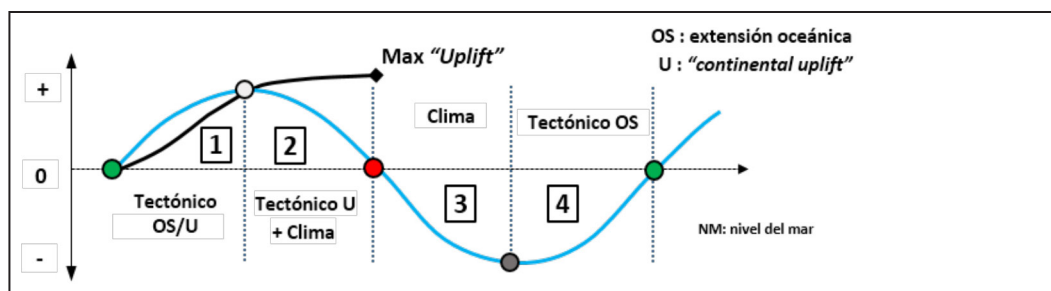


Figura 11. Curva de variaciones del nivel del mar (NM). Factores dominantes de control: tectónico/climático. Curva de levantamiento continental (Modelo).

- 1: Ascenso del NM. Disminución del rango de ascenso del NM. Disminución del rango de extensión oceánica. Aporte de agua (clima). "Uplift". (HST).
- 2: Caída del NM. Aumento del rango de caída del NM. Subsistencia térmica oceánica y carga sedimentaria. Aumento del volumen de cuenca oceánica. max aporte de agua (clima). min rango de extensión oceánica. Max "Uplift". (Forced Regression + turbidites?).
- 3: Caída del NM. Disminución rango de caída del NM. Inicio extensión oceánica. Disminución aporte de agua (clima).
- 4: Ascenso del NM. Aumento del rango de extensión oceánica. Disminución del volumen de cuenca oceánica. Subsistencia continental. (Late LST y TST).

## APORTE SEDIMENTARIO

La tectónica, creadora de relieve, y el clima son las principales variables que determinan la existencia del aporte sedimentario.

Sin dudas el aporte sedimentario a zonas costeras y marinas proviene de los sistemas fluviales y está relacionado con fenómenos alocíclicos de "uplift" e intervenciones climáticas más que a variaciones puramente eustáticas.

Vail *et al.* (1977) y Jervey (1988) establecieron que el estilo depositacional (transgresivo, estacionario o regresivo) dependían del balance entre el aporte sedimentario y el ascenso relativo del nivel del mar, sin analizar las causas.

La disminución en el rango de ascenso del nivel del mar y el establecimiento de una regresión sólo es posible si existe un levantamiento continental y un cambio climático asociado que permitan un aumento en el aporte sedimentario para generar sistemas progradacionales asociados a una regresión (ej.: *highstand system tracts*). Al alcanzar el máximo de levantamiento continental y al no existir un espacio potencial de acomodación se establece un desequilibrio depositacional que genera la migración (*by-pass*) de los sedimentos a zonas profundas (turbiditas), estableciendo el máximo de caída relativa del nivel del mar y siempre que exista una cuenca profunda y una importante descarga aportada por el sistema fluvial. En la medida que se instala un ascenso del nivel del mar y comienza el aporte sedimentario se vuelve a reestablecer la depositación costera con el desarrollo de sistemas progradacionales (*lowstand system tracts*). Durante el período transgresivo, existe una limitación en el aporte sedimentario, por aumento en la depositación de los sistemas fluviales desarrollados aguas abajo (*downstream*) en respuesta a la modificación perfil de equilibrio; asimismo, en este período, se resalta el fenómeno destructivo de los depósitos litorales.

En la Figura 12 se presenta un modelo que resulta del balance de los aportes sedimentarios y el espacio de acomodación sedimentaria en sistemas costeros y marino profundos. En períodos de subsidencia continental e inicio del ascenso del nivel del mar, se instala una segunda regresión con poco espacio de acomodación (*lowstand system tracts*); al disminuir el aporte sedimentario en períodos de ascenso eustático y subsidencia, se instalan los sistemas transgresivos.

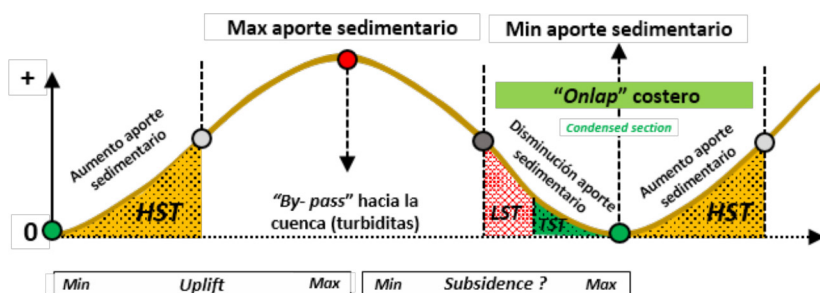


Figura 12. Balance del aporte sedimentario fluvial hacia el mar.

## SISTEMAS DEPOSITACIONALES FLUVIALES

En primer lugar, se considera que las variaciones del nivel del mar no inciden en todo el desarrollo de un sistema fluvial, sino que sólo actuaría en su sección inferior (*downstream*).

El impacto de las variaciones del nivel del mar en los sistemas fluviales decrece considerablemente hacia el continente desde la línea de costa (Leopold y Bull 1979; Dalrymple *et al.* 1998). En algunos casos particulares y mediante el estudio cuantitativo de la respuesta fluvial a los controles alogénicos (variaciones en el nivel del mar), no existe la forma de relacionar las secuencias estratigráficas fluviales en todo su desarrollo con las variaciones eustáticas. Van Heijst y Postma (2003) llegaron a la conclusión que las caídas o ascensos en el nivel del mar no afectan al sistema fluvial en forma instantánea. Los experimentos señalan que es muy difícil de explicar la evolución de los sistemas fluviales bajo la influencia de los cambios del nivel del mar.

La incisión vertical de un río se produce cuando se modifica tanto la pendiente teórica de equilibrio, por isostasia y/o tectónica, como así también por el balance entre la carga sedimentaria y la descarga. El principio de Huntington (1907) relaciona los procesos erosivos y sedimentarios con el clima y caracteriza, por ejemplo, la evolución de las terrazas fluviales; así los valles degradacionales (erosivos) se desarrollan en climas húmedos y cálidos, con aumento en la descarga fluvial y los valles agradacionales (de relleno) en climas secos o fríos, o cuando hay una disminución en la descarga fluvial (Lane 1954).

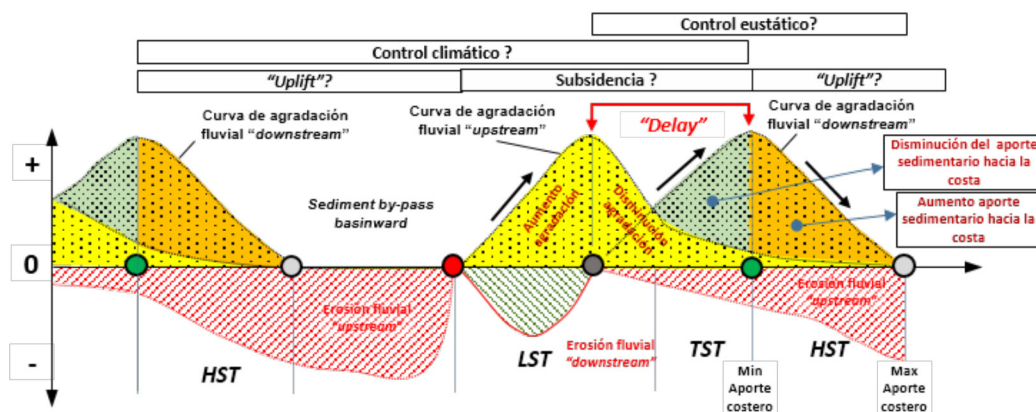


Figura 13. Modelo evolutivo de la acomodación fluvial y potenciales variables de control (eustatismo, clima y tectónica).

A partir del levantamiento continental se desarrollan distintas fases evolutivas fluviales, de erosión y de depositación. Durante la fase de erosión, se produce una marcada incisión vertical desarrollando terrazas destructivas (McGee 1891); una vez alcanzado el perfil de equilibrio el proceso culminaría con una erosión lateral y ensanchamiento del valle. Esta fase de marcada erosión fluvial, sólo puede instalarse en períodos de *uplift*, con alta descarga, en climas húmedos y particularmente cuando hay una importante liberación de agua (por ejemplo, por derretimiento y retroceso glaciario en períodos interglaciarios) que posibilita el aporte sedimentario a zonas alejadas, litorales y de cuenca profunda (turbiditas).

La fase depositacional y agradacional sobreviene posteriormente, con el desarrollo de terrazas constructivas (McGee 1891) que rellenan el espacio erosionado previamente (*valley-fill*)

y se estima que sólo puede instalarse en períodos de baja descarga, en climas secos / fríos (ej.: períodos glaciarios) y cuando la carga sedimentaria es mayor a la descarga fluvial, y por ende la deposición fluvial, incrementando el perfil de equilibrio del río.

Stephens and Synge (1966) establecen la evolución del sistema fluvial en ciclos glaciarios y su relación con la respuesta eustática costera. Durante los períodos glaciarios, mientras hay agradación fluvial “aguas arriba”, el nivel del mar cae generando la incisión vertical “aguas abajo” en la desembocadura de los ríos (*coastal incised valley*). Durante períodos interglaciarios mientras hay erosión en el sistema fluvial “aguas arriba”, los valles incisos costeros son rellenados (*coastal incised valley-fill*); de alguna manera anticipaban el desfase entre los procesos degradacionales y agradacionales de los sistemas fluviales y costeros.

Existe la dificultad de aplicar la estratigrafía secuencial tal como fue concebida en sistemas fluviales, ya que las variaciones en el nivel del mar resultan ser limitadas (Miall 1996; Weissman *et al.* 2002). Los ciclos que varían la acomodación deposicional en los sistemas fluviales, la descarga y el aporte de sedimentos se consideran que están controlados por la tectónica y el clima (Blum y Tornquist, 2002).

En la Figura 13 se presenta un modelo evolutivo completo de la acomodación de los sistemas fluviales y los potenciales mecanismo de control, destacándose aquellos depósitos dominados por acción climática, tectónica y eustática y se destaca su complejidad.

En períodos de nivel alto de mar (*highstand*) e inicio del levantamiento continental disminuiría la agradación fluvial “aguas abajo”, aumentaría el aporte sedimentario hacia las zonas costeras y por ende, impactaría en el rango de ascenso relativo del nivel del mar (espacio de acomodación); por otro lado, aumenta tanto la erosión fluvial “aguas arriba” como así también la descarga fluvial, hasta el punto de máximo levantamiento continental con la subsecuente migración de sedimentos a zonas que permitan su deposición (cuenca profunda). En períodos de disminución de la descarga, por fenómenos climáticos (¿glaciaciones?) e inicio de la subsidencia continental (isostasia/carga sedimentaria?), se produce el aumento de la agradación fluvial “aguas arriba”; por el contrario, “aguas abajo” se produce la incisión fluvial controlada por el descenso del nivel del mar (“glaciación”). Al aumentar el aporte de agua (descarga fluvial) se inician los procesos de erosión fluvial y la disminución de la agradación fluvial “aguas arriba”; por el contrario, en los sectores “aguas abajo” se inicia la agradación fluvial controlada por el ascenso del nivel del mar y la subsidencia, hasta alcanzar el mínimo de aporte sedimentario costero (transgresión).

Para Posamentier y Vail (1988) la deposición fluvial se desarrolla en períodos de disminución en el rango de ascenso del nivel del mar, asociada a sistemas progracionales, como así también durante el inicio de caídas eustáticas.

## SISTEMAS DEPOSITACIONALES PROFUNDOS

Los cañones submarinos son morfologías de erosión labradas por corrientes en el quiebre del talud y son importantes en la transferencia de sedimentos y material orgánico a zonas oceánicas profundas. Los sistemas turbidíticos asociados a los cañones pueden desarrollar morfologías similares a los sistemas fluviales con períodos agradacionales y erosivos e incluso desarrollar terrazas (Fig.14). El clima, el tectonismo y las variaciones en el nivel de base se estiman ser las principales variables que controlan la evolución de un sistema fluvial; si lo comparamos con su homólogo de cuencas profundas, sólo se correspondería con el factor climático y/o tectónico, ya que el control eustático del “nivel de base” como mecanismo de incisión y depositación es inviable, salvo que en estas circunstancias se desarrolle también un perfil de equilibrio teórico controlado por la pendiente del talud y el fondo oceánico.

El hallazgo de arenas a grandes profundidades y de fauna de ambientes someros demostró la efectividad de corrientes, que se canalizaban en los cañones y que resultaban ser eficientes agentes de transporte de material grueso desde posiciones poco profundas hacia las profundidades oceánicas (Heezen y Ewing 1952).

Harris y Whiteway (2011) realizaron una clasificación de cañones submarinos y Bozzano *et al.* (2017) realizaron un estudio e identificación de cañones en el margen continental argentino.

De acuerdo con la clasificación mencionada (Fig. 15a), hay 3 (tres) tipos de cañones submarinos: (1) de plataforma y talud con “conexión fluvial”, (2) de plataforma y talud sin “conexión fluvial” y (3) ciegos, que se restringen al talud submarino. Esta clasificación estaría señalando distintas etapas evolutivas de un cañón submarino.

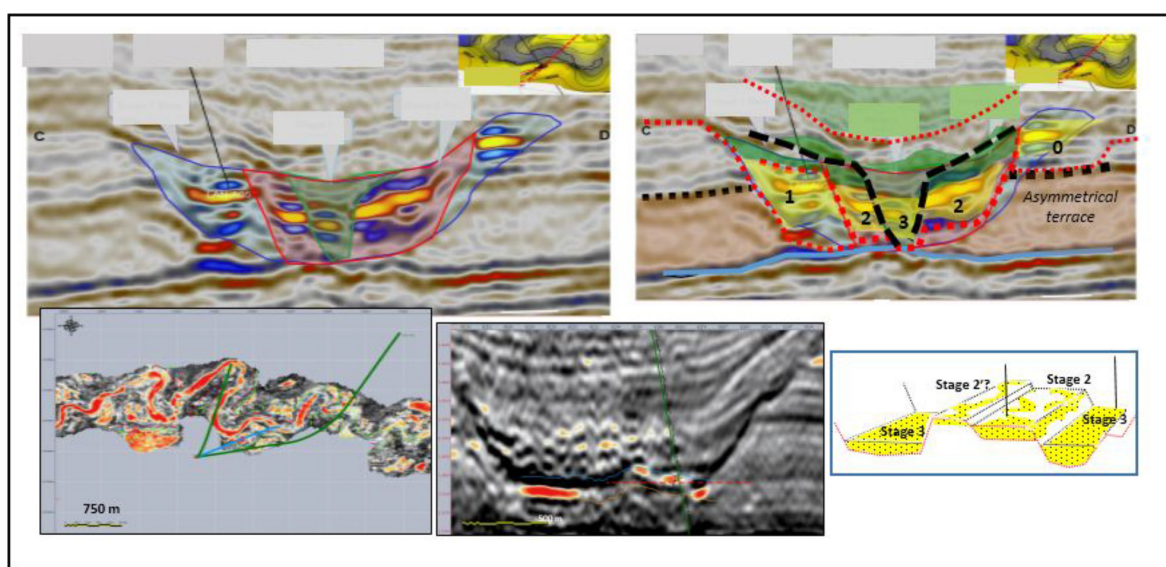


Figura 14. Depósitos de canales turbidíticos asociados a un caño submarino (costa occidental de África). Fases de erosión y agradación.

El talud submarino representa una zona de inestabilidad de pendiente y depositacional, en la cual terremotos, tormentas y corrientes oceánicas pueden generar el colapso del material de talud y el desarrollo de corrientes turbidíticas que migran hacia la cuenca; de todas formas, la morfología inicial de incisión necesariamente debe ser generada inicialmente por corrientes oceánicas (s.l.) que luego pueden ser las vías de distribución tanto de flujos hiperpícnicos de origen fluvial, como *fluidized flows* (Middleton y Hampton, 1973) o flujo granular fluidizado (Bougouin *et al.*, 2021) de origen litoral y constituirse en su desarrollo como corrientes turbidíticas (Mutti *et al.*, 1999).

La evolución de un cañón submarino de tipo ciego (3) puede alcanzar al tipo (2) por erosión retrocedente y alcanzar zonas de plataforma, donde las corrientes marinas y corrientes litorales pueden aportar sedimentos costeros a sus cabeceras y que serían transportados hacia la cuenca profunda. En el caso de arenas, en períodos de tormentas y de deriva litoral, una vez que alcanzan el cañón submarino, procesos de fluidización/licuefacción pueden actuar como mecanismos de ignición y evolucionar a corrientes turbidíticas en su trayecto hacia el fondo marino mediante la incorporación de material fino.

Eventualmente, un cañón de tipo (2) puede coincidir, en sus cabeceras, con el desarrollo de un sistema deltaico y por ende asociarlo a un sistema fluvial, como sería el caso de los cañones de tipo (1). La mayoría de los importantes sistemas deltaicos actuales ubicados en el margen pasivo de la plataforma continental africana (Níger y Congo) son deltas destructivos dominados por mareas caracterizados por sedimentos muy finos.

El margen continental africano presenta importantes espesores de depósitos turbidíticos desde el Oligoceno hasta la actualidad que se caracterizan por material arenoso de excelentes propiedades petrofísicas que no concuerdan con el material aportados por los ríos.

Por otra parte, si observamos el margen continental americano y en particular el de Brasil y su cuenca profunda, también se caracteriza por excelentes reservorios turbidíticos arenosos de edades y morfologías similares a las de la costa africana y a excepción del delta de Sao Francisco, toda la costa brasilera carece de sistemas fluviales y deltaicos importantes que pudieron aportar grandes espesores de arenas al fondo marino. La cuenca del Levante, en el Mediterráneo, presenta similitudes a las mencionadas, con depósitos de turbiditas arenosas, de edad miocena (anteriores a las evaporitas messinianas), desarrolladas a partir de cañones submarinos que capturaron arenas litorales (aportadas por deriva litoral del río Nilo) durante períodos de tormentas.

Si observamos la densidad y distribución de los cañones submarinos en el talud submarino, y en particular en el mar argentino, es notablemente superior a la densidad de los sistemas fluviales y deltaicos costeros (Fig. 15b).

La génesis de formación de cañones submarinos a partir de la incisión subaérea vertical fluvial (Shepard y Dill, 1966) fue abandonada, ya que implicaría desmesurados descensos del nivel de mar (el cañón del Río Congo posee profundidades superiores a los 2000 metros) ó 2500 m en el cañón Mar del Plata (Bozzano *et al.*, 2017).

Durante el máximo y último período glaciario, hace aproximadamente 20.000 años (Clark *et al.*, 2009), el descenso del nivel del mar se estima en el orden de los 130 metros (con respecto al nivel del mar actual) y con exposición de la plataforma. En este caso, debería haber existido un marcado rejuvenecimiento del paisaje y una consecuente respuesta fluvial, con una fuerte erosión vertical en sus cabeceras, transportar abundante carga sedimentaria, asociada a un importante aumento de caudal y producir el “*by-pass*” sedimentario hacia la cuenca profunda a través de corrientes turbidíticas. Esta circunstancia se considera poco probable, ya que en períodos glaciarios el aporte de agua y de sedimentos se encuentran marcadamente limitados y por lo tanto el aporte sedimentario hacia la cuenca profunda sería mínimo a inexistente.

En períodos de nivel relativo bajo de mar (controlado por el levantamiento continental), las cabeceras del cañón, por erosión retrocedente, puede alcanzar al sistema fluvial; el cañón submarino del río Congo llega alcanzar al estuario del mencionado río (según Shepard y Emery 1973).

En el caso de cañones de tipo (1), en comunicación estrecha con un sistema deltaico y fluvial, se considera que en períodos de caída relativa del nivel del mar (por ascenso del continente), se produce la incisión fluvial del delta, y mediante flujos hiperpícnicos desarrollados a partir de un evento climático, evolucionar a sistemas turbidíticos de fondo de cuenca.

Por otro lado, los de tipo (2), no asociados a sistemas deltaicos, que resultarían ser los más abundantes, estarían relacionados con grandes corrientes de tormentas (Sequeiros *et al.* 2019), mareas y corrientes oceánicas que generan fenómenos de surgencia (*upwelling*) y subsidencia (*downwelling*), todas de fuerte control climático. Si bien las corrientes turbidíticas se desarrollan y son un mecanismo importante de erosión, se destaca que el factor inicial de formación (causa) de un cañón submarino se correspondería con fenómenos climáticos inducidos por corrientes oceánicas (*sensu lato*) (Fig. 15 d).

Shepard (1976) destacó la actividad de corrientes profundas de mareas (*deep water tidal currents*) de gran actividad erosiva en los cañones submarinos. Shanmugam (2013) propuso a las corrientes de mareas barotrópicas como mecanismos que actúan en la incisión de los cañones y que llegan a alcanzar a ríos y estuarios, mientras que las baroclínicas actúan en la incisión exclusivamente del talud y en los cañones. Stow *et al.* (2013) consideran de gran importancia a las corrientes profundas de tormentas (*deep-sea storms*) generadas por la corriente de reflujo basal, con gran poder erosivo.

Sequeiros *et al.* (2019) hace referencia a corrientes turbidíticas generadas por tormentas en cañones submarinos y Rebesco *et al.* (2014) cita a corrientes inducidas por flotabilidad (buoyancy), por diferencia de densidades de aguas (por temperatura o salinidad).

Una celda litoral (Fig. 15c) es un área típica costera donde las arenas entran al océano, fluyen desde la costa y es removida del sistema. Una pérdida continua de arenas es característica al final de la celda litoral cuando es captada por un cañón submarino, o menos frecuente cuando se acumula como dunas eólicas. Cuando el balance de arenas que se movilizan en

la celda disminuye, las playas tienden a desaparecer. Esta circunstancia es muy común en la actualidad en casi todas las costas americanas, y como ejemplo las playas de California y Méjico, donde por deriva litoral las arenas son atrapadas por los cañones submarinos (Puig *et al.*, 2004) agudizándose el proceso en períodos de tormentas.

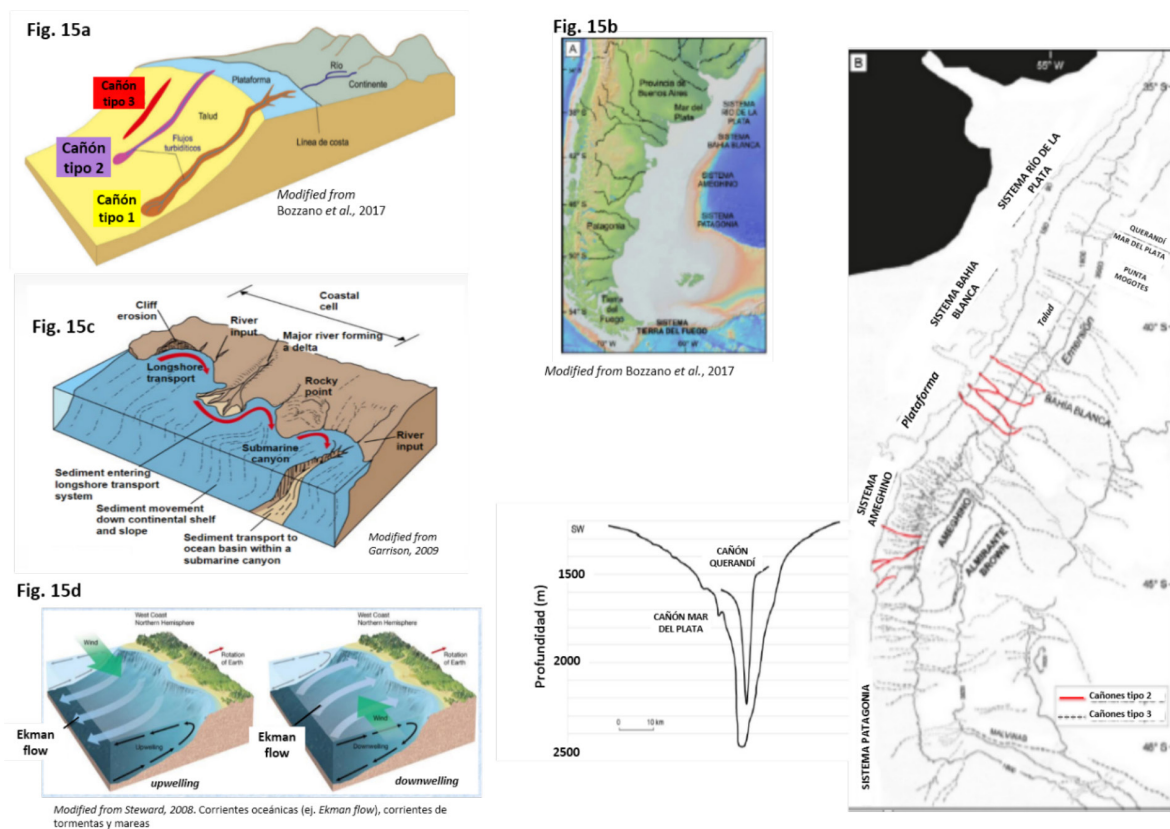


Figura 15. Distribución de Cañones submarinos en Argentina (Bozzano *et al.*, 2017). Clasificación de caños submarinos. Celdas litorales. Corrientes oceánicas (Ekman flow).

Zabala y Arcuri (2016) clasifican a los depósitos turbidíticos en intra y extracuenales, donde los primeros no se asociarían a sistemas fluviales y establecen diferencias evolutivas y composicionales.

De tal forma, el desarrollo de corrientes de turbidez se interpreta que necesariamente estarían controladas por fenómenos climáticos/tectónicos y los depósitos que no estén asociados a sistemas fluviales (intracuenales), de tipo (2), no estarían relacionados con aportes hiperpícnicos; la presencia de arenas turbidíticas podrían tener un origen litoral cuyo origen sería, la removilización de arenas por destrucción de las playas, capturadas en las cabeceras del cañón y donde procesos de fluidización/licuefacción actuarían como mecanismo de ignición y mediante la incorporación de material fino evolucionarían a corrientes turbidíticas (vide supra).

La no preservación de depósitos de playas durante períodos de ascenso relativo del nivel mar y su removilización hacia la plataforma ya fue manifestado por Bruun (1962), Swift (1968), Posamentier and Allen (1993) con su “*healing phase*”. Arbe (2019) estableció un modelo transgresivo para la Formación Springhill durante el Hauteriviano de la Cuenca Austral, donde depósitos arenosos de plataforma son producto de la remoción de playas en períodos de ascenso relativo del nivel del mar. Asimismo, define secuencias de tercer orden sin depósitos de nivel bajo de mar (secuencias tipo 3).

En el caso particular de cañones asociados a sistemas fluviales de Harris y Whiteway (2011), de tipo (1) y de turbiditas extracuencales (Zabala y Arcuri, 2016), se estima que el mecanismo inicial de formación del cañón es similar al intracuenca.

Cabe destacar, como se señaló anteriormente, desde el punto de vista climático, durante los períodos glaciarios y con fuerte caída del nivel del mar (glaci-eustatismo), al haber disminución de la descarga y del aporte sedimentario, resulta poco probable el desarrollo de sistemas depositacionales de cuenca profunda.

De lo expuesto anteriormente, la instalación de depósitos turbidíticos de fondo de cuenca puede desarrollarse tanto en períodos de caídas relativas del nivel del mar como en períodos de ascenso relativo del nivel del mar.

Los sistemas turbidíticos extracuencales tendrían una distribución mucho más restringida y localizada, asociada a sistemas deltaicos, mientras que los intracuencales tendrían una distribución mucho más amplia y asociados a cañones de tipo (2). Esta característica establecería marcadas diferencias composicionales; el sistema turbidítico intracuenca se desarrollaría durante períodos de ascenso relativo del nivel del mar (transgresión) y presentaría mejores características petrofísicas que el extracuenca, ya que su origen sería a partir de la destrucción de depósitos costeros (playas).

En la Figura 16 se presenta un modelo evolutivo de los cañones submarinos extracuencales e intracuencales y los depósitos de fondo de cuenca asociados.

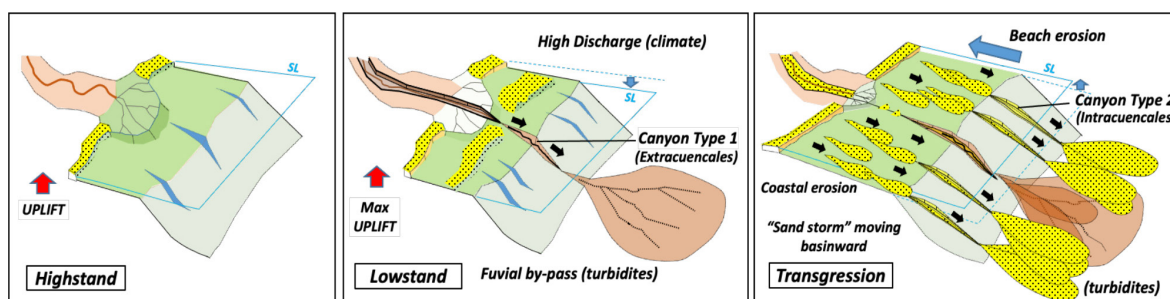


Figura 16. Modelo evolutivo de caños asociados al sistema fluvial (extracuencales) y no asociados (extracuencales).

Si bien los sistemas de cañones intra y extracuencales (Zabala *et al.*, 2016) se desarrollan en márgenes pasivos, debería también considerarse aquellos desarrollados en cuencas de antepaís (típico *flysch*) con aportes de material grueso provenientes de los bordes activos y de origen predominantemente tectónico que en principio tendrían características sedimentarias y evolutivas diferentes a las señaladas anteriormente.

## CONCLUSIONES

En este trabajo se realizaron varias hipótesis y modelos que tratan de explicar cómo juegan los factores que intervienen y controlan las variaciones relativas del nivel del mar y como impactan en el desarrollo de las secuencias depositacionales en ambientes litorales, marinos y marinos profundos.

Si bien este trabajo surgió a partir del análisis de secuencial de eventos relacionados con la neotectónica desarrollados en períodos muy breves, se concluye que también puede extrapolarse a secuencias de distintos órdenes.

A partir de la instalación de las dorsales centro-oceánicas se generan los movimientos tectónicos que inducen el ascenso y/o descenso del nivel del mar, la subsidencia térmica de la corteza oceánica y la consecuente respuesta continental, a través de períodos de levantamiento/subsidencia que afectan tanto en los márgenes pasivos como en los activos (subducción) destacando su desfase temporal.

La creación de corteza oceánica y el vulcanismo asociado, junto al levantamiento continental, condicionan los factores climáticos que controlan no sólo el sistema depositacional fluvial sino también el aporte sedimentario para la construcción de las secuencias.

Si bien es conocido el hecho de que las secuencias estratigráficas resultan ser el resultado de la evolución del espacio de acomodación controlado por las variaciones relativas del nivel del mar, en el caso particular de las “regresiones forzadas”, se destaca que en la mayoría de los casos su instalación es dominada por períodos de ascenso de los márgenes continentales.

Las regresiones asociadas a niveles altos del mar (“*highstand*”) y según el modelo, se produce por el incremento en el aporte sedimentario inducido por intervenciones tectónico-climáticas.

Las transgresiones son dominadas por factores tectono-eustáticos que promueven el ascenso del nivel del mar. En algún caso particular, y dependiendo de su rango, el aumento de la subsidencia térmica continental puede ser un factor dominante de sistemas transgresivos.

La actividad de las dorsales centro-oceánicas atraviesa períodos de expansión máxima y mínima; en el caso particular de esta última, podría responder al efecto tardío que el continente le ofrece. De tal forma, las caídas del nivel del mar y su respuesta sedimentaria responderían a causas tectónicas con intervenciones climáticas.

La evolución de depósitos asociados a sistemas fluviales, dominada por factores tectónico-climáticos resulta ser compleja y de difícil aplicación utilizando el modelo de la estratigrafía secuencial si se tiene en cuenta solamente su respuesta a los cambios relativos en el nivel del mar.

La formación de cañones submarinos se debe a la acción de corrientes oceánicas (s.l.) que permiten canalizar a los sistemas turbidíticos, independientemente de las variaciones relativas del nivel del mar y se pueden desarrollar tanto en caídas como en ascensos relativos del nivel del mar.

## REFERENCIAS CITADAS

- Abreu, V.S. y Anderson, J.B., 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: Sequence stratigraphic implications. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 82, pp.: 1385-1400.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 6, pp.: 1-1028.
- Arbe, H.A. y P. D'odorico-Benítez, 2018. Los principales reservorios del yacimiento Vega-Pléyade de la Cuenca Austral, Costa Afuera, Argentina. *X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG.
- Austermann, J. y A.M. Forte, 2019. The importance of dynamic topography for understanding past sea level changes. *Past Glob Changes Mag.*, 27, pp.:18-19.
- Blum, M.D. y T.E. Törnqvist, 2002. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, Vol. 47, Iss.1, pp.: 2-48.
- Bougouin, A., O. Roche, Paris, R. y H.E. Huppert, 2021. Experimental Insights on the Propagation of Fine-Grained Geophysical Flows Entering Water. *Journal of Geophysical Research. Oceans*, Wiley-Blackwell, 2021, 126 (4).
- Bozzano, G., Martin de Nascimento, J., Spoltore, D.V. y R.A. Violante, 2017. Los cañones submarinos del Mar-  
gen Continental Argentino: una síntesis sobre su génesis y dinámica sedimentaria. *Asociación Argentina de Sedimentología; Latin American Journal of sedimentology and basin analysis*, Volume 24, 1, pp.: 85-101.
- Bruun, P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways Harbour Division, American Society of Civil Engineers, Proceedings* 88, pp.: 117 – 130.
- Burley, J.M.A. y R.F. Katz, 2015. Variations in mid-ocean ridge CO<sub>2</sub> emissions driven by glacial cycles. *Environmental Science. Earth and Planetary Science Letters*, 426, pp.:115-283.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, pp.: 386.
- Cavallotto, J.L. 2002. Evolución Holocena de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 57, pp.: 376-388.
- Christopher, G.ST. Kendall C. y I. Lerche, 1988. The rise and fall of eustasy. *Sea-level Changes: An integrated approach*. Soc. Econom. Paleont. & Mineralog. , Sp. Public. 42, pp.: 3-17.
- Clark, P.U., A.S., Dyke, J.D., Shakun, A.E., Carlson, J., Clark, B., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., W. Steven y A.M., McCabe (2009). "The Last Glacial Maximum". *Science*.

- 325 (5941), pp.: 710 – 714.
- Cloetingh, S., Wortel, R. y N.J Vlaar, 1989. On the initiation of subduction zones. *Pageoph.* 129, pp.: 7–25. DOI: 10.1007/BF00874622.
- Conrad, C.P. y L. Husson, 2009. Influence of Dynamic Topography on Sea Level and Its Rate of Change. *Lithosphere*, 1, pp.: 110-120.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R., y S.C. Marcomini, 1992. Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8, pp.: 125-133.
- Dalrymple, M., Prosser, J., y B. Williams, 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom, Northern Sea). En *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*, Society for Sedimentary Geology, 59.
- Davila, F.D., Astini, R.A y T. E. Jordan, 2005. Cargas subcorticales en el antepaís andino y la planicie pampeana: evidencias estratigráficas, topográficas y geofísicas. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 60, 4, pp.: 775-786.
- Garrison, T.S, 2009. *Oceanography: An Invitation to Marine Science* 6th Edition (1st edition, 1996). Publ. by Cengage Learning, 2009.
- Ghiraud, M., Buta-Neto A. y D. Quesne, 2010. Segmentation and differential post-rift *uplift* at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology Journal*, 27, pp.: 1040-1068.
- Gurnis, M., 1993. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs: *Nature*, v. 364, pp.: 589-593.
- Hager, H.B., Clayton, R.W., Richards, M.A., Comer, R.P. y A.M. Dziewonski, 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, 313, 14, pp.: 541-545.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y P.R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, v. 235, pp.: 1156–1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. *Sea-level Changes: An integrated approach*. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.: 71-108.
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, Vol. 113, Elsevier Publ. Co., pp.: 44-58.
- Hay, W.W., 1996. Tectonics and climate. *International Journal of Earth Sciences*, Springer-Verlag. *Geologische Rundschau*, 85, pp.: 409-437.
- Harris, P.T. y T. Whiteway, 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, pp.: 69-86.
- Heezen, B.C. y M. Ewing, 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science* 250, pp.: 849-873.
- Hirschmann, M.M., 2006. Water melting and the deep earth H<sub>2</sub>O cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, pp.: 629-653.
- Hirschmann, M.M., 2018. Comparative deep Earth volatile cycles: The case for C recycling from exosphere/mantle fractionation of major (H<sub>2</sub>O, C, N) volatiles and from H<sub>2</sub>O/Ce, CO<sub>2</sub>/Ba and CO<sub>2</sub>/Nb exosphere ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, pp.: 262-273.
- Huntington, E., 1907. Some characteristics of the glacial period in non-glaciated regions. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 18: 351-388. In *Encyc. Of Earth Sc. Series*, Vol. III. The Encyclopedia of Geomor-

- phology, ed. R.W. Fairbridge, Dowden, Hutchinson & Ross Inc., 1968.
- Ito, E., D., Harris, M., y A. T. Anderson Jr., 1983. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, pp.: 1613-1624.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *Sea-level Changes: An integrated approach*. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.: 47-70.
- Karlsen, K.S., Conrad, C.P. y V. Magni, 2019. Deep Water Cycling and Sea Level Change since the Breakup of Pangea. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, Advancing earth and space science, 20: 2919–2935.
- Kendall, J.M. y C. Lithgow-Bertelloni, 2016. Why is Africa rifting?. *Geological Society London Special Publications* 420 (1):SP420.17.
- Kinsland, G.L., 2009. How Does Mantle Convection Affect Eustatic Sea Level?. *Advancing Earth and Space Science*, AGU Fall meeting abstracts.
- Lane, E.W. 1954. The Importance of Fluvial Morphology in Hydraulic Engineering. *Hydraulic Laboratory Report No. 372*. United States Department of the Interior, Bureau of Reclamation. Denver, CO.
- Leopold, L.B. y W.B. Bull, 1979. Base level, aggradation and grade. *The American Philosophical Society*, Vol. 123, 2, pp.: 168-202.
- Lithgow-Bertelloni, C. y M. Gurnis, 1997. Cenozoic subsidence and *uplift* of continents from time-varying dynamic topography. *Geology*, 25, 8, pp.: 735-738.
- McBean, E. y J.J.Huang, 2017. Sustainability Risks of Coastal Cities from Climate Change. *The Global Environmental Engineers*. Vol. 4, pp.: 1-9.
- McGee, W J, 1891, The Pleistocene history of north-eastern Iowa. *U.S. Geol. Survey. Ann. Report.*, 11, pp.: 189–577.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, XVI, 582 pp. Springer-Verlag.
- Middleton, G.V. y M.A., Hampton, 1973. *Sediment gravity flows: mechanics of low and deposition*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course 3: pp.246.
- Milana, J.P. y Kröhling D., 2015. Climate changes and solar cycles recorded at the Holocene Paraná Delta, and their impact on human population. *Nature Scientific Report* 2, pp.: 1-7.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C., y G.T. Jarvis, 1989. Tilting of continental interiors by dynamical effects of subduction: *Tectonics*, 8, pp.: 1079–1094.
- Mitrovica, J.X., Austermann, J., Coulson, S., Creveling, J.R., Hoggard, M.J. Jarvis, G.T. y F.D. Richards, 2020. Paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 48, pp. :585-621. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-082517-010225> topography and Ice Age.
- Moucha, R., Forte A.M., Mitrovica J.X., Rowley, D.B., Quéré S., Simmons N.A y S. P. Grand, 2008. Dynamic topography and long-term sea-level variations: There is no such thing as a stable continental platform, *Earth Planet. Scienc. Lett.* 271, pp.:101– 108.
- Mutti, E., Tinterri R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. y L. Fava, 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective, 61. Tulsa, Note Series No. 39: American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course.
- Nikolaeva, K., Gerya T. V. y F. O. Marques, 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 115, B03406, doi: 10.1029/2009JB006549.

- Ogg, J.G., Hinnov, L.A., 2012. The Cretaceous Period. In: The Geologic Time Scale. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M. y G. Ogg. Elsevier Publ. Co.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Sallard, Martinod M., J., Furgerot, L. y B. Delcailau, 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts *uplifting* worldwide? Earth Science Rev., 108, 1-2, pp.: 1-15.
- Pitman, W.C. III y X. Golovchenko, 1983. The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. In The Shelbreak: Critical interface on continental margins. D.J. Stanley and G.T Moore, eds. Soc. Of Econom. Paleont. and Mineral. Special Publ. 33.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y P.R. Vail, 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition I. Sea-level Changes: An integrated approach. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.:109-124.
- Posamentier, H.W. y P.R. Vail, 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition II. Sea-level Changes: An integrated approach. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.:125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M. (1992) Forced Regressions in a Sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, pp.:1687-1709.
- Pitman, W.C. III y X. Golovchenko, 1983. The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. In The Shelbreak: Critical interface on continental margins. D.J. Stanley and G.T Moore, eds. Soc. of Econom. Paleont. and Mineral. Special Publ. 33.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y P.R. Vail, 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition I. Sea-level Changes: An integrated approach. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.: 109-124.
- Posamentier, H.W. y P.R. Vail, 1988. Eustatic Control on Clastic Deposition II. Sea-level Changes: An integrated approach. Soc. Econom. Paleont. & Mineral. Sp. Public. 42, pp.:125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M. (1992) Forced Regressions in a Sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, pp.:1687-1709.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nitttrouer C.A., Parsons J. D. y R.W. Sternberg, 2004. Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin, Journal of Geophysical Research, v. 109.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D. y A. Wählin, 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. Mar. Geol. 352, pp.: 111–154.
- Richards, M.A, y Hager, B.H., 1984. Geoid anomalies in a dynamic Earth. Journal of Geophysical Research, 89: 5487-6002.
- Rohde, R.A., 2016. In Mc Bean, E. y J.J. Huang, 2017. Sustainibility risks of coastal cities from climate change. The Global Environmental Engineers, 2017, 4, 1.
- Sequeiros, O.E., Bolla Pittaluga, M., Frascati, A., Pirmez, C., Mason, D.G., Weaver, P., Crosby, A.R., Lazzaro, G., Botter, G. y J.G Rimme, 2019. How typhoons trigger turbidity currents in submarine canyons. Scientific Reports, 9, 9220. DOI:10.1038/s41598-019-45615-z.
- Shanmugam, G., 2013. Modern internal waves and internal tides along oceanic pycnoclines: Challenges and implications for ancient deep-marine baroclinic sands. AAPG Bulletin 97, pp.: 767– 811.

- Shepard, F.P., 1976. Tidal components of currents in submarine canyons. University of Chicago, Journal of Geology 84, 3, pp.: 343-350.
- Shepard, F.P. y R.F. Dill, 1966. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Chicago, Rand McNally, 381 pp.
- Shepard, F.P. y Emery, K.O., 1973. K.O. Congo Submarine Canyon and Fan Valley. AAPG Bulletin, 57, 9, pp.: 1679-1691.
- Stephens, N., y F.M. Synge, 1966. Pleistocene Shoreline. Essays in Geomorphology (edit. by Dury, G. H.) (London, 1966). In Encyc. of Earth Sc. Series, Vol. III, The Encyclopedia of Geomorphology, ed. R.W. Fairbridge, Dowden, Hutchinson & Ross Inc., 1968.
- Steward R.H., 2008. Introduction to physical oceanography, 79-95. Department of Oceanography Texas A & M University
- Stieffel, R.H., 2019. Evidence for an old Parana delta and diachroneity in global *highstand*. The College of Science and Engineering Texas Christian University. Master of Science, 96 pp.
- Stieffel, R.H.Jr., 2019. Evidence for and old Parana Delta and diachroneity in global *highstand*. Department of Geological Sciences, Texas Christian University. Thesis, Master of Science, pp.:96
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Río, V., Somoza, y L. y R.E. Brackenridge, 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. Marine Geology 343, pp.: 99-114.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. Journal of Geology 76: 444 – 456.
- Turchyn, A.V. y Scharg, D.P., Coccioni, R. y A. Montanari, 2009. Environmental Science. Earth and Planetary Science Letters, 285, pp.:115-283.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y S.III Thompson, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, in Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration: AAPG. Memoir 26, pp.: 83-97
- Van Heijst, M.W.I.M. y G. Postma, 2001. Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. Basin Research, 13, pp. 269-292.
- Watts, A.B., 2001. Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge University Press, 458 p., Cambridge.
- Weissmann, G.S., Mount, J.F. y G.E. Fogg, 2002. Glacially Driven Cycles in Accumulation Space and Sequence Stratigraphy of a Stream-Dominated Alluvial Fan, San Joaquin Valley, California, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, 72, 2, pp.: 240-251. <https://doi.org/10.1306/062201720240>.
- Yamato, P., Husson, L., Becker, T.W. y K. Pedoja, 2013. Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. Tectonics, 32, 6, pp.: 1559-1570.
- Zavala, C. y M. Arcuri, 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. Sedimentary Geology 337, pp.: 36-54.

