

Descripción de los Sedimentos Marinos en la Cordillera Submarina de Carnegie

Nelson Pazmiño¹, François Michaud²

¹Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), Guayaquil, Ecuador.

²GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche sur mer, France

Resumen.

Información geológica y geofísica fue usada para clasificar los patrones de deposición de sedimentos en la Cordillera de Carnegie. Información de núcleos se usó para definir características de composición entre zonas equivalentes, y para establecer las variaciones verticales de perfiles sísmicos. Tres áreas de estudio se seleccionaron sobre la base de la distribución a lo largo de la cordillera. Grillas de los siguientes parámetros fueron obtenidos: pendiente, altitud, el porcentaje de carbonato de SiO_2 , y contenido de carbono orgánico. La distribución de CaCO_3 en contenido es más alto en la cresta, excepto en las zonas afectadas por la deposición de terrígenos desde el continente, y los desechos de origen volcánico de la Plataforma Volcánica de Galápagos. La distribución general de contenido de SiO_2 es mayor al Sur del Ecuador, en la frontera Oeste de la cresta. El contenido de carbono orgánico es alto en la Zona Ecuatorial de surgencia y cerca del continente. La relación entre carbón orgánico y carbonato fue determinado mediante análisis de correlación. El primer proceso para determinar ambientes sedimentarios es la ubicación de la zona de alta productividad en el que la solución pelágica es la fuente de sedimentos. El segundo es la diferencia en las propiedades del agua del mar entre las Cuencas de Perú y Panamá que rodean la cordillera, lo que crea diferentes ambientes deposicionales. El tercer proceso es el control de la deposición de la disolución bajo la depresión central y el Este de la cresta por degradación del carbón orgánico, que se ve reforzada por el flujo de agua inferior. Diferencias significativas en los tipos de sedimentación se encuentra en crestas, taludes, y pie de talud, principalmente relacionados con el cambio de profundidad y las corrientes de agua, el transporte lateral a lo largo del talud en el escarpe Norte.

Abstract.

Geological and geophysical data were used to classify sediment deposition patterns on the Carnegie Ridge. Core sampling was used to relate compositional characteristics between equivalent areas, and seismic profiling to establish vertical variations. Three study areas were selected based on core distribution along the ridge. Grids of the following parameters were obtained: Slope, Elevation, Percentage of Carbonate, SiO_2 , and Organic Carbon Contents. The general CaCO_3 content distribution is highest on the ridge except in the areas affected by terrigenous deposition from the mainland, and volcanic debris from Galapagos Volcanic Platform. The general SiO_2 content distribution is highest South of the Equator, bordering the West Ridge. The organic carbon content is high in the equatorial upwelling area and close to the mainland. The relationship between organic carbon and carbonate was determined through correlation analysis. The first is the location of the high productivity zone in which pelagic settling is the source of sediment. The second is the difference in sea water properties between the Panama and Peru Basins surrounding the ridge, which creates different depositional environments. The third process controlling deposition is underwater dissolution on the saddle and East Ridge by organic carbon degradation, which is enhanced by bottom water flow. Significant differences in sedimentation types were found in areas with hilltops, contrasted slopes, and slope bases, primarily related to changing depths and water flows, and lateral transport along the steepest North scarp.

1. Introduccción

Varias expediciones científicas han estudiado el lecho marino de la Cordillera de Carnegie. Estas campañas fueron planificadas con el propósito de comprender los procesos geológicos que operan en el Punto Caliente de las Galápagos (GHS), la dorsal oceánica de las Galápagos (GSC, Galápagos Spreading Center), y las interacciones Cordillera-Pluma entre el GSC y el GHS. En adición, los cambios climáticos han sido extensivamente estudiados usando la secuencia sedimentaria superficial con énfasis en la distribución de carbonatos y sílice en el Pacífico Ecuatorial. Estudios locales han sido focalizados en la estructura, morfología y tectónica de las Cuencas de Panamá y Perú. Ellos son importantes para la comprensión de los procesos de sedimentos que operan en la Cordillera de Carnegie. Durante los trayectos del Proyecto de Perforaciones en el Mar Profundo (DSDP, Deep Sea Drilling Project) y del Programa de Perforaciones en el Océano (Ocean Drilling Program, ODP) se han perforado núcleos sedimentarios en la Cordillera de Carnegie y en la Cuenca de Panamá desde 1970.

Igualmente, varias instituciones científicas, tales como Scripps Institution of Oceanography y la Universidad de Washington, han trabajado en el área para identificar y caracterizar los eventos pasados tales como el cierre del Istmo de Panamá, el cual produce una reorganización de las Aguas del Pacífico, y los cambios ambientales en los periodos glaciales e interglaciares. Variaciones del Oxígeno y de los isótopos de carbón en los sedimentos fueron usados para determinar los cambios en la temperatura superficial del mar (SST), y conteo de la colección de foraminíferos bentónicos para establecer paleo-productividad (Loubere et al., 1999). La Universidad Christian Albrechts y GEOMAR de Kiel, Alemania, en conjunto con Geosciences AZUR, de Francia, trabajaron en el proyecto “Cuenca de Panamá y Pluma de Galápagos” (SONNE 144-3). Los datos de magnetismo, gravedad, batimetría, y sísmica de las diferentes campañas son disponibles en archivos digitales tales como Sisteur (IFREMER), Salieri SO159 (GEOMAR), y Megaprint SO158 (GEOMAR). La distribución geográfica de los principales sitios perforados es representada en la Figura 1.

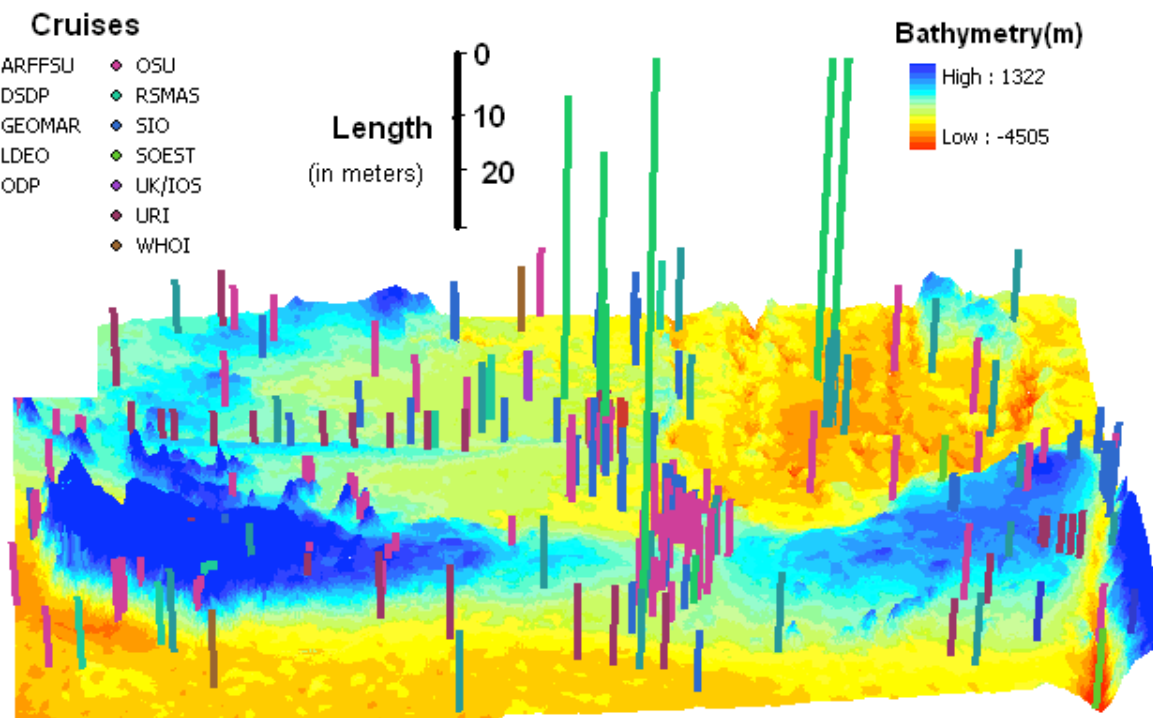


Figura 1. Distribución de los núcleos. Localización de núcleos de gravedad, pistón, del DSDP y ODP en el área de estudio.

La lista de todos estos núcleos, incluyendo aquellos colectados de la NGDC y GEOROC, fue usada en este trabajo a fin de caracterizar los sedimentos de la cordillera de Carnegie. Datos de batimetría multi-canal de Geomar (Flüh et al., 2001; Hauff et al., 2001) fueron analizados, y perfiles de reflexión sísmica de las Campañas NEMO 3 (Lyle et al, 2000a, 2000b) y Ventura (Scripps) son de dominio público. Estos fueron usados para extraer los perfiles morfológicos y estratigráficos de esta área.

2. La Cordillera de Carnegie (CAR)

2.1 Marco Geográfico

La Cordillera de Carnegie esta localizada en la Provincia Volcánica de Galápagos entre las latitudes $0^{\circ}00'$ y $2^{\circ}30'$ S, y las longitudes $91^{\circ}00'$ W y $80^{\circ}30'$ W. Esta ocupa un área de aproximadamente 325,000 kilómetros cuadrados (282 Km. desde el norte hasta el sur, y 1045 Km. desde el Este hasta el Oeste) (Fig.2). La cordillera tiene una forma alargada en la dirección Este-Oeste, y esta separada por un área de depresión dividiendo a la Cordillera en los segmentos Este y Oeste.

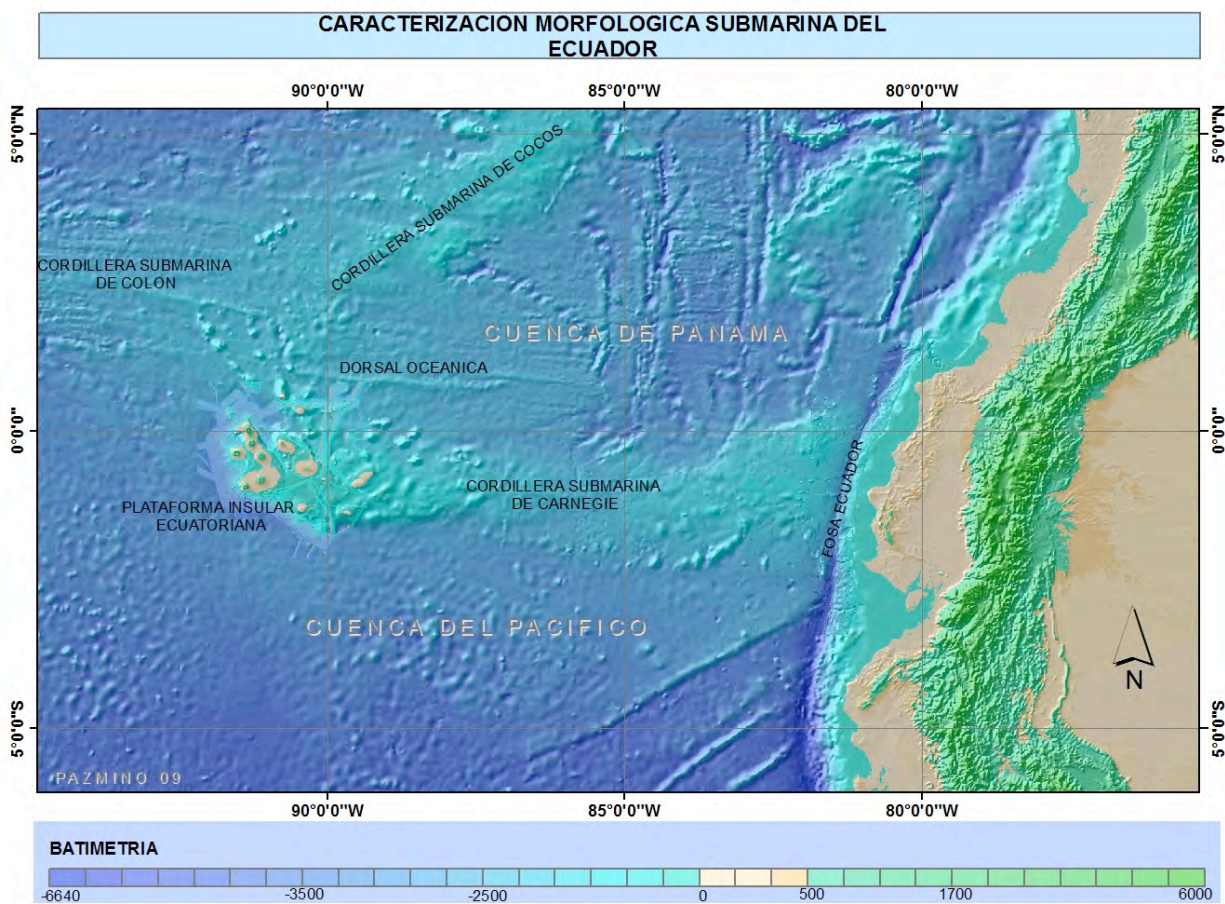


Figura 2. Aspectos geológicos y geomorfológicos importantes. Localización de la CAR, COR y CLR, las cuales son componentes naturales de la Provincia Volcánica de Galápagos (GVP).

El área de estudio puede ser subdividida en tres regiones importantes: la Cordillera Oeste, la Depresión Central, y la Cordillera Este. La Cordillera Oeste es parte de la Plataforma Volcánica de Galápagos. En esta área, los flancos de la Cordillera forman una amplia terraza con una orientación Este-Oeste (Van Andel, 1973), con la pendiente inclinada hacia el sur. Esta área

esta caracterizada por una actividad volcánica reciente y presenta poca influencia de chimeneas hidrotermales (Backer, 2000).

La Depresión Central de la Cordillera de Carnegie muestra una reducción del material volcánico emplazado en la Placa de Nazca. Este proceso produce la formación de un hundimiento,

lo cual permite la entrada de agua desde la Cuenca de Perú dentro de la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1976). Estas condiciones especiales conducen a las discontinuidades en la distribución de los sedimentos, tamaño y componentes sedimentarios desde el Sur hasta el Norte, con un rol importante la re-depositación producto de la erosión submarina (Moore et al., 1973; Lonsdale y Malfait, 1974).

La Cordillera Este, una región de colinas con profundidades que varían desde 960 m a 2300 m, es una importante área de la acreción de la corteza identificada a través de la batimetría. En esta área hay una interacción entre los sedimentos formados en las aguas superficiales y profundas y los procesos deposicionales específicos relacionados a la presencia de una zona de subducción. Asociado con la subducción están las variaciones en el carácter estructural y sedimentario de las capas del fondo, desde las rocas deformadas hasta la acreción de los sedimentos a la Fosa (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2002). Esta sección de la Cordillera presenta profundidades superficiales, y es aquí que la corteza más antigua de la Cordillera puede ser encontrada (Meschedey Barckhausen, 2000, 2001).

2.2 Marco Oceanográfico

Corrientes Superficiales: Las aguas por arriba de la Cordillera de Carnegie están afectadas por la fuerza de la Corriente Sur Ecuatorial (SEC), y están condicionadas por el desplazamiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ). Desde Agosto hasta Diciembre, la ITCZ está en una posición más hacia el Norte, moviéndose al Sur por el resto del año. La circulación oceánica superior dominada por los vientos del Oeste directamente afecta la alta productividad asociada con la Corriente de Perú. Una alta producción primaria en la Cordillera de Carnegie, está asociada con la surgencia de agua profunda desde una zona de divergencia ecuatorial y la SEC. Esta corriente, fluyendo hacia el Oeste a lo largo del Ecuador es el principal aspecto de circulación de poca profundidad sobre la Cordillera y está controlada por los vientos que vienen del sureste. La surgencia costera de las aguas frías de la Corriente de Perú alimenta la SEC con altas concentraciones de nutrientes.

Las aguas superficiales en la Cuenca de Panamá están caracterizadas por temperaturas

calientes (28°C en promedio) y baja salinidad (aproximadamente 34 ppt) (Tsuchiya y Talley, 1998). Mas hacia el Sur, en el Ecuador, la temperatura del agua es ligeramente baja (27°C) y la salinidad presenta un máximo local de 34.6 ppt (Tsuchiya y Talley, 1998). La surgencia costera desde la Corriente de Perú mantiene un flujo frío que es desviado hacia el Oeste siguiendo la Corriente Sur Ecuatorial. Estas aguas frías son mantenidas en la superficie por la surgencia ecuatorial a lo largo de la cordillera, formando la Lengua Fría Ecuatorial (Pisias et al., 1995, 2000).

Las corrientes sub-superficiales que se mueven hacia el Este son también muy importantes para comprender el movimiento de las masas de agua, especialmente la Corriente Submarina Ecuatorial que está relacionada con una surgencia en la región Oeste de las Islas Galápagos (Figura 3a). La productividad de las aguas en el lado Oeste de las Islas Galápagos es alterada por esta Corriente Submarina Ecuatorial rica en nutrientes, la cual es puesta en la superficie por diferencias en la batimetría produciendo surgencia en la Bahía de Urbina (Isla Isabela) (Steger et al., 1998).

Dos masas de agua se encuentran en el sur de Ecuador – el Agua Intermedia Antártica [AIW], que se mueve desde el Sur hasta el Norte y tiene un alto contenido de oxígeno y bajo contenido de fosfatos, y el Agua Intermedia del Pacífico Norte, que se mueve hacia el Sureste desde el Pacífico Noroeste y tiene bajo contenido de oxígeno (Mix et al., 2003). Estas corrientes controlan la distribución de los fosfatos y nitratos en la columna de agua entre los 500 a 1000 m. La circulación sub-superficial fue observada desde una transecta del Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling [JOIDES], y es mostrada como un flujo hacia el Norte en lo alto de los 400 m relacionada con la Corriente de Perú, y un flujo hacia el Oeste que está relacionado con los vientos alisios que afecta el área cercana al Ecuador (Figura 3b).

¹ Esta zona de convergencia es un área donde el intercambio de los vientos desde los hemisferios Sur y Norte se unen, y la fuerza del sistema de vientos alisios crea cambios estacionales en el patrón de la corriente ecuatorial ([Mayer et al., 1992]).

² Partes por millón, medida de salinidad internacional

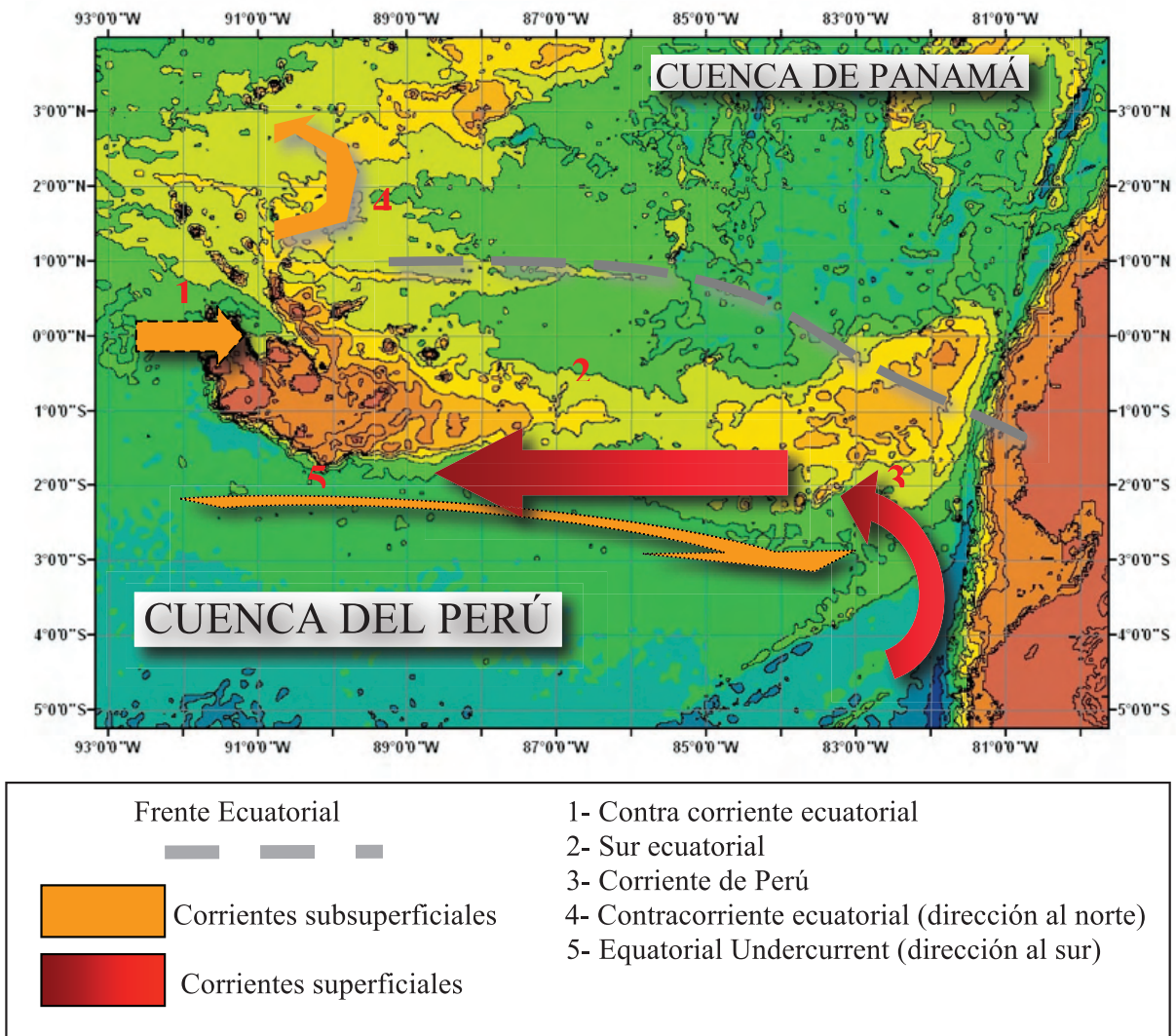


Figura 3A. Batimetría primaria y corrientes de agua sub-superficiales alrededor de la Cordillera de Carnegie. Las Flechas rojas representan las corrientes superficiales, las líneas sombreadas en gris muestran la localización del frente ecuatorial. Basado en (Lonsdale, 1977; Lyle, 2002).

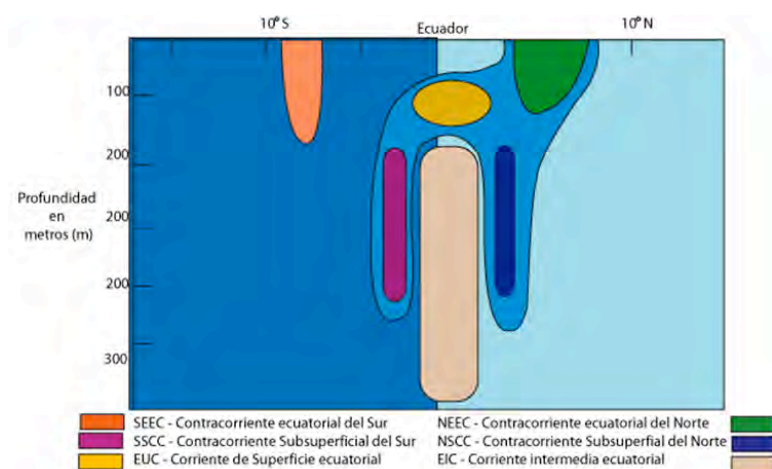


Figura 3B. Distribución vertical de la corriente. Las áreas de surgencias están localizadas al Oeste de la Isla Isabela.

Las aguas del fondo se mueven hacia el Norte a través de la Depresión Central en la parte central y en la Fosa en las partes Este de la Cordillera y produce un influjo de agua dentro de la Cuenca de Panamá. La velocidad de este influjo ha sido determinado para ser 33cm/s (Lonsdale y Malfait, 1974). Los principales parámetros de agua tales como fosfatos, oxígeno, nitratos, y silicatos son diferentes desde la Cuenca de Panamá hasta la Cuenca de Perú. Estas diferencias son más significativas por debajo de profundidades de agua de 2000 m, donde las aguas de la Cuenca de Panamá muestran consistentemente niveles de oxígeno más bajos y niveles de fosfatos, nitratos y silicatos más altos que las aguas de la Cuenca de Perú.

Corrientes Profundas: La Cordillera de Carnegie forma una estructura submarina que bloquea los flujos latitudinales de agua. Sin embargo, existen áreas en la fosa con una profundidad del umbral de aproximadamente 3000 m que permite una entrada de agua desde el Norte de la Cuenca de Panamá. Otra entrada fue identificada en el área de la Depresión Central de Carnegie a una profundidad de aproximadamente 2400 m (Malfait, 1974; Lonsdale, 1976). La circulación del fondo fue inferida por Van Andel (1973) y Kowsman (1973a) basada en la distribución de los sedimentos y la topografía del piso marino. La distribución de la materia suspendida en las aguas cercanas al fondo fue analizada por Plank et al., [1973]. El flujo de las aguas de fondo es predominantemente de sur a Norte ambas a través de la Depresión Central de Carnegie, y desde la Cuenca de Perú hasta la Cuenca de Panamá a través de la Fosa Ecuador (Malfait y Lonsdale, 1974; Lonsdale, 1977a; Malfait, 1974; Lonsdale, 1976).

2.3 Marco Geológico

La formación de la Cordillera de Carnegie ocurrió como un resultado de la ruptura de la Placa de Farallón 23 millones de años atrás (Hey et al, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Meschede y Barckhausen, 2000), creando dos nuevas placas, la Placa de Cocos, bajo la Cuenca de Panamá, al Norte, y la Placa de Nazca, bajo la Cuenca de Perú, al Sur.

Esfuerzos divergentes tiraron la parte de las placas de Nazca y Cocos y condujeron a la creación del Centro de Expansión de Galápagos (GSC) (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgton, 1978). La posición del Punto Caliente de Galápagos (GHS) en consideración a las placas de Nazca y Cocos ha sido una fuente de nuevo magma, responsable para dos trayectorias de material acrecionado al piso marino. Esta interacción formó dos largas cordilleras asísmicas (Johnson y Lowrie, 1972):

La Cordillera de Cocos, moviéndose al Noreste, está siendo subductada bajo el margen convergente de Costa Rica, la Cordillera de Carnegie, la cual es parte de la placa de Nazca, está moviéndose al Este bajo la placa Sudamericana, y La Cordillera de Colón, moviéndose al Oeste, como parte de los esfuerzos divergentes que tiraron alejando las placas de Nazca y Cocos.

La Cordillera de Carnegie se mueve a lo largo de la placa de Nazca en relación al GHS (Pennington, 1981). El excesivo volcanismo en la Plataforma de Galápagos es soportado por el GHS como una fuente de material (Christie et al., 1992; Sinton et al., 1996). Al sur de la Cordillera de Carnegie esta el Escarpe de Grijalva, una antigua zona de fractura N60°E en la Placa de Farallón (Flüh et al., 2001). Esto es considerado parte de un escarpe de la más antigua placa de Nazca y permanece como una traza de la placa cuando se partió (Flüh et al., 2001). Relativo al escarpe, la Cordillera de Carnegie debe ser considerada como un punto caliente trazado sobre una corteza más joven (Figura 4).

La edad de la formación de esta cordillera asísmica, basada en anomalías magnéticas, edad de las muestras, y reconstrucción (Christie et al., 1992; Meschede y Barckhausen, 2001) es mas antigua cuando se mueve desde el Oeste hacia el Este (Fig. 4). Este incremento en la edad de la cordillera esta relacionado a la reconstrucción y a las anomalías en el área de unión cordillera-fosa cerca a los 20 Ma (Hey, 1977; Lonsdale, 1978; Wilson y Hey, 1995; Barckhausen et al., 2001). En el área este de la sección que incluye las Islas Galápagos, la corteza más joven esta asociada con volcanismo activo.

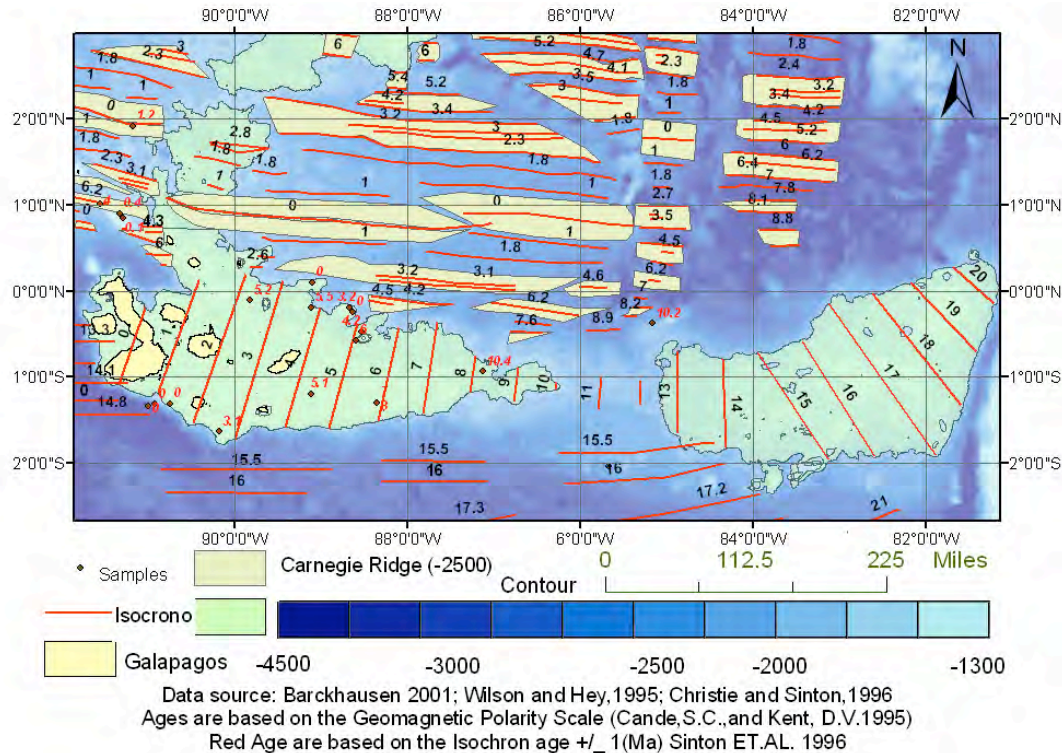


Figura 4. Predicción de la edad para la Cordillera de Carnegie. Compilación de acuerdo a la escala de tiempo de la inversión magnética y a la reconstrucción basada en la edad de muestras y anomalías magnéticas en la Cordillera de Carnegie. [Integrada y modificada (Meschede y Barckhausen, 2001), (Wilson y Hey, 1995), y (Barckhausen et al, 2001)].

Los datos batimétricos muestran que el flanco norte de la cordillera es más inclinado que el flanco sur. El escarpe mas inclinado y la morfología de bloques fallados en el lado Norte esta correlacionado con los ajustes isostáticos locales por los movimientos verticales de los bloques corticales (Detrick y Watts, 1979).

Las principales formaciones geológicas en la superficie del área de estudio, identificadas desde la secuencia estratigráfica del ODP y DSPD, son resumidas y caracterizadas en la Tabla 1.

Tabla 1. Litología de núcleos ODP. Basado en la descripción de la litología desde los sitios ODP y DSPD. Nota: mcd = Una profundidad compuesta en m.

Sitio	Edad	Unidades Litológicas
1238 Trayecto 202	Pleistoceno (0-98mcd)	Nanofósiles y limo con diatomeas; arcillas y foraminíferos
1238 Trayecto 202	Plioceno (98-322mcd)	Nanofósiles y limo con diatomeas, carbón orgánico
1238 Trayecto 202	Mioceno (322-480 mcd)	Diatomeas litificadas y limos con nanofósiles limos con creta y cherts horizontales
1239 Trayecto 202	Pleistoceno (0-97 mcd)	Nanofósiles calcáreos, foraminíferos planctónicos, limo con menos diatomeas que el sitio 1238
1239 Trayecto 202	Plioceno (97-410 mcd)	Limo con creta-limos calcáreos.
1239 Trayecto 202	Mioceno (410-560 mcd)	Diatomeas litificadas y limos con nanofósiles , creta y chert horizontales
157 Trayecto 16	Pleistoceno (0-85 m)	Limo con creta y nanofósiles foraminíferos diatomáceos
157 Trayecto 16	Plioceno (85-330 mcd)	Limo con creta
157 Trayecto 16	Mioceno (330-440 mcd)	Calizas con creta y nanofósiles y menos creta

La estructura geológica de la Cuenca de Panamá en la parte Noreste de la Cordillera de Carnegie ha sido afectada por fallas orientadas a lo largo del meridiano 91°W. El Centro de Expansión cambia su eje debido a varias fallas transformantes que lo cruzan, el sistema de fallas transformantes más importante pertenecen a las Zona de Fractura Inca, Ecuador y Panamá. Este activo tectonismo del piso marino en la cuenca ha jugado un rol importante

en el salto de las cordilleras, e influye la cantidad de la pluma del manto que es creado. La Cordillera de Carnegie ha sufrido ajustes isostáticos locales a lo largo de una serie de fallas normales orientadas este-oeste que resultan en la formación de terrazas en cada flanco (Figura 5). Estas áreas terracedas tienen sedimentos densos en el perfil, y son obstruidas por estructuras falladas hacia abajo y sedimentos recubiertos (Van Andel et al., 1973).

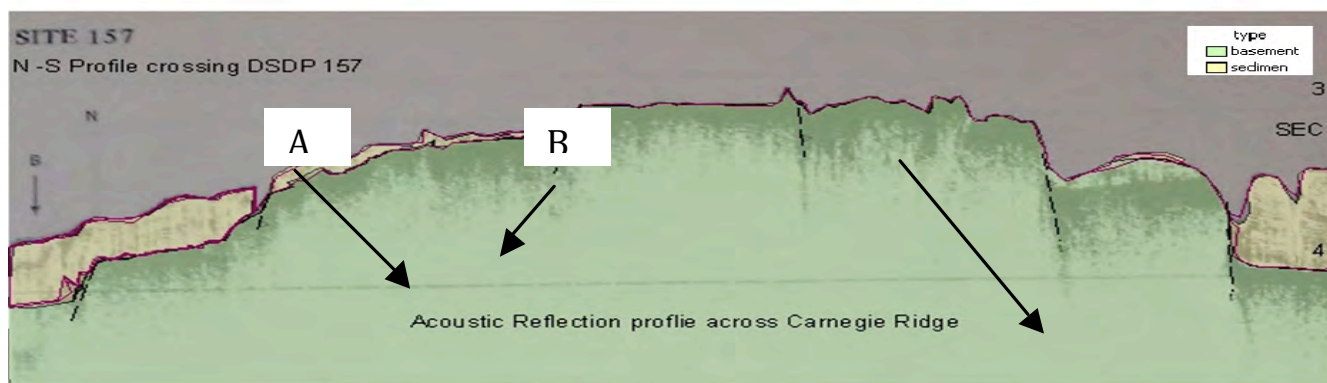


Figura 5. Perfiles de reflexión acústica de la transecta Norte-Sur. A: bloques fallados, B: terrazas planas, y C: cañones erosionados (Modificado de Van Andel et al., 1973).

Lineamientos volcánicos son observados en la sección Noreste de la Plataforma Volcánica de Galápagos, y lineamientos de montes submarinos son observados como una traza de cordillera en la Cordillera Sureste.

2.4 Sedimentos: generalidades

Uno de los primeros estudios para caracterizar el espesor de sedimentos y la distribución relativa de las partículas sedimentarias en el área de la Depresión Central en la Cordillera de Carnegie fue realizado por Malfait (1975). Malfait (1975) examinó los efectos de la erosión y los procesos del transporte usando fotografías submarinas en el flanco Norte del área de la Depresión Central; él encontró dunas restringidas a áreas en donde las corrientes estuvieron por encima del umbral para el transporte de carga de fondo. Estudiando las variaciones en el tamaño de grano en ambientes erosionales. Malfait (1975) confirmó la hipótesis de que el transporte de sedimentos fue esencialmente realizado por corrientes de fondo.

La Cordillera de Carnegie tiene altos gradientes de productividad primaria asociados con el afloramiento de los márgenes costeros y divergencia ecuatorial, y movimiento de nutrientes por corrientes (Lyle, 1992). Datos empíricos tienden a mostrar modelos latitudinales de productividad producidos por la posición zonal de las corrientes (Lyle, 1992). Los sedimentos terrígenos ocurren dentro de los 500 Km del continente y en la Plataforma Volcánica de Galápagos; la Calcita tiene la mas baja distribución en las áreas controladas por la deposición de terrígenos (Lyle, 1992). En la Cordillera de Carnegie del lado de la Cuenca de Panamá, la Lisoclina está localizada a 2869 m (Thunell et al., 1982) y la profundidad de compensación de carbonatos (CCD) está localizada a 3200 m (Lyle, 1992). En la Cuenca de Perú del lado de la CCD está localizada a 4100 m (Lyle, 1992), y la Lisoclina está localizada a 2900 m (Lyle et al, 1988). Diferencias en el contenido de carbón orgánico de los sedimentos produce variaciones en su color. Estas variaciones en el color de los sedimentos fueron relacionadas al flujo de carbón orgánico explicado

por el modelo latitudinal de alta productividad (Lyle, 1983). Malfait (1975) también examinó la relación entre los procesos erosionales y de transporte y las variaciones texturales de tamaños de grano. El contenido de arena excede el promedio de los sedimentos superficiales en la Cuenca de Panamá desde 15% a 50% en la cresta de la cordillera (Van Andel, 1973). Esta concentración fue relacionada al cribado y al transporte pendiente abajo (Malfait, 1974).

3. Caracterización de Sedimentos

3.1 Fisiografía del Ambiente de Depósito

La Cordillera de Carnegie es formada del material volcánico emplazados en la Placa de Nazca. La Cordillera durante este proceso es incapaz de distribuir lateralmente la carga de esfuerzo producto del volcanismo con flexión. Como un resultado, ajustes locales isostáticos por movimientos verticales de bloques corticales producen una serie de fallas normales orientadas Este-Oeste, separadas por terrazas horizontales. La Cordillera Oeste tiene superficies de terrazas Este-Oeste en ambos lados, limitadas por escarpes inclinados que son la base para las siguientes fallas, hacia abajo de la cuenca. Las terrazas horizontales tienen coberturas sedimentarias densas de acuerdo a los perfiles de reflexión acústica de la campaña C111 Lamont Columbia University. Estructuras similares son observadas en el área de la Depresión Central, las Cordilleras Oeste y Este. En la región de estudio, seis diferentes unidades fisiográficas de ambiente de depósitos pueden ser individualizadas: Plano abisal, Topes de colinas, Pendientes, Área de depresión, Fallas, y Depresiones.

3.2 Composición de Sedimentos

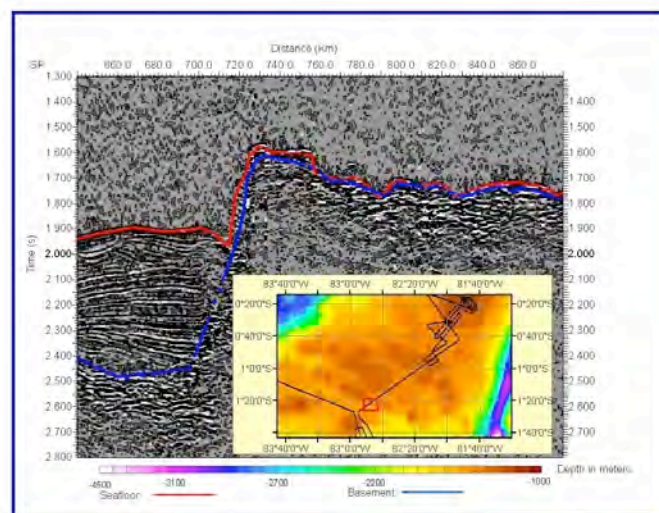
La composición de los sedimentos a lo largo de la Cordillera de Carnegie y las áreas de cuencas adyacentes es afectada por la productividad superficial, la edad de la corteza, la profundidad de compensación de carbonatos, la distancia desde el continente (fuente de sedimentos terrígenos), la disolución, y el flujo de agua de fondo. La dilución por material terrígeno cerca del continente, y los fragmentos volcánicos erosionados alrededor de la Plataforma Volcánica de Galápagos (Kowsman, 1973b) son localmente importantes en la composición del sedimento. Igualmente, la re-distribución de sedimentos biogénicos, principalmente carbonatados, es generada por la erosión producida por el flujo del

agua de fondo. Inicialmente, 165 núcleos fueron seleccionados para el área con valores conocidos de porcentaje de peso de carbonatos, porcentaje de peso de ópalo normal, porcentaje de peso de carbón orgánico, tasa de sedimentación, etc.

3.3 Depósitos Biogénicos

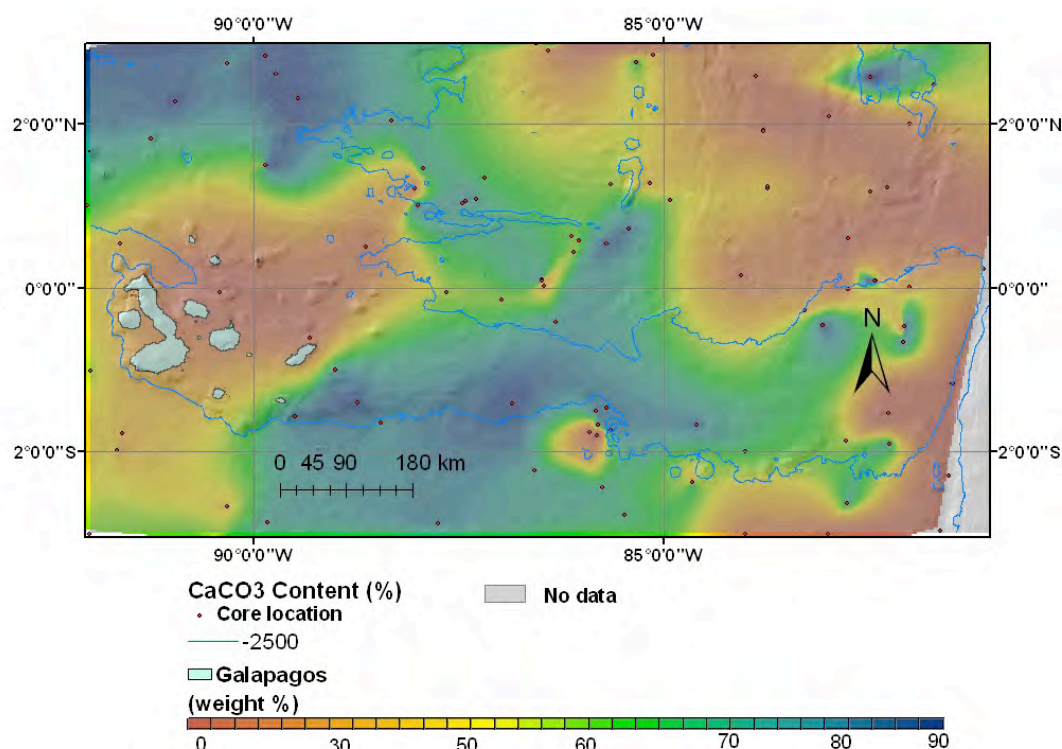
Deposición de carbonatos: La composición de sedimentos basado en el porcentaje de peso de CaCO_3 en la parte superior de los núcleos existentes fue agrupado y mapeado en grillas de porcentaje general de CaCO_3 (Figura 8). Estos modelos de distribución de CaCO_3 son marcados por la dilución de terrígenos, zonas síliceas, y las diferencias entre las zonas climáticas producidas por la posición geográfica del Frente Ecuatorial (Lisitzin, 1996). El carbonato dominante es encontrado en la Cordillera, no en la Cordillera Este donde la acumulación de los sedimentos síliceos es importante. En la pendiente, el porcentaje tiene mínimas variaciones. En las colinas, esto es observado en el Trayecto 202 Sitios 1238 y 1239 con moderada acumulación de 58% y 72% respectivamente. Un factor importante para considerar cuando se trata con el CaCO_3 es el estado de preservación, lo cual es el porcentaje fraccional de los caparazones de los organismos; ellos nos dan una idea de la condición ambiental del depósito. Los caparazones son preservados en un estado inicial y empiezan un proceso de destrucción debido a la disolución química. En el piso marino los caparazones más densos tienden a preservarse. El análisis de la preservación y los cambios temporales y espaciales en la composición y acumulación de sedimentos deben darnos una idea del ambiente deposicional de los sedimentos. La preservación de su distribución en la Cordillera esta afectada por procesos químicos y mecánicos tales como efectos de solución, selección, y transporte lateral a la cuenca adyacente (Dikelman, 1974). El carbonato esta saturado en la superficie y los procesos de disolución empiezan con el incremento de la presión y la disminución en la temperatura, conduciendo a un incremento en el contenido de CO_2 .

Deposición de Ópalo: Las aguas ecuatoriales, en donde los radiolarios están en concentraciones mas abundante, tienen alta producción de sílice amorfa (Archer et al., 1993). Los sedimentos son ricos en remanentes síliceos en el área de estudio. Sílice tipo ópalo localizada en el piso marino está compuesta de remanentes de sedimentos síliceos biogénicos formados de residuos de diatomeas y radiolarios.



La distribución de radiolarios asociados refleja un área de alta productividad (Molina Cruz, 1977). La preservación de radiolarios en la Cordillera Oeste es más grande que en la Cordillera Este. El contenido de ópalo en los sedimentos recientes (Figura 9) en la Cordillera de Carnegie varía desde 13 a 80 % de su

peso. Tres zonas esenciales de depósitos recientes de sílice son identificados: (1) la Cordillera Este, la cual tiene los valores más bajos; (2) el área de la Cordillera Oeste muestra valores moderados (3) depósitos ricos en sílice son encontrados en la Cuenca de Perú, donde el CaCO_3 sufre disolución.



La distribución de ópalo, la cual esta bien correlacionada con los mapas de productividad superficial, es afectada por calcita fabricada (Archer et al., 1993). Esto es debido a que la grilla fue compilada usando los valores de porcentaje de ópalo libre de calcita. El enterramiento de sedimentos de ópalo representa estos valores, y ellos son una fracción de la producción total de ópalo, lo cual está afectado por disolución.

3.4 Depósitos Clásticos

La Cordillera Este recibe un suministro moderado de sedimentos terrígenos desde el continente. La concentración produce una dilución de otros componentes del sistema de sedimentos. Esta distribución en la Cordillera Este está influenciada por las corrientes de fondo. La concentración de arcilla en la parte noreste es principalmente de origen continental (Van Andel, 1973).

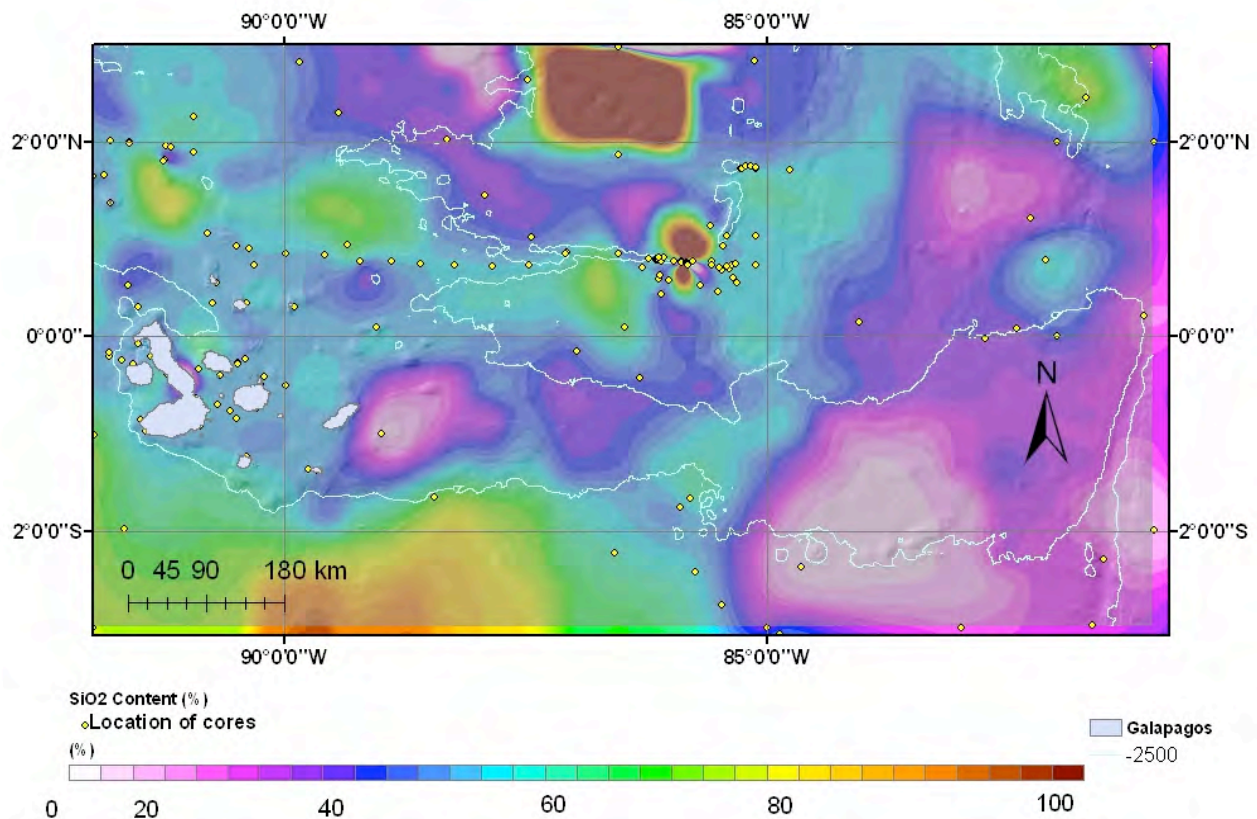


Figura 9. Contenido de ópalo en los sedimentos superficiales (como un porcentaje de la muestra). Los puntos indican la localización de las muestras. Base de datos (Leinen, 1986; Lyle et al., 1995).

La fracción más pequeña en los sedimentos esta compuesta de materia orgánica producida en las aguas superficiales e importadas desde el continente; altos porcentajes de carbón orgánico están presentes en la Cordillera Este (Figura 10).

Las variaciones en el carbón orgánico reflejan diferentes grados de descomposición relacionadas a la oxigenación de las masas de agua y cambios de la productividad primaria en las aguas superficiales (Ricken, 1993). En el Pacífico

Ecuatorial Este, el pastoreo es ineficiente, y como un resultado, mas carbón es exportado al piso marino bajo estas condiciones (Pedersen y Calvert, 1990).

Las aguas del fondo están casi desprovistas de oxígeno disuelto debido a que este es consumido por los altos flujos de carbón, creando condiciones anóxicas. Las condiciones anóxicas y las aguas de alta productividad controlan la riqueza del carbón orgánico en los sedimentos (Pederson y Calvert, 1991).

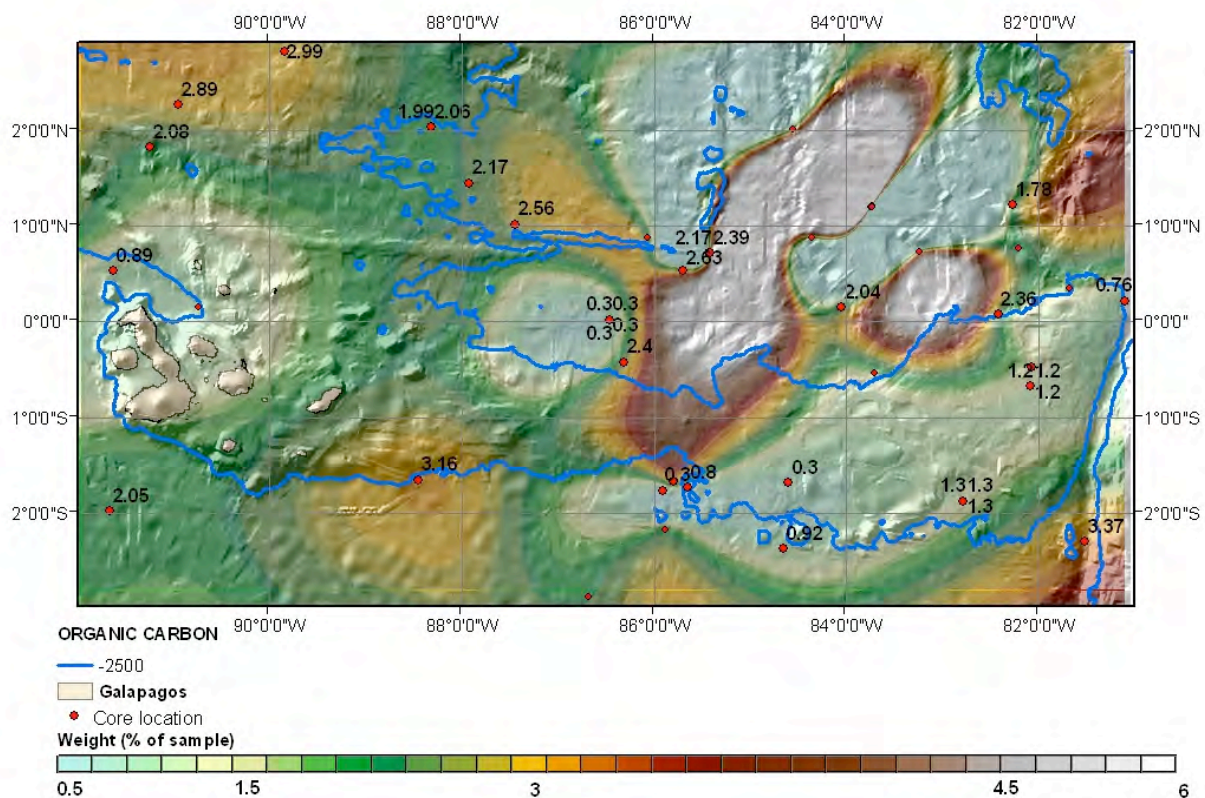


Figura 10. Distribución de carbono orgánico en los sedimentos superficiales en la Cordillera de Carnegie. Las posiciones de los sitios listados en el anexo 1 son indicados. Base de datos (Lyle,1992; Lyle et al., 1995; Mekik et al , 2002).

Materia orgánica con colores oscuros fue identificada en el Sitio 1239 del ODP puesto que el tope de la colina en el flanco Este tiene una interfase agua-sedimento cercana a la zona mínima de oxígeno. Esta área se encuentra en la entrada de altos flujos de materia orgánica (Tabla 2) debido a la formación de masas de agua reducidas en Oxígeno. La alta productividad produce grandes cantidades de materia orgánica en descomposición, y alto consumo de oxígeno disuelto (Pedersen y Calvert,1991).

En el flanco Norte de la Depresión Central, la tasa de sedimentación es más grande que en el

este de la cordillera (donde la tasa de sedimentación es moderada). En áreas de alta sedimentación el carbono orgánico en los sedimentos es enterrado más rápido y recibe protección de la respiración oxidante y de la digestión béntica (Schulz, 2000), y en la Cordillera Este el contenido de carbono orgánico es mas alto cerca de las áreas costeras y disminuye costa afuera (Lyle et al, 1988). Las áreas costeras y la cordillera Noreste, en conjunto con el área Oeste de Galápagos donde la surgencia costera es alta, determinan en donde los valores mas altos de carbono orgánico están presentes.

Tabla 2. Promedio de carbono orgánico total en la parte superior de los núcleos de ODP (Trayecto 202). La más alta concentración fue encontrada en los núcleos 1238 y 1239, caracterizados por las profundidades más bajas y localización cercana al continente (para localización de núcleos referirse al Apéndice 2 número 2).

Número del núcleo	Carbono orgánico total TOC%	Profundidad (m)
1238	3.4-11.8	2203
1239	3.7	1414
1240	1.5	2921

Resumiendo, la proporción de carbonato en el sedimento varía entre 1 y 97.76 en el porcentaje de peso, mientras el contenido de ópalo varía desde 20 a 70 en el porcentaje de peso, y el contenido de carbón orgánico varía desde 0 a 3.5 en el porcentaje de peso. En general, la tasa de deposición de sedimentos carbonatados es alta, debido a que los sedimentos son depositados por encima del CCD.

3.5 Depósitos de Fondo

Estudios granulométricos de Malfait (1975) y Van Andel et al. (1973a) muestran que la distribución de material es más grueso en las colinas topográficas, y el material fino es depositado en el plano abisal adyacente a la Cordillera, y en las terrazas con cimas planas. En las depresiones y canales que corren desde el área de la Depresión Central, el sedimento es arrastrado hacia afuera (Dinkelman, 1974) por flujos de agua de fondo, y la erosión es clara en donde las marcas de corrientes (ripple marks) son evidentes (Malfait, 1974) y las dunas abisales son el resultado de los procesos mecánicos (Lonsdale, 1976). Estas condiciones topográficas locales son importantes en la determinación de como el material es formado y re-depositado. Sin embargo, la alta zonalidad de material biogénico formado, la disolución de material calcáreo con la profundidad y el disturbio por las corrientes de fondo son procesos importantes que han definido el depósito de sedimentos en el área.

Las concentraciones de arena y limo en la Cordillera son principalmente de material foraminífero, la abundancia está entre 10% y 30%. La fracción de arcilla es menos que 10% y entre 50% y 70% en el plano abisal adyacente a la Cordillera. La principal entrada de arcilla, entre 70% y 90%, es observada en la confluencia Cordillera-Fosa, (Lisitzin, 1996). Sedimentos superficiales conteniendo concentraciones de metales fueron limitados a nódulos de manganeso en la Cordillera de Carnegie (Rosato et al., 1975). La Cordillera Noreste y las áreas adyacentes tienen concentraciones más grandes de minerales de arcilla (Heath et al., 1974) que el resto de la Cordillera. Ellas están compuestas principalmente por Caolinita y Clorita, las cuales están mezcladas con lavas de feldespato [Werner et al., 2000]. La Smectita, mineral de arcilla formada en el océano y también suministrada de los continentes, es distribuida en alto contenido en la Plataforma de Galápagos (Heath et al., 1974). Los fragmentos

oceánicos ricos en Basalto son también suministrados a la Plataforma de Galápagos como un producto del volcanismo de las Islas Galápagos.

3.6 Propiedades de los Sedimentos

En este estudio, la distribución del tamaño del grano es determinada de acuerdo a Lonsdale y Malfait (1974) para el área de la Depresión Central, y basadas en la información de núcleos en las Cordilleras Este y Oeste. Re-trabajamientos de sedimentos antiguos ocurren en la Cordillera, lo que fue observado mediante la existencia de capas de sedimentos conteniendo especies extintas de los períodos Terciario y Cuaternario tardío, resultando de los disturbios de sedimentos por las aguas de fondo, de deslizamiento rotacional, y de la actividad béntica (Dinkelman, 1974). Considerando áreas homogéneas, las terrazas planas y las cuencas abisales adyacentes, las propiedades de los sedimentos son las mismas para determinados tipos de sedimentos y de ambiente si la porosidad es la misma (Hamilton y Bachman, 1982). Las litologías generales en la Cordillera son (Figura 11):

- Sedimentos terrígenos en el área adyacente a las Islas Galápagos del Este, y los límites de las confluencias Cordillera-Fosa en el Norte y Sur, los cuales están principalmente compuestos de arcilla del continente y vidrio volcánico de la Plataforma Volcánica de Galápagos.
- Las colinas abisales en las cordilleras Este y Oeste, formadas principalmente de calcáreos limosos (ooze).
- Las propiedades del Plano Abisal en la Cuenca de Perú y áreas adyacentes a la cordillera en el lado Sur, cuyas profundidades promedias son 3200 m al Sur, están principalmente compuestas por calcáreos limosos.
- Las propiedades del Plano Abisal en la Cuenca de Panamá y áreas adyacentes a la Cordillera en el lado Norte, cuyas profundidades promedio son 3000 m al Norte, están compuestas principalmente por arcilla y calcáreos limosos.
- Las propiedades de sedimentos calcáreos en el área de la Depresión Central y en los flancos de la Cordillera están basados en el ambiente general.

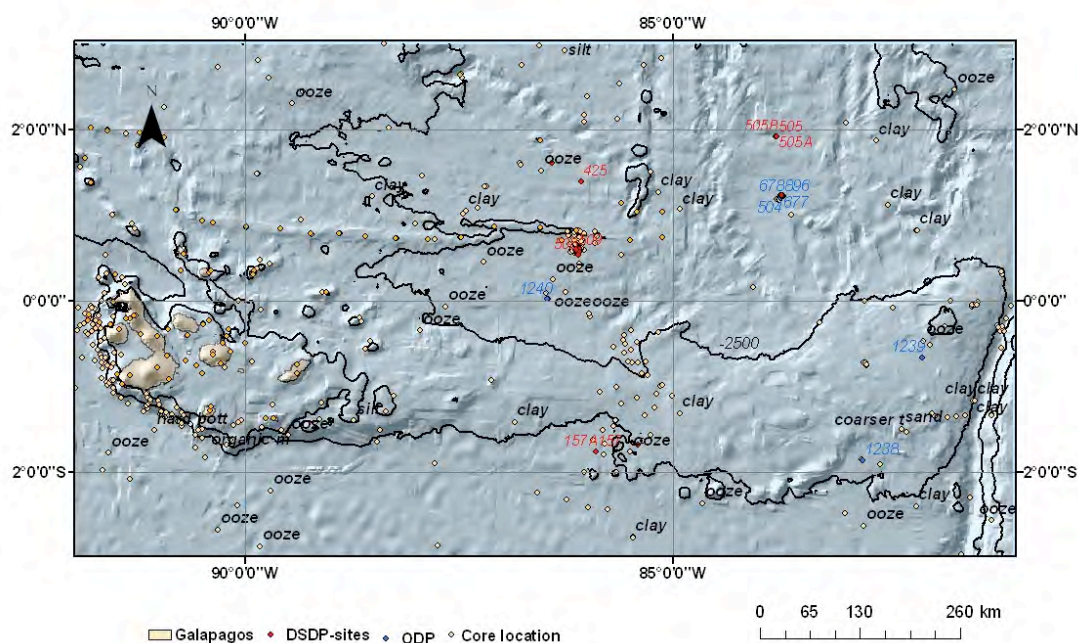


Figura 11. Litología basada en la descripción de núcleos de la NGDC. Los puntos rojos reportan la distribución de los sedimentos superficiales del piso marino en los últimos años desde 1970 (Deck41 Base de datos, NGDC).

La Cordillera de Carnegie tiene un alto nivel de carbonato y sílice biogénica, tal como es observado en la parte superior de los núcleos 1238 y 1239 del ODP en el Trayecto 202, y Sitio 846 en el Trayecto 138. En el Sitio 1238 la tasa de acumulación de masa (MAR) de carbonato es $2 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$ y la MAR no carbonatada es $1.4 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$, y en el Sitio 1239 (MAR carbonato de $1.8 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$ y MAR no carbonatado de $1.4 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$): la acumulación de carbonato es mas grande que la acumulación no carbonatada. Los núcleos 138 (MAR carbonato $1.2 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$ y MAR no carbonatado $0.8 \text{ g/cm}^2/\text{Ka}$) tienen una tasa de acumulación de carbonato mas alta (Mix et al., 2002). Las condiciones ambientales en la Cordillera de Carnegie son de sedimentos carbonatados; en donde estos sitios están localizados se encuentran afectados por procesos tales como cambios en el arreglo pelágico vertical y lenta advección lateral a través de la columna de agua. Estas condiciones varían como resultado de la influencia de la tierra produciendo áreas de sedimentos hemipelágicos, donde lutitas negras hemipelágicas tienen tasas de sedimentación de 10 cm/Ka en una zona de alta productividad (Stow et al., 2001). El agua intermedia que afecta los Sitios 1238 y 1239, y las lutitas negras depositadas como un resultado de procesos que controlan la sedimentación de grano fino en aguas profundas describen un ambiente de deposición en la Cordillera Este poca profunda.

Esta área fue también considerada como un área de distribución hemipelágica basada en la distribución del contenido de la illita (Heath et al., 1974).

3.7 Estructura y Estratigrafía de los Sedimentos

La secuencia local de sedimentos del piso marino con una resolución lateral es observada con perfiles de reflexión sísmica obtenidos de las expediciones del Scripps Institution of Oceanography (campanas Nemo Transecta III, y Venture Transecta I). La secuencia de deposición es constante, excepto en áreas inestables de topografía altamente variable producidas por una parte caótica del escarpe, y en áreas donde el patrón de relleno de la cuenca tiene diferentes espaciamientos entre los reflectores. Esto es una indicación que la Cordillera tiene un arreglo uniforme de los sedimentos a través de la columna de agua regional. Una cobertura de sedimentos pelágicos fue observada en el área de los reflectores adyacentes a la Cuenca de Panamá. Los reflectores que se pueden trazar fueron relacionados a la variación en la productividad superficial, los cuales producen un decrecimiento en el contenido de carbonatos sedimentarios a partir de la disolución producida por el incremento en el contenido de radiolarios síliceos (Kemp y Baldauf, 1993).

La deposición general en los topes de las colinas en la Cordillera Este corresponde a un relleno de cuenca pelágica, donde los sedimentos son depositados en topografías bajas (Lyle et al., 2000a y 2000b). El efecto de lazo-corbata (bow-tie) es observado en el área alrededor de los topes de las colinas hacia el lado Sur mostrando evidencia de erosión (Figura 12). Los sedimentos en la parte Norte de la Depresión Central son concentrados como un resultado del

re-trabajamiento (Malfait, 1974; Knappenberger, 2000).

En una escala regional, las colinas de la Cordillera Este muestran un basamento expuesto a la columna de agua. Los sedimentos más viejos observados en los perfiles de reflexión sísmica parecen indicar una transición de los sedimentos depositados bajo condiciones más pelágicas a condiciones hemipelágicas.

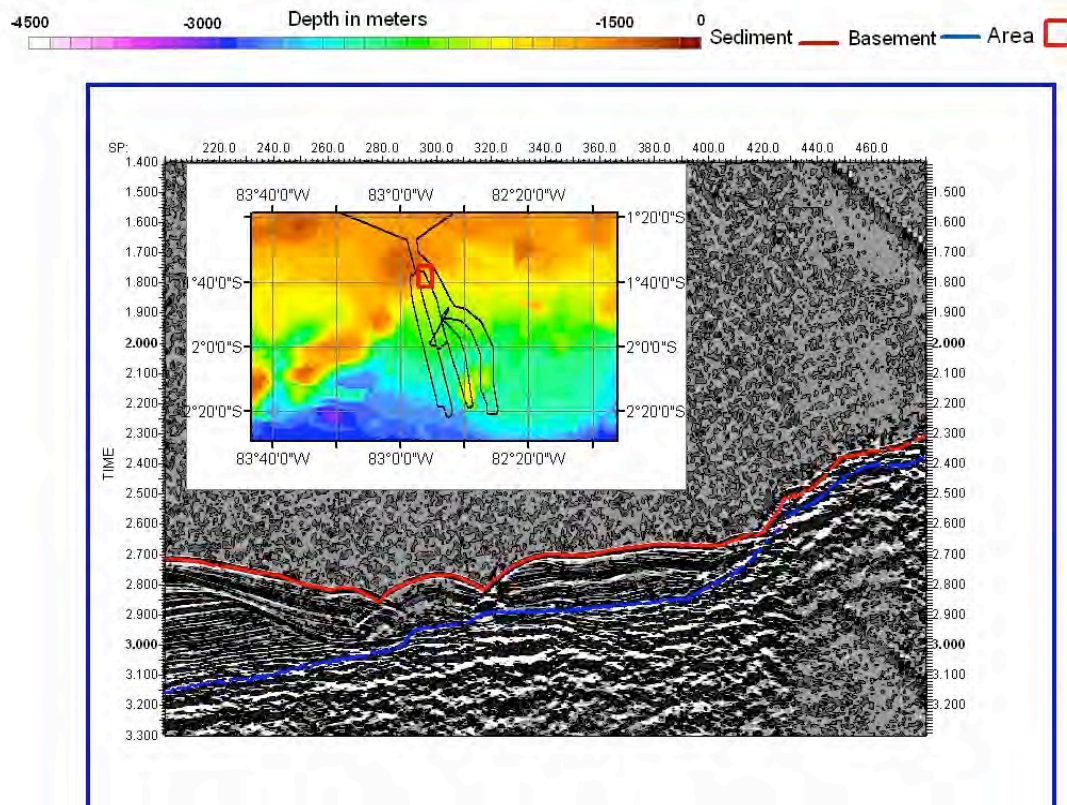


Figura 12. Secuencia estratigráfica en la Cordillera Sureste. Los efectos lazo-corbata son observados a lo largo del perfil: la dirección horizontal ayuda a predecir reflectores continuos en la estratigrafía del sedimento en el lado izquierdo, y a los sedimentos denudados del tope de la colina en la derecha. Una deposición de relleno de cuenca domina la secuencia de sedimentos. Base de datos sísmicos de la campaña Nemo 03 (Scripps Institution of Oceanography).

3.8 Espesor de sedimentos

La asociación de varios perfiles es usada para proveer el espesor de sedimentos. Por lo tanto, es importante comprender la correlación entre la batimetría del piso marino, distribución del basamento, edad de la formación de la corteza, y espesor de la corteza. Estas relaciones son representadas en un modelo de espesor de sedimentos, el cual puede estar disponible para representar estos aspectos generales. Además, en la Cordillera de Carnegie, donde la corteza

es densa y de origen volcánico, los sedimentos están acumulados principalmente en las pendientes bajas y las áreas estables, tales como en la pendiente abajo de los flancos y las terrazas con cimas planas. El relleno de la Cuenca ocurre pendiente abajo en áreas donde el cambio del gradiente de la pendiente es el principal aspecto (Figura 13). Estas áreas generales tienen anomalías negativas de gravedad producidas por la ausencia de masa, y pueden ser usadas para interpretar la estructura en profundidad entre la Cordillera y la Cuenca adyacente.

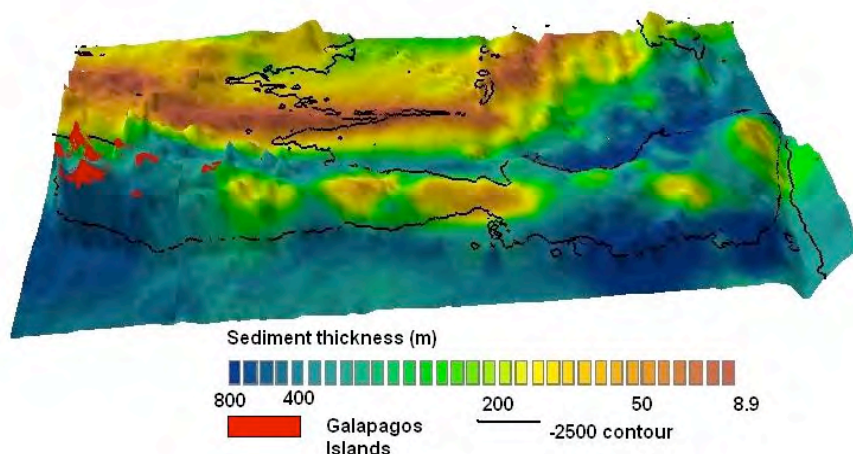


Figura 13. Distribución del espesor de sedimentos. Esta predicción desde una cuadrícula de la base de datos de la NGDC está mostrando las áreas densas que están pendiente abajo de las cuencas adyacentes a la cordillera y las áreas mas delgadas que están en las colinas.

Esta asociación es hecha por la adecuación de anomalías negativas de gravedad con los sedimentos densos en el área, de manera general. Los datos de espesor de sedimentos están disponibles en línea en la siguiente dirección electrónica: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>. El espesor de sedimentos tiene una cobertura irregular producida por las rugosidades del basamento volcánico y una extensiva erosión en las áreas del umbral de la Cordillera de Carnegie. El conjunto estratificado es observado en los perfiles los cuales muestran una secuencia normal de sedimentos. Las áreas de no conformidades están restringidas a la parte baja de la secuencia sedimentaria, con una compensación producida por las fallas transformantes en la dirección Este-Oeste (Van Andel et al., 1971). Las partes caóticas cubiertas por sedimentos son limitadas al borde de los flancos relacionados por bloque fallado hundido. (Lyle et al., 2000; Michaud et al., 2001, 2005). Los movimientos de sedimentos colina abajo (Pisias et al., 2000; Lyle et al., 2000a, 2000b) son los principales factores que modifican la estratigrafía de los sedimentos debido al control estructural en las áreas bloques fallados hundidos.

3.9 Asociación de espesor de sedimentos y anomalías de gravedad

Las cargas en la corteza oceánica disturban el balance isostático, lo cual está directamente asociado a las anomalías de gravedad (Watts, 2001). La densidad de las rocas modifica esta desviación; el material con igual masa difiere en peso. Por lo tanto,

especial énfasis ha sido colocado en las depresiones del basamento volcánico rugoso. Los materiales que rellenan las depresiones creadas por el desplazamiento del basamento (los cuales son continuos a ambos lados de la cordillera) son las áreas de sedimentos densos y de anomalías de más baja gravedad. Estas áreas pueden estar localizadas en las regiones que bordean a lo largo de la cordillera. Las anomalías de gravedad negativa están relacionadas a la flexura elástica de la litósfera en el Sur de la Cordillera Oeste, con altas anomalías negativas en el domo topográfico en la base del plano abisal adyacente (Feighner y Richards, 1994). Sin embargo, el espesor de sedimentos en las partes más deprimidas de estas áreas están escasas de sedimentos (Johnson et al., 1976), lo cual está relacionado directamente a la erosión debido al flujo de agua del fondo. La Figura 14 muestra el área mas densa en el lado Sur general debido a la alta pendiente, la cual es representada en pequeños espacios en los mapas generales que no dan suficientes detalles para reflejar la dirección general, y la grilla de la NGDC creada no toma en cuenta estos perfiles. La asociación espesor de sedimentos-anomalías de gravedad esta marcada por un área general de sedimentos densos en el sitio sur el cual esta correlacionado con las anomalías negativas de gravedad más altas.

En la Cordillera Este los topos de las colinas son cubiertas de sedimentos como lo indican las exposiciones de corteza expuestas en perfiles sísmicos digitales (Base de datos campaña Nemo 3 2001, (Scripps) líneas rojas en la (Figura 15). Estas áreas fueron obtenidas del nivel del basamento y del

piso marino procesando la base de datos digital. Las anomalías negativas de gravedad son observadas en los flancos. La cobertura de los perfiles de espesor de sedimentos medidos a partir de un registro de reflexión sísmica de canal simple

(1985) y añadido a la (Figura 16b) es demasiado ligero y bastante difícil para hacer una caracterización general. Las áreas densas están

localizadas en las terrazas en la cordillera y en la pendiente abajo de los flancos y el plano abisal adyacente (Figura 15b, 16a).

Las anomalías negativas de gravedad del área de la Depresión Central son observadas en los flancos de la Cordillera y en los alrededores del plano abisal. Estas áreas son representadas con altos valores de espesor de sedimentos.

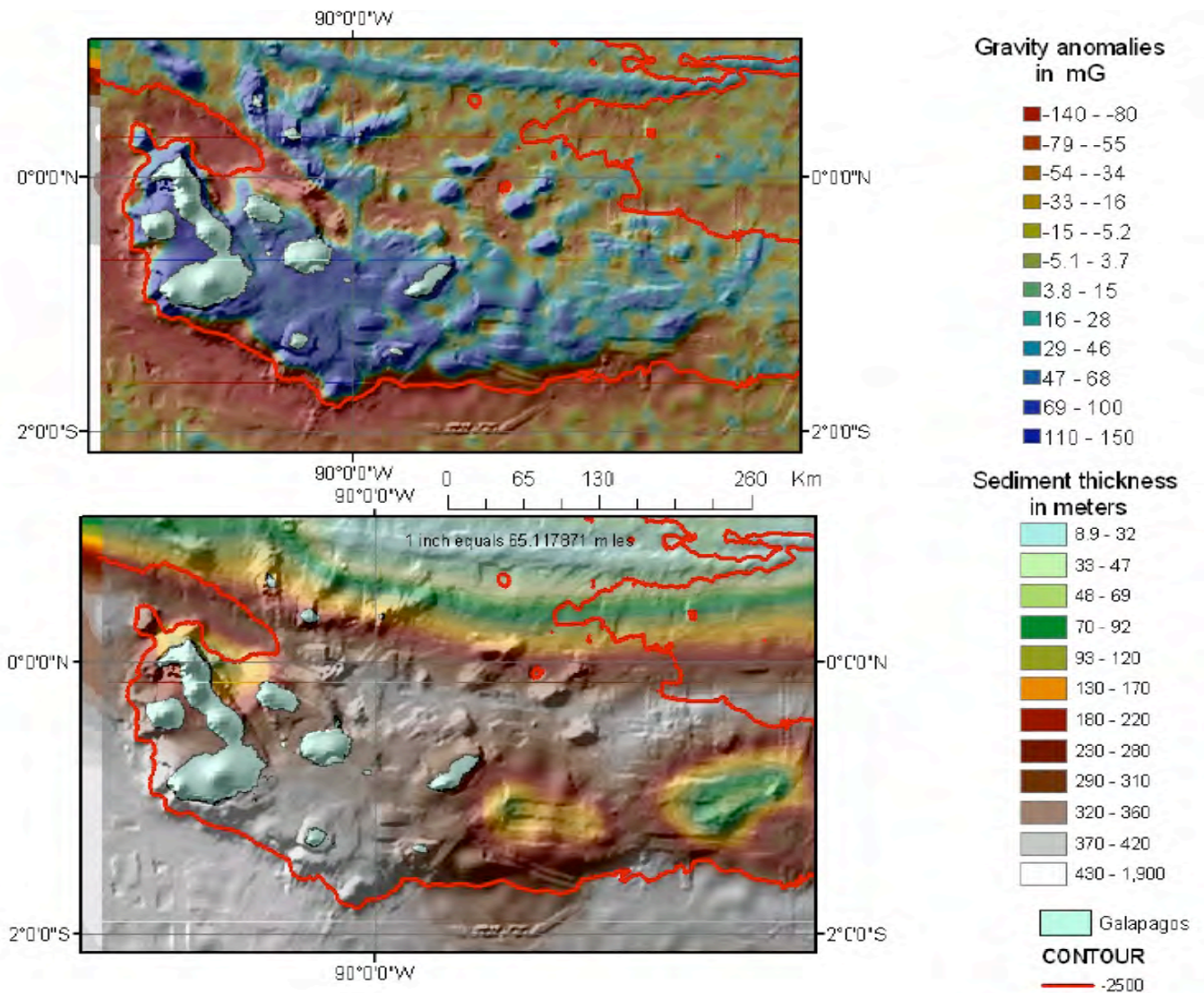


Figura 14. Distribución del espesor de sedimentos y anomalías de gravedad en la Cordillera Oeste. Los sedimentos más densos están localizados en el plano abisal adyacente y los sedimentos más delgados en el tope de las colinas. Una muy pronunciada anomalía negativa de gravedad es observada en la cordillera Suroeste.

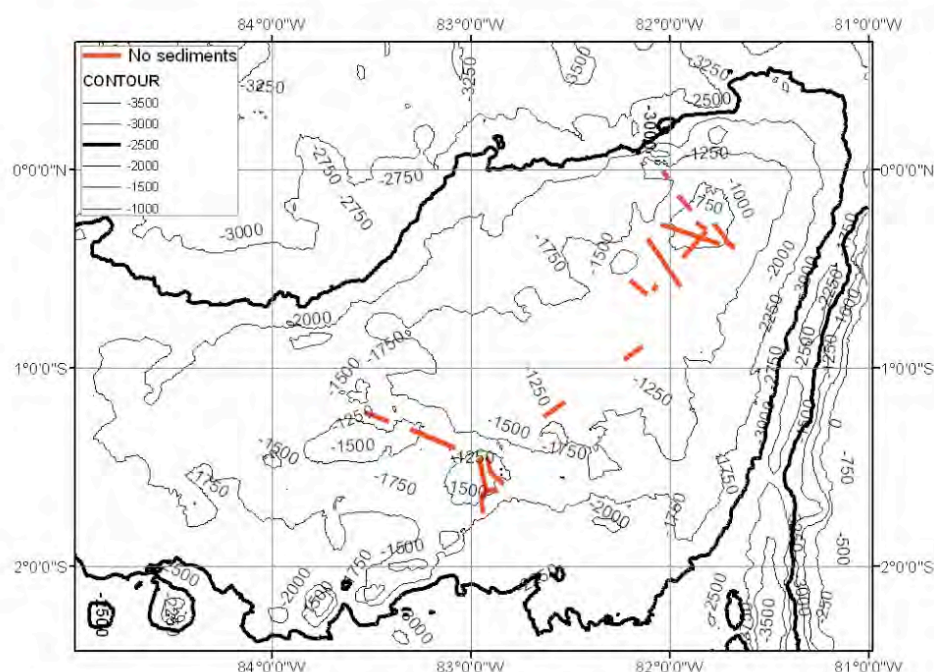


Figura 15. Áreas de no deposición. (A) Las líneas rojas representan las áreas sin sedimentos a partir de perfiles sísmicos (Base de datos de la Campaña Nemo 03). La mayoría de las áreas están localizadas en el tope de las colinas. (B) Sección sísmica mostrando el no depósito en la pendiente media al Norte de la Cordillera Este.

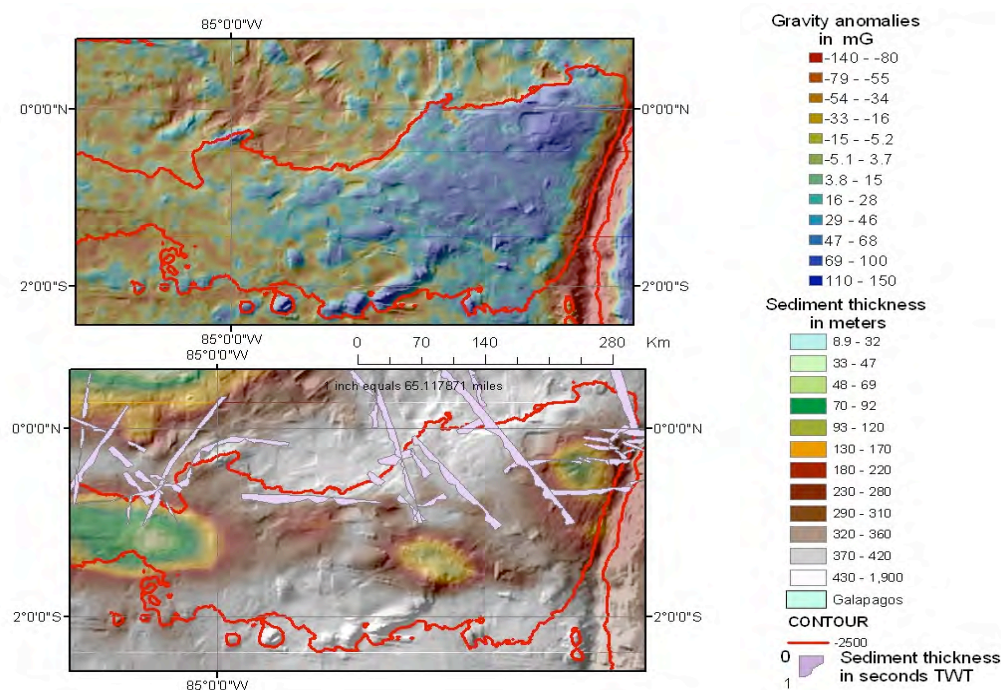


Figura 16. Distribución del espesor de sedimentos y anomalías de gravedad en la Cordillera Este y Depresión Central adyacente. Los sedimentos más densos están localizados en el plano abisal adyacente y los sedimentos más delgados en el tope de las colinas. Los polígonos morados representan el espesor de sedimentos medidos a partir de registros de reflexión sísmica de canal simple (Modificado de Rogan y Langseth, 1986). Una pronunciada anomalía negativa de gravedad es observada en el escarpe abajo de la Cordillera.

4. Factores que controlan los depósitos

4.1 Condiciones generales

La profundidad relativamente somera de la Cordillera de Carnegie (por encima de la Lisoclina y de la profundidad de la compensación de carbonato) es un factor importante que

controla la sedimentación (Figura 17). En particular, la acumulación de CaCO_3 está basada en la producción (depósitos pelágicos de restos calcáreos) de las aguas superficiales, y la disolución por degradación del carbón orgánico dentro de los sedimentos superficiales. Ambos son importantes para la distribución del CaCO_3 en la cordillera [Pisias et al., 2000].

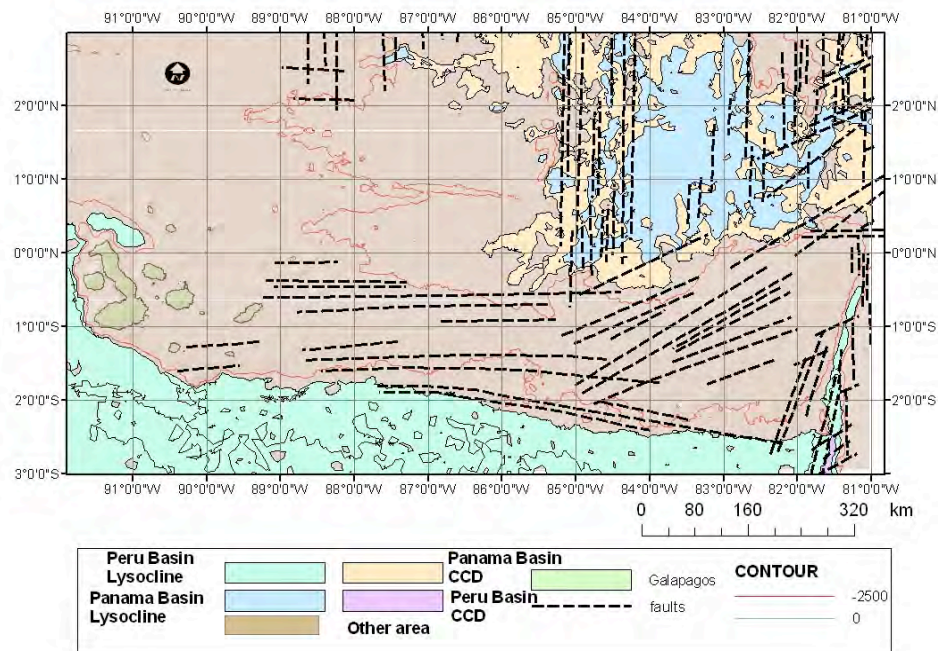


Figura 17. Áreas generalizadas por debajo de la profundidad de compensación del carbonato y profundidad de la Lisoclina de las Cuencas de Panamá y Perú. (Modelos de Fallas modificado de Van Andel et al., 1971).

Los factores que influyen el depósito de los sedimentos biogénicos en el área general alrededor a la Cordillera de Carnegie son:

1. Productividad en las aguas superficiales, lo cual tiene un efecto directo en el suministro de sedimentos pelágicos.
2. Dilución de sedimentos biogénicos por entrada de terrígenos.
3. Disolución submarina asociada con las Aguas del Pacífico Central.
4. La circulación de aguas corrosivas, la cual esta aumentada por la degradación de la materia orgánica.

4.2 Productividad

La concentración promedio de organismos que viven en la superficie oceánica del área de la Cordillera de Carnegie es aproximadamente de 1000 mg C/m²/d cerca de la cordillera sureste y las áreas

en los alrededores de la Islas Galápagos, y 500 mg C/m²/d cerca del flanco Norte de la Cordillera y el área de la Depresión Central (Dinkelman, 1974). Estos valores demuestran donde la productividad es más alta en el área, basados en la influencia de la corriente SEC. La cordillera está en la región ecuatorial, la cual coincide con la zona de enriquecimiento de sílice. En esta área, el plancton es suficientemente abundante en la superficie, y sus esqueletos se acumulan y alcanzan el piso marino. Las corrientes superficiales están directamente implicadas en el arreglo pelágico en razón de su contenido elevado en nutrientes. Similarmente, la circulación del agua de fondo restrictivamente dentro de la Cuenca de Panamá afecta la productividad local en el flanco Norte de la Cordillera.

4.3 Aporte terrígeno

A lo largo del Margen Continental Ecuatoriano, sedimentos terrígenos diluyen la concentración de esqueletos planctónicos, lo que

reduce significativamente la concentración de CaCO_3 . Esta variación general es observada a lo largo de la Cordillera Este. Sedimentos terrígenos vienen principalmente de los sistemas deltaicos a tierra formados alrededor de las salidas fluviales ubicadas a lo largo de la plataforma continental. Estos ríos depositan la mayoría de los sedimentos en la Fosa Ecuatoriana. La distribución del cuarzo sedimentario es lineal al respecto de las condiciones del fondo, y sus fuentes son mayormente continentales (Leinen et al., 1986). La distribución general iguala los valores más altos de concentraciones de cuarzo encontrados más cerca del continente (Figura 18), confirmando un aporte realzado de sedimentos terrígenos cerca

de la tierra. Los modelos principales de sedimentos no-carbonatados se aparejan con la tasa de flujo de sedimentos terrígenos. El flujo máximo ocurre cerca de la boca de los ríos Guayas, Esmeraldas, y a la esquina de la unión entre la Fosa Ecuador y la Cordillera de Carnegie. Los sedimentos son distribuidos latitudinalmente, de acuerdo con las masas de agua y las fuerzas eólicas. Sedimentos terrígenos y cenizas basálticas originadas desde las Islas Volcánicas de Galápagos fueron encontrados alrededor de la Plataforma Volcánica de Galápagos, y más fragmentos de vidrio silicio de origen volcánico se encontraron en el lado Este de la Cordillera de Carnegie (Roseto et al., 1975).

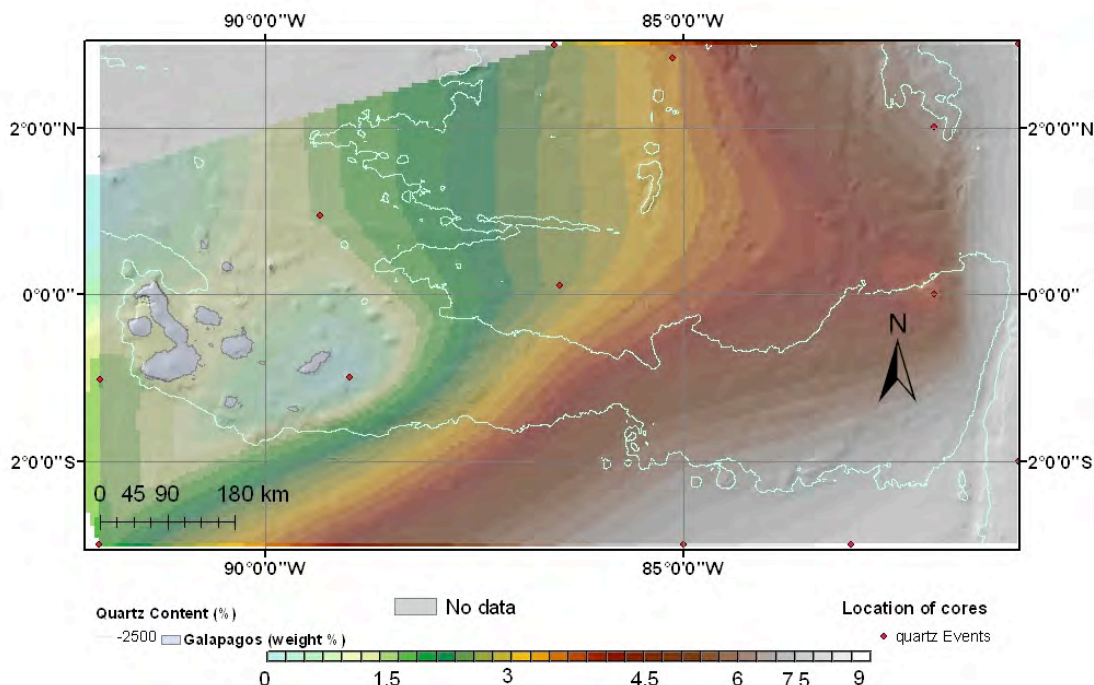


Figura 18. Contenido de cuarzo en el área de la Cordillera de Carnegie. Base de datos de Molina Cruz (1975).

4.4 Disolución Submarina

La química del agua de fondo, los flujos de carbonatos en las aguas superficiales, y el flujo de carbón orgánico han sido todos identificados como variables que controlan la preservación de carbonatos [Archer, 1991]. En la Cordillera de Carnegie, la disolución submarina es consistente con la migración de la Cordillera hacia las condiciones más costeras, mostrando una gran producción de diatomeas en donde la surgencia es más fuerte (Mekik et al., 2002). Aquellas áreas tienen gran contenido orgánico (Lyle, 1992) y son aumentadas por deposición de silico-clásticos debido a la influencia de la tierra. La

fragmentación de foraminíferos, la cual es un índice conocido de disolución, es confinada a la pendiente media de los flancos, y a la Cordillera Este (Kowsmann, 1973a). Por lo tanto, la Cordillera Este es más sensible a la disolución. Aunque la Cordillera está por encima de la Lisoclina, la disolución de carbonatos cambia con la profundidad, creando depresiones circulares en la pendiente media en el área de la Depresión Central (Flüh et al., 2001; Michaud et al., 2005). Estas depresiones circulares tienden a incrementar en tamaño con el aumento de la profundidad. Farrell y Prell (1989) tienen calculado variaciones batimétricas de la preservación de carbonatos para la Lisoclina somera del Pacífico Ecuatorial Central, y una pobre

preservación fue encontrada durante los periodos interglaciares. Fluctuaciones de CCD, relacionadas a la modificación de las aguas profundas que separan los océanos Atlántico y Pacífico (antes del cierre del Istmo de Panamá), son significativas a la disolución, y definieron una ruptura de carbonatos en el Mioceno tardío extendiéndose desde 7.5 a 11 Ma (Lyle et al., 1995). Estos procesos significativos son importantes en la historia de la deposición de los sedimentos de la Cordillera de Carnegie.

4.5 Agua Corrosiva

La circulación de la antigua agua de fondo en la pendiente media de la cordillera Noroeste y flanco Sur del área de la Depresión Central tiene un efecto de disolución sobre la deposición de los carbonatos debido a las propiedades corrosivas del agua. Los flujos de carbón orgánico dentro de las aguas profundas son más altos cerca del continente. Esta agua corrosiva es un factor importante que afecta la composición de los sedimentos. La baja oxigenación de los sedimentos ayuda a preservar el material orgánico. La circulación de las aguas corrosivas dentro de los sedimentos carbonatados que tienen una porosidad heterogénea puede aumentar la disolución (Michaud et al., 2005). Efectivamente, añadiendo CO₂ y acidez sobre el ambiente de deposición hace que el agua vuelva muy corrosiva a la calcita lo que incrementa la disolución de la Calcita. Este efecto es más pronunciado en la pendiente media de la Cordillera Este.

4.6 Corrientes de Fondo

Su existencia fue determinada analizando la distribución de la Temperatura, Salinidad, y Oxígeno disuelto (Laird, 1972), y analizando la entrada de aguas de fondo a la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1977a). A partir de estos análisis, el agua adyacente de la esquina Noreste de la Cordillera de Carnegie tiene las aguas más frías (1.63° C), la salinidad más alta (34.667 ‰), y el contenido de oxígeno más grande (2.75 ml/L) (Laird, 1972). Igualmente, una temperatura potencial de 1.55° C, una salinidad de 34.678 ‰, y velocidades de corrientes de 33.2 cm/s cerca del fondo (Lonsdale, 1977a) fueron medidos en las profundidades menores de la Fosa. El transporte de sedimentos es producido por los flujos de agua de fondo, los cuales crean una capa turbulenta sobre el piso marino rugoso (Lonsdale, 1977a). Este flujo causa sedimentación que ocurre pendiente abajo desde el punto menos profundo dentro de la Cuenca de Panamá.

La dinámica de la capa adyacente a los sedimentos tiene un control significativo sobre los procesos de re-sedimentación. El flujo de gravedad de sedimentos en esta área se mueve hacia la acumulación final de los sedimentos en el área adyacente de la Cordillera Noreste. La interfase agua del mar/sedimento tiene un bajo intercambio con los fluidos adyacentes debido a que ha sido cribada por parte de las corrientes de fondo, dejando formas de deposición submarinas. Esto fue observado en el área de la Depresión Central (Malfait, 1974), y aportó evidencias físicas de transporte lateral cuando está afectando directamente la secuencia de deposición.

El área de la Depresión Central (como resultado de la erosión) tiene una cobertura sedimentaria reducida por debajo de superficies endurecidas (hard grounds) de creta y chert (Malfait y Van Andel, 1980). Procesos similares resultan de una cimentación incipiente, y fueron relacionados con relieve de carst (Malfait y Van Andel, 1980). La circulación profunda ha sido deducida de los contornos y otras formas de capas de fondo, y de la diferencia de profundidad de la compensación de carbonatos entre las Cuencas de Panamá y Perú. Los modelos en esta área son determinados por la disolución en profundidad, erosión, y la velocidad de la corriente que aumenta la disolución mecánica (Berger, 1973). Esta condición ha cambiado el ambiente de los sedimentos que volvió ya erosiva o de no-deposición las áreas más cercanas al umbral y trinchera de la Depresión Central, debido a la introducción de agua del fondo desde el Sur hacia el Norte. Una prueba puede ser observada en los perfiles sísmicos los cuales muestran como las corrientes son capaces de producir no-conformidades y redistribuir sedimentos hacia el área Norte en la Cuenca de Panamá (Malfait, 1974).

Batimetría detallada ayuda a identificar la tendencia de las corrientes, efectos de roce, valles con franjas laterales, y valles longitudinales, los cuales pueden ser analizados en el área en general para predecir el flujo de agua de fondo (Figure 19). Igualmente, perfiles publicados analizados por Malfait (1974) y Lonsdale (1977a) fueron usados para observar como las corrientes están disponibles para producir no conformidades y redistribuir los sedimentos al área Norte de la Cuenca de Panamá. Los montes submarinos y las cadenas de montes submarinos en el lado Sur de la Cordillera (a lo largo con la Cordillera misma) funcionan como una barrera natural la cual interactúa con la circulación fondo-agua, creando efectos específicos en la sedimentación.

Estas formas de las capas de sedimentos muestran que las corrientes de fondo son activas. Su flujo puede producir erosión y desacelerar la tasa de deposición de los sedimentos (Roden, 1987). La erosión en el tope de la meseta submarina Sur de Galápagos, la ausencia de sedimentos en la pendiente (Johnson et al., 1976), y los canales de flujo erosionados al Sur del área de la Depresión Central son todas evidencias físicas de esta tasa desacelerada de la deposición de los sedimentos.

4.7 Tipos de Deposición

La localización geográfica establece diferencias entre los tipos de deposición. Por

ejemplo, en la Cordillera Este, sedimentos clásticos y terrígenos son los aportes más importantes (Lyle, 1992; Van Andel, 1973; Lonsdale, 1978). Estos sedimentos silico-clásticos, los cuales diluyen las concentraciones de CaCO_3 (Figura 20), son influenciados por el contenido orgánico (Riken, 1993). El tipo básico de deposición silicoclástico es reconocible por su carbón orgánico distintivo y la relación con el carbonato (Figura 21). La relación lineal es interpolada de las relaciones CaCO_3 para determinar los tipos básicos de deposición. La Cordillera Oeste y el área de la Depresión Central reflejan un pequeño suministro de sedimentos inorgánicos, principalmente en un área por encima de la Lisoclina con alto contenido de carbonato.

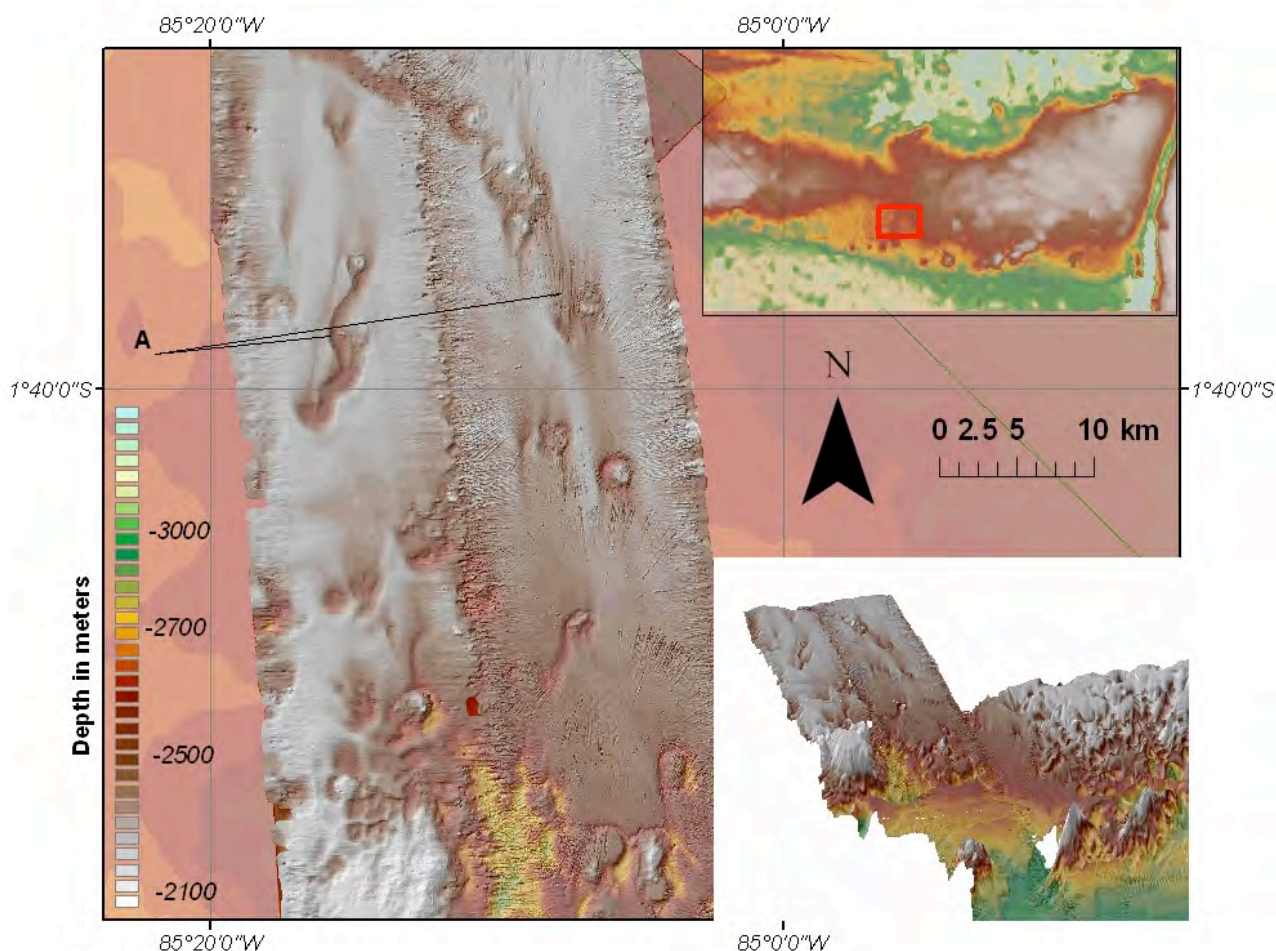


Figure 19. Direcciones Norte-Sur de los valles en el flanco Sur de la Cordillera de Carnegie. Esta área está interrumpida por valles Norte-Sur sobre los 1.5 Km de ancho, 11.5 Km de largo, y 300 m de alto, que en algunos casos han sido identificados (A) como un producto del basamento irregular, haciendo difícil establecer la influencia de los efectos de las corrientes como la única causa para su formación.

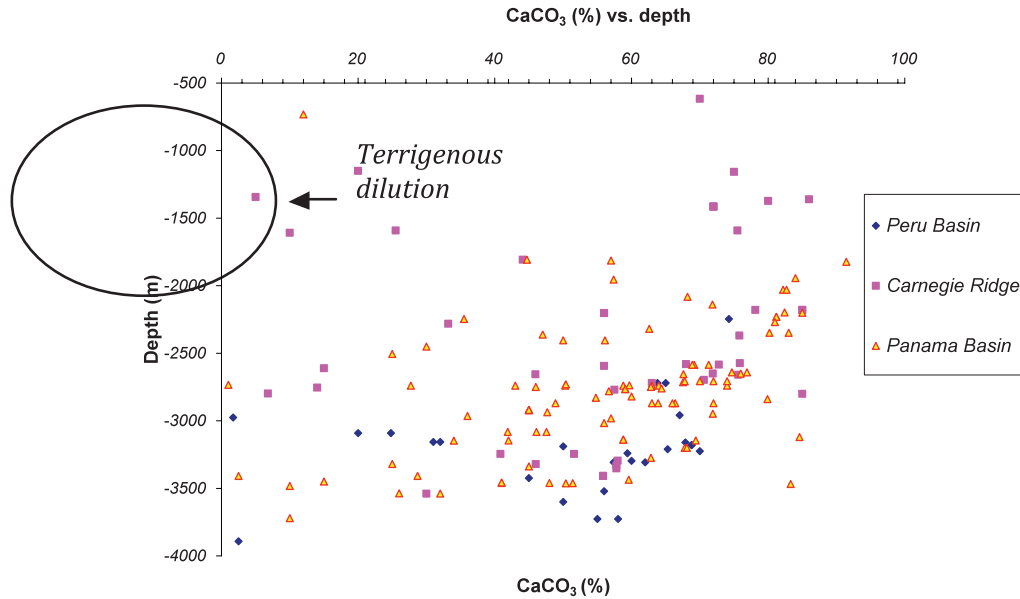


Figura 20. Contenido de Carbonato (%) vs. profundidad para la Cuenca de Panamá, Cuenca de Perú, y Cordillera de Carnegie. La disolución en la Cuenca de Panamá es más somera que en la Cuenca de Perú. La elipse muestra bajos valores de contenido de carbonato afectados por los sedimentos silico-clásticos los cuales diluyen el CaCO_3 .

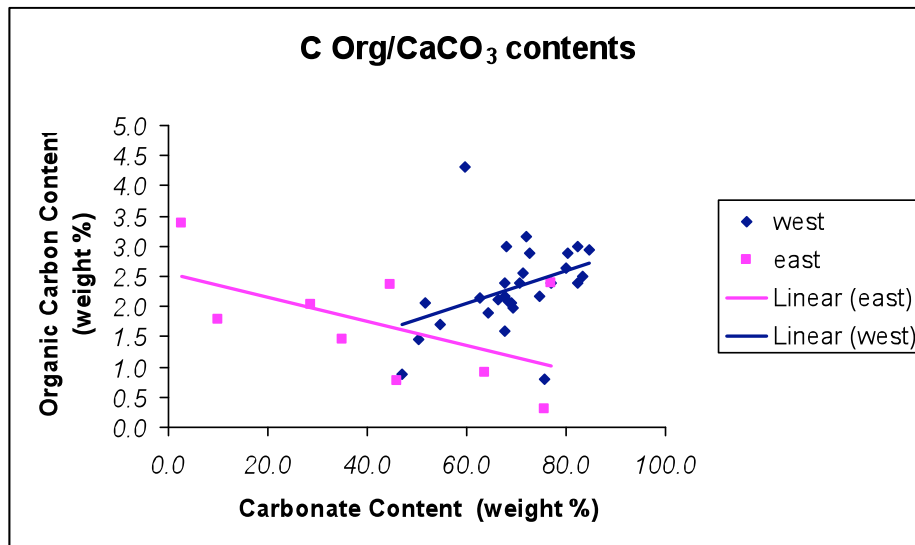


Figura 21. Diagrama de dispersión mostrando una correlación inversa entre los valores de carbonatos y carbón orgánico en la Cordillera Oeste. Esta orientación es encontrada en la deposición de carbonatos. Los puntos azules están mostrando una correlación directa entre el carbonato y el carbón orgánico, indicando deposición silico-clástica en la Cordillera Este.

El área en los alrededores de las Islas Galápagos produce también un aporte importante de sedimentos no carbonatados. Sin embargo, la disminución en carbón orgánico (comparado a cambios más pronunciados en la concentración de CaCO_3) ha influenciado el ambiente de deposición del carbonato de la Cordillera Oeste. Como un resultado, los sedimentos pelágicos son más importantes en la

Cordillera Oeste. La distribución general de las tasas de sedimentación en la sedimentación reciente es importante cuando se quiere identificar el área total influenciada por una alta deposición. Las áreas con más sedimentos están influenciadas por un transporte lateral, tales como el lado Norte y Central del área de la Depresión Central, y las partes Sur y Oeste de la Cordillera (Figura 22).

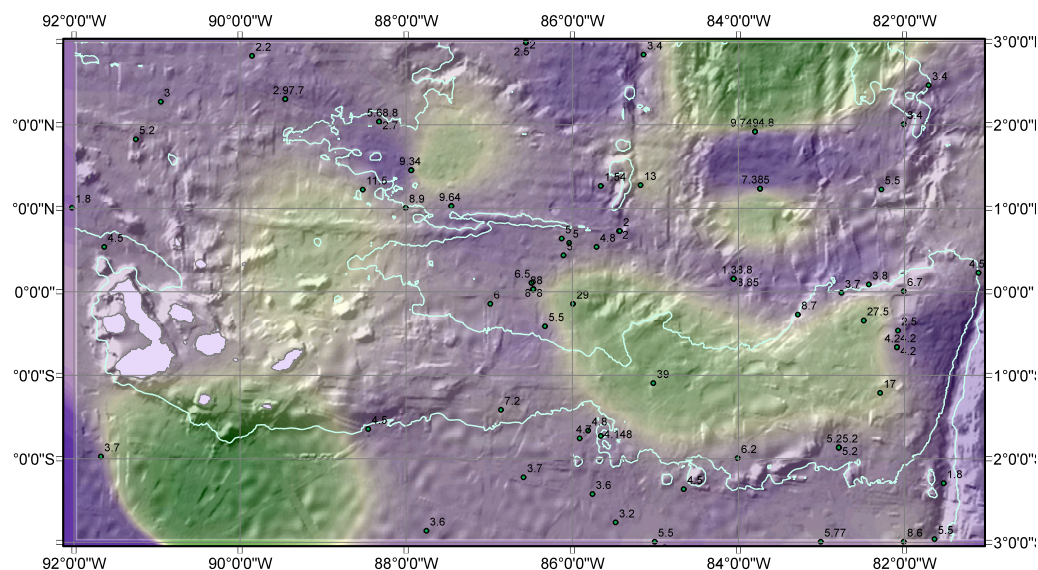


Figura 22. Distribución de la tasa de sedimentación en la Cordillera de Carnegie usando los valores más altos de los núcleos.

Finalmente, la tasa de sedimentación general ha sido evaluada con el propósito de encontrar algunas de las relaciones que existen entre el ambiente de las áreas de deposición (Figura 23). La menor correlación entre los núcleos localizados en la Cuenca de Panamá muestra que el área es dominada por una deposición silico-clástica. La Cordillera de

Carnegie y la Cuenca de Perú muestran una pequeña correlación, debido al hecho que algunos núcleos están localizados cerca al Continente. La distribución de la tasa de sedimentos se incrementa en las áreas cercanas a los depósitos calcáreos, pero el contenido de carbonato decrece cuando el núcleo está cercano al continente.

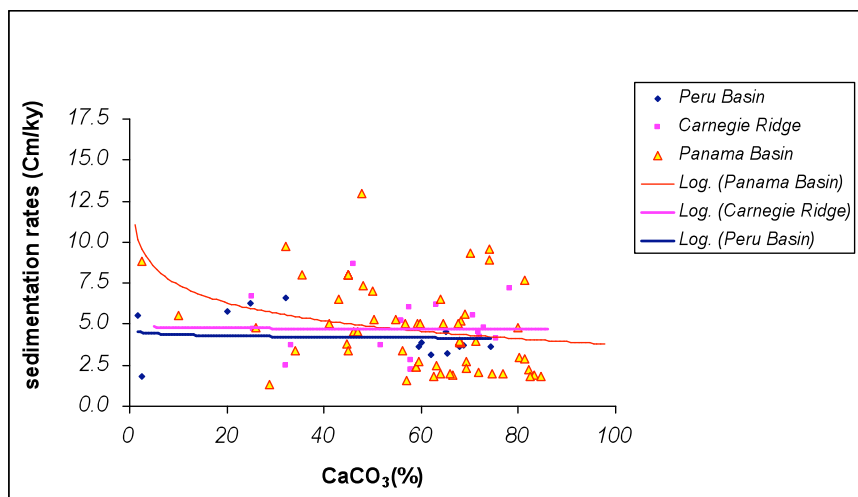


Figura 23. Curvas de orientación para la relación entre tasa de sedimentación y el contenido de carbonato. Altos contenidos de carbonato ilustran la tendencia hacia una deposición de carbonato en la Cuenca de Perú. La Cuenca de Panamá muestra la relación establecida para la deposición silico-clástica (Ricken, 1993).

5. Distribución de Sedimentos

La secuencia de sedimentos varía en edad desde el Holoceno a ~3 Ma en el sitio DSDP (157, Trayecto 16) (Van Andel, 1973), Mioceno a ~11Ma en el ODP (Sitio 1238, Trayecto 202), y Mioceno a ~15 Ma en el Sitio 1239 (ODP Trayecto 202) [Mix et al., 2002]. La distribución general de los sedimentos

está modificada por una morfología pre-existente (sedimentos denudados en el tope de las colinas y sedimentos cubiertos en las terrazas planas). Las variaciones de sedimento solo aparecen como una compensación en la profundidad del piso marino en los perfiles sísmicos (Van Andel et al., 1971). Existe un bloque fallado siguiendo una orientación este-Oeste, y como un resultado, los flancos fallados hacia

abajo cubiertos por sedimentos describen un fondo de mar caótico con (ondulaciones y deformaciones) (Michaud et al., 2005; Lyle et al., 2000a). Las fallas han formado diferentes estructuras donde el sedimento es depositado. Como un resultado, existen movimientos de los sedimentos y depresiones por encima de las fallas, y terrazas planas por encima de las cuencas adyacentes que han sido desarrolladas sobre los 20 millones de años (lo cual es la edad más antigua de la corteza sobreyacente de la Cordillera Este). Las secuencias de sedimentos localizadas en las terrazas planas limitadas por bloques de fallas son continuas. Durante su formación, diferentes erosiones y distintas distribuciones de sedimentos han ocurrido. Sedimentos más antiguos depositados en el fondo de la secuencia han cambiado su composición debido al retroceso de la traza del movimiento de la Placa de Nazca, y es observado en el fondo del Sitio ODP 1238 y Sitio 1239 en las secuencias de sedimentos de la Cordillera Este. Los datos colectados por Mix et al. (2003,144,147) permiten concluir que el alto contenido de carbonato, y el bajo carbón orgánico es encontrado en las partes más profundas de los núcleos, tendientes hacia el contenido mas bajo de carbonatos y contenido orgánico mas alto, hasta las partes superiores de los núcleos. Estas orientaciones pueden ser un resultado de la deposición en un ambiente somero y más pelágico millones de años atrás.

Las secciones acústicas en los Sitios ODP 1238 y 1239, y en los perfiles sísmicos de las campañas VENTURA, MELVILLE, NEMO3, y SISTEUR (GéoAzur), contienen reflectores espaciados cercanamente, los cuales están relacionados a altas concentraciones de depósitos calcáreos producidos en las aguas más arriba por un incremento de producción en la zona de productividad (Lyle et al., 2000a, 2000b; Mix et al., 2003).

La distribución de los sedimentos fue también relacionada a las grillas de contenido de carbonatos, ópalo, y carbón orgánico para designar distintas regiones. La colección de sedimentos procedente de diferentes esqueletos de organismos pre-existentes difiere de lugar en lugar y reflejan la influencia de las masas de aguas que fluyen sobre la Cordillera.

Las variaciones de la distribución de sedimentos fueron inferidas en las colinas y pendientes para determinar diferencias deposicionales entre distintas áreas usando la distribución de la tasa de acumulación del conjunto de masa (Figura 24). Los valores más altos fueron encontrados donde el aporte de los depósitos de sedimentos no carbonatados es importante y los depósitos de sedimentos carbonatados son influenciados por alta ocupación pelágica. Esta área es la Cordillera Sureste.

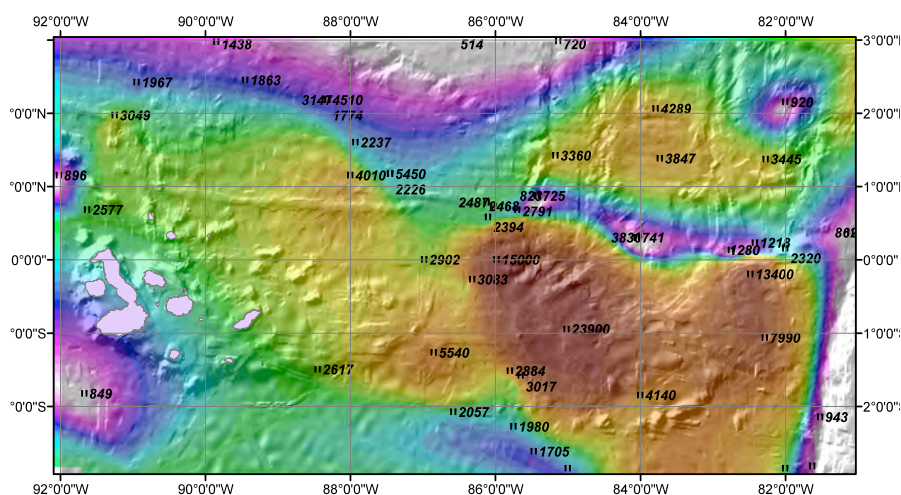


Figura 24. Distribución del conjunto MAR. (Mass Accumulation Rate - MAR)

Valores más moderados pueden ser encontrados a lo largo del área de la Depresión Central. No hay una buena correlación entre la productividad del agua superficial y los altos valores de la tasa de acumulación del conjunto de masa (MAR) en la Cordillera Oeste. La Cordillera Oeste tiene un bajo aporte de aguas superficiales, y

la Cordillera Este y el área de la Depresión Central tienen un alto aporte de sedimentos pelágicos. La ausencia de núcleos alrededor de las Islas Galápagos fuerza al investigador a generalizar el área con las orientaciones en el Sitio 846 ODP, y ocultar los valores reales existentes alrededor del Oeste de las Islas Galápagos.

Las variaciones en el lado Norte de la Cordillera Este ocurren por disolución debido a las aguas corrosivas que están aumentadas por un alto contenido de carbón orgánico y multiplicado por entradas de agua de fondo. Desviaciones en el conjunto MAR del agua superficial han sido identificadas por Swift (1976) por sus modelos de acumulación de Calcita, sugiriendo un cambio lateral y vertical en la disolución.

Las variaciones en la secuencia de los sedimentos son producidas por perturbancias post-deposicionales, tales como cribado local, erosión en altos topográficos, el posterior transporte de sedimentos pendiente abajo (Swift, 1976), y transporte por flujos de agua de fondo. La dilución por cambios en la química del agua y variaciones de productividad son factores generales los cuales modifican la deposición original. Basados en estos factores generales, la variabilidad espacial de la deposición de los sedimentos cambia de acuerdo con la localización en la Cordillera de Carnegie.

5. 1 Área Oeste

En la Cordillera Oeste, el ambiente de sedimentación de colinas está afectado por la corriente submarina ecuatorial y un alto aporte volcánico. Esta área provee la contribución más importante a la deposición sedimentaria de CaCO_3 .

Diferentes condiciones deposicionales son observadas como un resultado de las corrientes de fondo locales (el lado Sur en la Depresión Central hasta los 20 cm/sec (Lonsdale, 1977a; Malfait y Van Andel, 1980). El modelo resultante de la interacción flujo-batimetría es importante debido a la topografía y a la forma Este-Oeste de una barrera natural la cual produce un área de no deposición, como es evidente en los espesores de los sedimentos que varían fuertemente (Johnson et al., 1976).

La Cordillera Oeste y la Plataforma Volcánica de Galápagos misma son caracterizadas localmente por sedimentos volcánicos tipo fragmentos erosionados, y sedimentos de las islas. El piso marino adyacente en la Cuenca de Panamá está compuesto de sedimentos pelágicos independiente de la topografía [Pisias et al., 2000]. Una cobertura pelágica es observada en los datos sísmicos y datos aislados de Pisias et al. (2000), y existen trazas de horizontes sísmicos continuos para toda el área.

Usando una sección sísmica de la campaña VENTURE (Pisias et al., 2000), identificamos secuencias de capas sedimentarias que varían entre 0.1 segundos tiempo de trayecto doble (two way travel time, twt) y 0.3 segundos twt de espesor. El espesor de la capa sedimentaria fue determinado a lo largo de la mayoría de la línea, incluyendo las áreas en la colina (Figura 25).

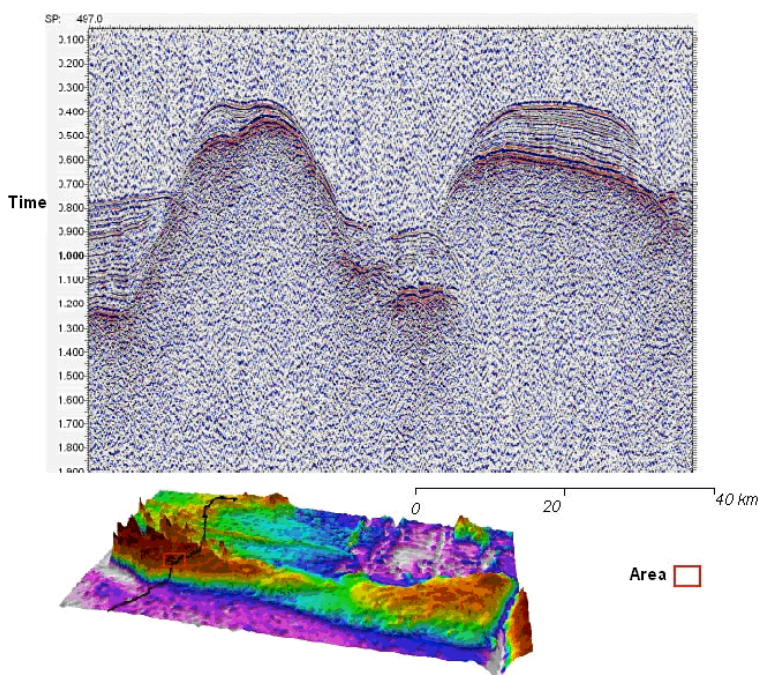


Figura 25. Perfil sísmico de la Cordillera Oeste (Base de datos Ventura Trayecto 3 Scripps Institution of Oceanography). El piso marino es identificado por una línea azul. La cima de la Plataforma Volcánica de Galápagos tiene una cobertura de sedimentos de espesor delgado (100 m) y un basamento irregular.

5.2 Área de la Depresión Central.

El área de la Depresión Central esta delimitada al Norte por la Cuenca de Panamá a 2700 m, y al Sur por la Cuenca de Perú a 2800 m. Una cadena de montes submarinos se eleva hasta los 1633 m (-85.66458° W, -1.0269° S) situada a lo largo del borde Sur. La pendiente en el lado Oeste es más fuerte que en el lado Este. El umbral en el lado Oeste tiene 30 kilómetros de ancho, permitiendo una entrada de agua desde la Cuenca de Perú hasta la Cuenca de Panamá. Este patrón de flujo llega a la erosión de los sedimentos en la Cuenca de Panamá, adyacentes a la boca del umbral. El área es relativamente plana, con una pendiente de 2.5° en la dirección Este-Oeste. La erosión es observada en el basamento acústico en el tope de la Cordillera.

La edad de la corteza varía en el basamento. El lado Norte, que bordea la Cuenca de Panamá, es más joven que los sedimentos depositados en el lado Sur, que bordea la Cuenca de Perú. De acuerdo a las anomalías magnéticas, el extremo Sur de la Cuenca de Panamá tiene 8.9 Ma y la Cuenca de Perú 15.52 Ma. La edad de la Depresión Central está entre 10 y 13 Ma (Meschede y Barckhausen, 2001). En el área de la Depresión Central, los sedimentos carbonatados son afectados por el transporte de los sedimentos. Este transporte es caracterizado por diferentes procesos de denudación (Malfait, 1974) observados en la batimetría multi-canal como efectos de erosión de fondo.

5.3 Área Este

En la Cordillera Este, el ambiente de los sedimentos en los topes de las colinas es afectado por la corriente de agua del Pacífico Central, la cual hace que la zona mínima de oxígeno se profundice hasta 1500-2000 m., y cause que la disolución a media profundidad llegue a ser corrosiva, afectando los sedimentos (Michaud et al., 2005). El aporte de los terrígenos es importante: los sedimentos más finos están localizados en la Cuenca de Panamá adyacente, y sedimentos densos aparecen en los topes de las colinas.

El área de la unión Cordillera-Fosa es definida por estructuras inducidas por fallas tensionales relacionadas con la curvatura hacia

abajo de la litosfera paralelamente a la Fosa de Ecuador. La pendiente es inestable, debido a los deslizamientos rotacionales (slumps) que deforman los sedimentos (Collot et al, 2000). Esta área esta compuesta de sedimentos calcáreos, silíceos biogénicos, y silíceo-clásticos. El eje somero Cordillera-Fosa controla la distribución de sedimentos por su interacción con la circulación termohalina (Lonsdale, 1978). La profundidad del umbral (profundidad máxima en la cual ocurren flujos directos) actúa como una barrera parcial para la entrada de corriente hacia el Norte en la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1977a). En el área Norte de la unión Cordillera-Fosa, sedimentos recientes están ausentes, y limos calcáreos del Pleistoceno de Carnegie son expuestos, como fue indicado en estudios previos de núcleos por Lonsdale (1978).

El espesor de los sedimentos que cubre el área localizada en el extremo Noreste de la zona más somera es más delgado que el resto de la Cordillera Este. Ellos fueron producidos recientemente como un resultado de la formación de la elevación oceánica exterior (Lonsdale, 1978), causada por la flexión de una litosfera elástica. Este aspecto modifica la distribución regional de los sedimentos del área, y los picos denudados en esta área fueron posiblemente formados por recientes erupciones a lo largo de las fracturas tensionales (Lonsdale, 1978). La tectónica de la región más cercana a la zona de subducción, y el posible aumento de actividad de la corriente a profundidades someras, son directamente factores locales importantes que controlan la distribución de los sedimentos cerca de los picos volcánicos de la Cordillera Este.

La Fosa de Ecuador es somera en la vecindad de la Cordillera de Carnegie, permitiendo el movimiento de materiales erosionados desde las partes altas de la Cordillera para moverse pendiente abajo hasta el Norte, hacia la Cuenca de Panamá. Las corrientes profundas viajan a una velocidad de 33 cm/s (Lonsdale, 1976), y la pendiente de alto ángulo se añade al ambiente erosional. En el flanco Suroeste, la estratigrafía de la secuencia de sedimentos es evidente y las coberturas planas son afectadas en pequeñas áreas por secciones migradas (Figura 26) como un resultado del flujo de agua de fondo.

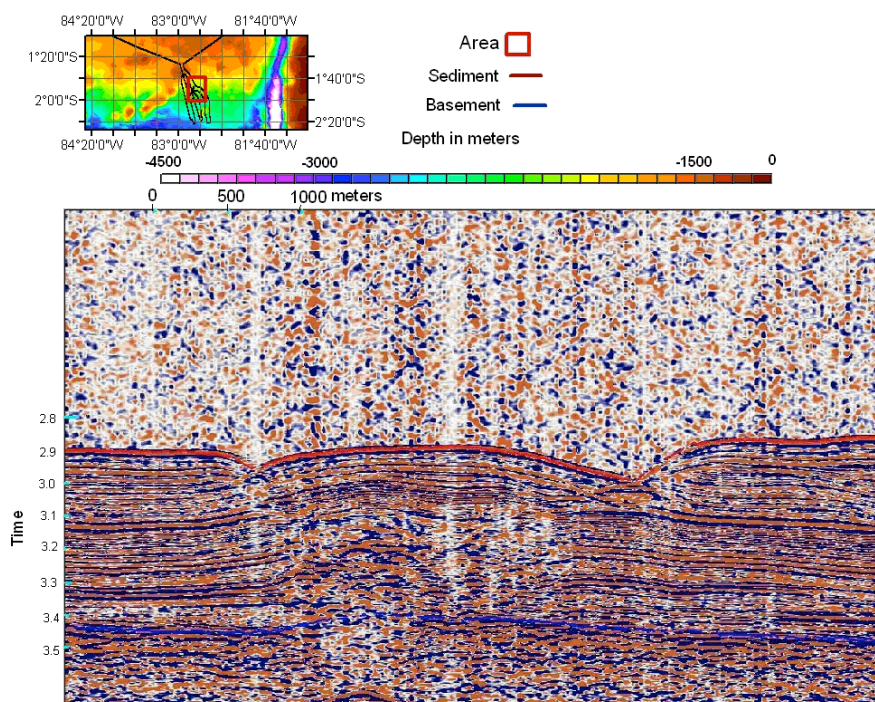


Figura 26. Secciones migradas en el flanco Sureste de la Cordillera Este. La erosión producida por los flujos de agua de fondo pueden ser identificados como el origen de estas formaciones en la secuencia de los sedimentos.

6. Conclusiones: Ambiente de los Depósitos Sedimentarios

Los sedimentos a lo largo de la Cordillera de Carnegie muestran un predominantemente contenido pelágico (carbonatos) en la Cordillera Oeste y en el área de la Depresión Central, mientras que el carbonato, los sedimentos silíceos biogénicos y

silíceo-clástico son más importantes en la Cordillera Noroeste y en el plano abisal adyacente. El ambiente deposicional, basado en la casi continuidad de la secuencia de los sedimentos está categorizado por el número de diferentes factores, tales como la productividad a lo largo de la Cordillera, inclinación de la pendiente, y la localización de la Isoclina y CCD (Figura 27).

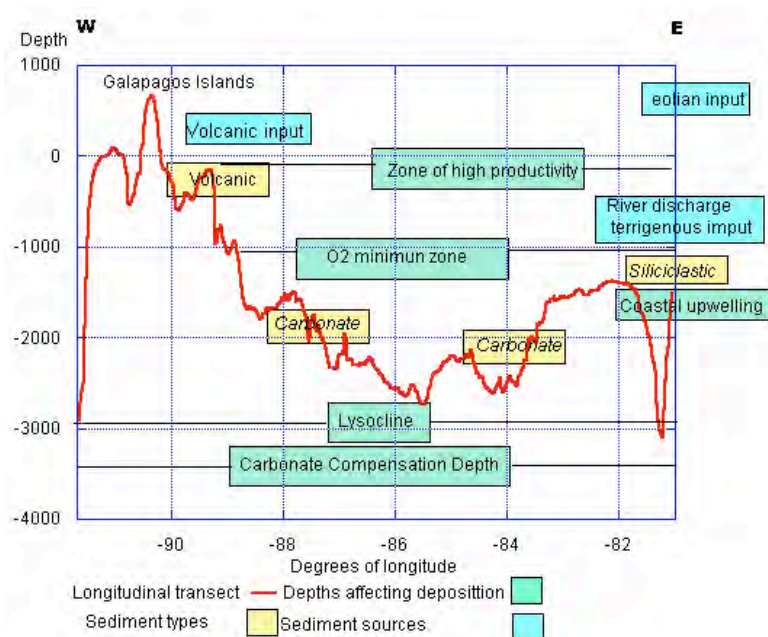


Figura 27. Distribución de fuentes en la Cordillera de Carnegie. Los tipos de fuentes de sedimentos son representados en una transecta longitudinal desde la Fosa de Ecuador hasta la Plataforma Volcánica de Galápagos.

La asociación entre la grilla de distribución de la composición de los sedimentos, el espesor de los sedimentos, y la batimetría ha sido usada para definir el ambiente deposicional en términos de características que reproducen la geometría, la localización, y la energía del área deposicional. La Cordillera de Carnegie está localizada en un área de moderada a rápida acumulación de sedimentos pelágicos. El incremento en la tasa de sedimentación y la disminución del carbón orgánico crea ambientes deposicionales formados por tipos de facies, principalmente identificados como cherts, cretas, o unidades de limos (ooze). Estos tipos de facies están involucrados en la formación de distintos productos deposicionales, basados en la intensidad y la duración (Reinek and Singh, 1980) tales como los sedimentos finos en la pendiente de los flancos Norte del área de la Depresión Central, y el material grueso en los topes de las colinas. El ambiente donde el sedimento es depositado es afectado por el carácter estructural geotectónico. La zona tectónicamente activa está influenciada por las interacciones del Centro de Expansión de Galápagos y el Punto Caliente, la subducción de la Cordillera Este que modifica la cobertura de los sedimentos, y las condiciones oceanográficas del fondo y los procesos climáticos en el área.

La mayoría de los factores físicos en el área de la Depresión Central y en la unión Cordillera-Fosa que son considerados más importantes, son conducidos por las corrientes de fondo. Las no conformidades en la estructura sedimentaria (Lonsdale, 1976), patrones de la distribución del tamaño (Malfait, 1974), y depósitos de corrientes de fondo crean superficies de erosión con re-deposición local.

Los ambientes sedimentarios examinados en este estudio son representados por topes de colinas de cordilleras, áreas de piso marino liso (terrazas planas), canales en el área de la Depresión Central (Van Andel y Malfait, 1980), pendiente lateral (escarpes inclinados), y el plano abisal adyacente a la Cordillera. El área de la Depresión Central es parte de las Colinas de Cordillera. Los ambientes específicos están caracterizados por sus condiciones físicas y procesos deposicionales. La Tabla 3 clasifica los procesos deposicionales influenciando localmente varias partes de la Cordillera. Las diferencias entre estos ambientes están basadas en la susceptibilidad a la erosión (relacionadas al flujo de agua del fondo) y disolución en las pendientes medias.

Tabla 3. Breves definiciones de los procesos deposicionales en el área de la Cordillera de Carnegie, y estimación de las propiedades físicas generales tales como velocidad del fondo y tasa de sedimentación.

Procesos Deposicionales	Transporte y mecanismos de soporte de sedimentos	Pendiente	Tasa de sedimentación	Velocidad del agua al fondo
No-deposicional	Sedimentos acumulados en cavidades, pendiente suave	Inclinada	Baja	15 cm/s [Van Andel and Malfait, 1980]
Corriente normal del Cañón	Flujos pendientes abajo, cañones, y canales	Moderada	Baja	33.2 cm/s [Lonsdale, 1976]
Corrientes de fondo	Flujos lentos profundos conducidos por circulación termohalina	Pendiente suave	Media	33.2 cm/s [Lonsdale, 1976]
Corrientes profundos de superficie	Flujos lentos intermedios de las aguas intermedias del Pacífico Norte	Pendiente suave	Media	15-20 cm/sec [Van Andel et al., 1971]
Marco pelágico	Disposición vertical de granos a través de la columna de agua	Terrazas planas	Alta	0.002-0.005 cm/s tasa de deposición [Stow, 1986]

Referencias

- Allen, W. H., Standing stock, vertical distribution of planktonic foraminifera in the panama basin, *Marine Micropaleontology*, 9, 307-330, 1984.
- Archer, D. E., Equatorial Pacific calcite preservation cycles: Production or dissolution?, *Paleoceanography*, 6, 561-572, 1991.
- Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K., y Froelich, P., What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments?, *Paleoceanography*, 8 (1), 7-21, 1993.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., y Roeser, H. A., Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, 106 (B9), 19207-19220, 2001.
- Christie, D. M., Duncan, R. A., McBirney, A. R., Richards, M. A., White, W. M., Harpp, K. S., y Fox, C. G., Drowned islands downstream from the Galapagos Hotspot imply extended speciation times, *Nature*, 355(6357), 246-248, 1992.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., y Bethoux, N., La Campagne Sisteur, Sismique reflexion et seismique refraction sur la marge d'Equator et de Colombie, Cruise report UMR 6526, Géosciences Azur, Paris, France, 2000.

- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gusther, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador- Colombia active margin and interpolate seismogenic zone, *Eos Trans.*, 83 (17), 2002.
- Detrick, R. S., y Watts, A. B., An analysis of isostasy in the world's oceans, 3, Aseismic Ridges, *J. Geophys. Res.*, 84, 3637-3653, 1979.
- Dinkelmann, M. G., Late Quaternary radiolarian paleo-oceanography of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, Ph.D. dissertation, Oregon State University, Corvallis, 123 pp., 1974.
- Farrell, J. W., y Prell, W. L., Climate change and CaCO₃ preservation: an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean, *Paleoceanography*, 4, 447-466, 1989.
- Feighner, M. A., y Richards, M. A., Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galapagos archipelago, *J. Geophys. Res.*, 99, 6711-6729, 1994.
- Flüh, E., Bailas, R. J., y Charvis, P., shipboard scientific party, South American Lithospheric transects across volcanic ridges (Salieri), Cruise Report SO 159, 258 pp, Research Center for Marine Geosciences Christian Albrechts University in Kiel (GEOMAR), Germany, 2001.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J.-Y., Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168, 3-4, 255-270, 1999.
- Hamilton, E., y Bachman, R., Sound velocity and related properties of marine sediments, *J. Acoust. Soc. Am.*, 72(6), 1982.
- Heath, G., R., Moore, T. C. Jr., y Roberts, G. L., Mineralogy of surface sediments from the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, *Journal of Geology*, 82, 145-160, 1974.
- Johnson, G. L., y Lowrie, A., Cocos y Carnegie Ridges result of the Galapagos "hot spot", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 279-280, 1972.
- Johnson, G. L., Vogt, P. R., Hey, R., Campsie, J., y Lowrie, A., Morphology and structure of the Galapagos Rise, *Marine Geology*, 21, 81-120, 1976.
- Kannapenberger, M., Sedimentation rates y Pacific plate motion calculated using seismic-cross sections of the Neogene equatorial sediment, M. S. Thesis, Boise State University, Boise, Idaho, 95 pp., 2000.
- Kowsman, R. O., Surface Sediments of the Panama Basin: Coarse Components. M. S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, 73 pp., 1973.
- Leinen, M., Scwienk, D., Hetah, G. R., Dauphin, J., y Thiede, J., The Distribution of quartz and biogenic silica in recent deep sea sediments, *Geology*, 14, 199-203, 1986.
- Lisitzin, A.P., Oceanic Sedimentation: Lithology and Geochemistry, *American Geophysical Union*, Washington, D.C., 407 pp., 1996.
- Lonsdale, P., y Malfait, B. T., Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1697-1712, 1974.
- Lonsdale, P., Abyssal circulation of the southeastern Pacific and some geological implications, *Journal of Geophysical Research*, 81, 1163-1176, 1976.
- Lonsdale, P., Inflow of bottom water to the Panama basin, *Deep Sea Research*, 24, 1065-1101, 1977.
- Lonsdale, P., Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at spreading centers, *Deep-Sea Research*, 24, 857-863, 1977.
- Lonsdale, P., y Klitgord, K., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 981-999, 1978.
- Loubere, P., A., Multiproxy reconstruction of biological productivity and oceanography in the eastern equatorial Pacific for the past 30,000 years, *Marine Micropaleontology*, 37, 173-198, 1999.
- Lyle, M., The brown-green color change: a marker of the Fe (III) Fe (II) redox boundary., *Limnol., Oceanogr.*, 28, 1026-1033, 1983.
- Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B. P., Dymond, J., Robbins, J. M., y Brooksforce, K., The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific Ocean., *Paleoceanography*, 3(1), 39-59, 1988.
- Lyle, M., Composition maps of surface sediments of the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Initial Reports Part 1(138), Sondra, K. S. Editor, pp. National Science Foundation and Joint Oceanographic Institutions, Inc., College Station, TX, Ocean Drilling Program, 101-115, 1992.
- Lyle, M. M., Dadey, K. A., y Farrell, J. W., The late miocene (11-8 MA) Eastern Pacific carbonate crash: Evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama Gateway, In Pisias, N., Mayer, L. A., y Janecek, T. R., et al.. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 138., Sondra, K. S. Ed., National Science Foundation and Joint Oceanographic, Inc., (College Station, TX, Ocean Drilling Program), 821-838, 1995.
- Lyle, M. M., Liberty, L., y Hulett, D., Seismic reflection and subbottom profiler images from the NEMO-3 Cruise, Seismic Reflection Images Volume 2, *BSU CGISS Technical Report 2000-05*, Boise State University, Boise, Idaho, 221 pp., 2000.
- Lyle, M., Liberty, L., Mix, A., Pisias, N., Goldfinger, C., Hulett, D., y Janik, A., Site surveys for ODP Leg 201 from the NEMO-3 Cruise in support of Proposal 465-ADD1: Southeast Pacific Paleooceanographic Transects, Volume 1, Site descriptions and maps, *Technical Report 2000-06*, Boise State University, Boise, Idaho, 2000.
- Lyle, M., Mix, A., y Pisias, N., Patterns of CaCO₃ deposition in the eastern tropical Pacific Ocean for the last 150 kyr: Evidence for a southeast Pacific depositional spike during marine isotope stage (MIS) 2, *Paleoceanography*, 17(2), 1013, doi:10.1029/2000PA000538, 2002.
- Malfait, B. T., The Carnegie Ridge near 86°W: Structure, Sedimentation and Near Bottom observations, Ph.D. Thesis, Oregon State Univ., Corvallis, 131, 1974.
- Mekik, F. A., Loubere, P. W., y Archer, D. A., Organic carbon flux and organic carbon to calcite flux ratio recorded in deep-sea carbonates: Demonstration and a new proxy, *Global Biogeochemical Cycles*, 16, doi:10.1029/2001GB001634, 2002.
- Meschede, M., y Barckhausen, U., Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading Center, *Proceedings of the ODP*, Scientific Results Volume 170, Silver, E. A., Kimura, G., Blum, P., y Shipley, T. H. Eds., 2000. Paper is Available at: http://www.odp.tamu.edu/publications/170_SR/chap_07/chap_07.htm.
- Meschede, M., y Barckhausen, U., The relationship of the Cocos and Carnegie ridges: age constraints from paleogeographic reconstructions, *Int. J. Earth Sciences*, 90, 386-392, 2001.
- Michaud, F., Chabert A., Collot J.-Y., Flueh, E., Charvis, P., Bialas G., Gutscher, M. A., y Santana, E., Fields of sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: possible carbonates dissolution (r/v sonne em120 data from the French-German salieri cruise 22-08/16-09 2001), 2001.
- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E., Charvis, P., Bialas, J., Graindorge, D., y Gutscher, M. A., Fields of multi-kilometers scale sub-circular depressions in

- the Carnegie ridge sedimentary blanket Ecuador : possible carbonates dissolution, *Marine Geology*, 216, 205-219, 2005.
- Mix, A. C., Tiedemann, R., Blum, P., Abrantes, F., y Benway, H., *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Initial reports, South Pacific Paleoceanographic Transects, 202, Ocean Drilling Program, Texas A&M University, in cooperation with the National Science Foundation and Joint Oceanographic Institutions, Inc., 2003.
- Molina-Cruz, A., Paleo-oceanography of the Sub-tropical South-Eastern Pacific during the late quaternary: A study of radiolarian, opal and quartz contents of deep sea sediments, M.S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, 179 pp., 1975.
- Molina-Cruz, A., Radiolarian assemblages and their relationship to the oceanography of the subtropical south eastern Pacific, *Marine Micropaleontology*, 2, 315-352, 1977.
- Moore, T. C. Jr., Heath, G. R., y Kowsman, R. O., Biogenic sediments of the Panama Basin, *Journal of Geology*, 81, 458-472, 1973.
- Pedersen, T. F., y Calvert, S. E., Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks, *AAPG Bull.*, 74(4), 454-466, 1990.
- Pennington, W., Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of the north-western South America, *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10753-10770, 1981.
- Pisias, N. G., Mayer, L. A., y Mix, A. C., Paleoceanography of the Eastern Equatorial Pacific during the Neogene: synthesis of Leg 138 drilling results. *Proc. ODP, Sci. Results*, 138, Pisias, N.G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., y van Andel, T. H. Eds., College Station, TX (Ocean Drilling program), 1995..
- Pisias, N. G., Mix, A. C., Goldfinger, C., et al., Cruise Report R/V Melville Nemo Expedition, Leg III, Oregon State University, Corvallis, 2000..
- Ricken, W., Sedimentation as a Three-Component System, Springer-Verlag, Berlin, Germany, 212 pp., 1993.
- Roden Gunnar I., Effects of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. in *Seamounts, Islands and Atolls*, Keating, B., Frye, P., Batiza, R., Boehlert, G. Eds., American. Geophysical. Union, Washington, D.C., United States, 335-354, 1987.
- Rogan, M., y Langseth, M. G., Galapagos Spreading System in the Panama Basin Sediment thickness Profiles, Ocean Margin Drilling Program Atlases, *Marine Science International*, 8, Woods Hole, Boston, Mass, 1985.
- Rosato, V., Kulm, L. D., y Derks, P. S., Surface sediments of the Nazca Plate, *Pacific Science*, 29, 117-130, 1975.
- Schulz, H. D., Zabel, M., Marine Geochemistry, Springer, Berlin, Germany, 455 pp., 2000.
- Steger, J. M., Collins, C., Chu, P. C., Circulation in the Archipelago de Colon (Galapagos Islands), November, 1993, *Deep Sea Research II*, 45, 1093-1114, 1998.
- Stow, D. A. V., Huc, A.-Y., Bernard, B., Depositional processes of black shale in the deep water, *Marine and Petroleum Geology*, 18, 491-498, 2001.
- Swift, S. A., Holocene accumulation rates of sediment accumulation in the Panama Basin, eastern equatorial Pacific: Pelagic sedimentation and lateral transport, *J. Geol.*, 85, 301-319, 1976.
- Thunell, R. C., Keir, R., y Honjo, S., Calcite dissolution: An in situ study in the Panama Basin. *Science*, 212, 659-661, 1982.
- Van Andel, T. H., Heath, G. R., Malfait, B. T., Henrichs, D. F., y Ewing, J. L., Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 1489-1508, 1971.
- Van Andel, T. H., Heath, G. R., Bennett, R. H., Bukry, D., Charleston, S., y Cronan, D. S., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, Washington D.C. (U.S. Government Printing Office), 949 pp., 1973.
- Van Andel, T. H., Texture and dispersal sediments in the Panama Basin, *Geology*, 81, 434-457, 1973.
- Watts, A. B., Isostasy and Flexure of the Lithosphere, Cambridge University press, Cambridge, U.K., 458 pp., 2001.
- Werner, R., Ackermann, D., Worthington, T. et al., Cruise Report SONNE 144-3 PAGANINI 3, Panama Basin and Galapagos Plume, Christian Albrechts University, Kiel, Germany, 2000..
- Wilson, D. S., y Hey, R. N., History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, *J Geophys. Res.*, 100(B6), 10041-10056, 1995.