

En este texto se aborda la problemática de la acidificación de los océanos por cuenta del incremento en la absorción de CO<sub>2</sub> derivado de las actividades antropogénicas, y para ello se tomó como objeto de estudio el océano Pacífico colombiano, esto debido a su importancia estratégica desde el punto de vista ecosistémico y económico que este tiene para el país.

Por ello, se estimó el flux del CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el océano Pacífico Colombiano usando datos derivados satelitalmente (Temperatura Superficial del Mar, Velocidad del viento) y validados con datos in situ disponibles en el CarbonDioxideInformation and Analysis Center entre los años 2000 y 2011. Así, se identificó que el Pacífico colombiano tiene una tendencia a la captura de CO<sub>2</sub>. El promedio de flux para el periodo de tiempo estudiado osciló entre los -20 y -25 mmol/ día, con excepción de los meses de junio de los años 2009 y 2010. La validación de los datos se realizó tomando como referencia el mes de noviembre del 2010, mostrando un mejor desempeño para los datos de noviembre (R<sup>2</sup> =0,58; RMSE=37%). Así la tendencia de la estimación del flux de CO<sub>2</sub> a partir de datos satelitales presentó una tendencia a subestimar los datos de flux (BIAS=-14%).

Finalmente, en el texto se prevé una situación a largo plazo preocupante debido al incremento en la captura de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano, dado que este fenómeno pudiera llegar a contribuir significativamente en las condiciones fisicoquímicas del agua marina y la desaparición paulatina de especies fijadoras de calcio, lo cual afectaría las redes tróficas, el entramado ecológico.



Bogotá D.C. Calle 81B No. 72B - 70  
Teléfono +(57)1 - 291 6520  
www.uniminuto.edu



Estimación del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano usando sensores remotos

Juan Guillermo Popayán-Hernández

# Estimación del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano usando sensores remotos

Juan Guillermo Popayán-Hernández



# Estimación del flux de $\text{CO}_2$ en el Pacífico colombiano usando sensores remotos

Juan Guillermo Popayán-Hernández

2016





**Corporación Universitaria Minuto de Dios – UNIMINUTO**

**Presidente Consejo de Fundadores**

Diego Jaramillo Cuartas, cjm

**Rector General**

Leonidas López Herrán

**Rector Sede Bogotá Sur y Nuevas Regionales**

Santiago Alberto Vélez Álvarez

**Vicerrectora General Académica**

Marelen Castillo Torres

**Directora General de Investigaciones**

Amparo Vélez Ramírez

**Director del Centro Regional Neiva**

Orlando Parga Rivas

**Directora de Investigaciones Bogotá sur y nuevas regionales**

Astrid - Ximena Cortés - Lozano

**Coordinador de Investigaciones Centro Regional Neiva**

Julián David Castañeda Muñoz

**Coordinadora general de publicaciones**

Rocío del Pilar Montoya Chacón

Popayán-Hernández, Juan Guillermo  
Estimación del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano usando sensores remotos/  
Juan Guillermo Popayán-Hernández. Bogotá: Corporación Universitaria Minuto de Dios. Centro  
Regional Neiva, 2016.  
p. : 116.  
ISBN 978-958-763-172-2  
1. Dióxido de carbono atmosférico - Análisis - Colombia 2. Océano Pacífico - Colombia.  
3. Química Atmosférica - Análisis - Colombia

CDD: 546.6812 P66e BRGH

**Título:**

Estimación del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano usando sensores remotos

**Autor:**

Juan Guillermo Popayán-Hernández

**Corrector de estilo:**

Juan Carlos Buitrago

**Diseño y diagramación:**

Andrea Sarmiento B.

**Impreso por:**

Panamericana Formas e Impresos S.A.

Primera Edición, Bogotá, Colombia, abril de 2016

300 ejemplares

**Corporación Universitaria Minuto de Dios**

Dirección de Investigaciones – Sede Bogotá Sur y Nuevas Regionales

Sede principal. Calle 81 B # 72 B - 70 Edificio C. San Juan Eudes, Piso 8, Bogotá, D. C.

Teléfono: (57 -1) 2916520

Esta publicación es el resultado de la investigación *Estimación Del Flux De CO<sub>2</sub> En El Pacífico Colombiano Usando Sensores Remoto*, realizada como tesis para optar al título de Magister en Ingeniería Ambiental con Énfasis en Investigación, otorgado por la Universidad Nacional de Colombia-UNAL.

Corporación Universitaria Minuto de Dios-UNIMINUTO. Todos los capítulos publicados en este libro son seleccionados por el Comité Editorial de acuerdo criterios establecidos. Están Protegidos por el Registro de Propiedad Intelectual. Los conceptos expresados en los capítulos comprometen a sus autores, son su responsabilidad y no comprometen la opinión de UNIMINUTO. Se autoriza su reproducción parcial en cualquier medio, incluido electrónico, con la condición de ser citada clara y completamente la fuente, siempre y cuando las copias no sean usadas para fines comerciales.

## Dedicatoria

*A mamá, una vez más...  
A mi pequeñita Sofía Popayán Mazuera,  
quien es el regalo más hermoso que Sri Krishna me ha dado...*

*A mi maestro espiritual  
S.S. Hridayananda Dasa Goswami (Ph.D. Howard Resnick)  
A quien solo aspiro servir, y quien es mi más grande fuente de inspiración*



## Agradecimientos

*Al doctor John Josephraj Selvaraj por su aguda instrucción  
para la realización de este libro*

*Al magíster Hugo Zapata Ruiz (Dios lo tenga en su gloria)  
por su apoyo y motivación en la realización de mis estudios de  
maestría que derivaron en la realización de este libro*

*A la Corporación Universitaria Minuto de Dios,  
Vicerrectoría Tolima-Huila y al Centro Regional Neiva por  
la financiación de la edición y publicación de este texto*





# CONTENIDO

Introducción	11
Capítulo I	
Generalidades	13
Capítulo II	
Referentes teóricos	17
Flux del CO <sub>2</sub>	17
El ciclo global del carbono	19
Impacto del CO <sub>2</sub> en los océanos	20
Modelos de transferencia o de flux de CO <sub>2</sub>	22
Modelo de pared rígida ( <i>Rigid wall model</i> )	22
Modelo de película estancada ( <i>Stagnant film model</i> )	23
Métodos de medición de la captura de CO <sub>2</sub> en los océanos	24
Sensores remotos	26
Clasificación de los sensores remotos	27
Características de los sensores remotos	27
Sistema de Información Geográfica (SIG)	29
Análisis de conglomerados o <i>cluster</i>	29
CAPÍTULO III	
Aspectos metodológicos	31
Área de estudio	31
Información satelital	33
Estimación del flux del CO <sub>2</sub>	34
Cálculo de <i>k</i>	34
Cálculo de la solubilidad <i>S</i>	37
Cálculo de la <i>p</i> CO <sub>2a</sub> –en la superficie del agua–	38
Cálculo de la <i>p</i> CO <sub>2</sub> –atmosférica–	39
Obtención de datos <i>in situ</i>	39
Elaboración de mapas y validación del algoritmo	40
Análisis de la información	43

## CAPÍTULO IV

Flux de CO <sub>2</sub> en el Océano Pacífico colombiano: resultados y discusión	45
Flux de CO <sub>2</sub>	45
Flux de CO <sub>2</sub> para los meses de enero entre los años 2000 y 2011	45
Flux de CO <sub>2</sub> para los meses de junio entre los años 2000 y 2011	54
Flux de CO <sub>2</sub> para los meses de noviembre entre los años 2000 y 2011	62
Validación de los datos	72
Análisis de aglomerados o <i>clusters</i>	75
Resultados del análisis estadístico	87

## CAPÍTULO V

Conclusiones	95
Recomendaciones	96

## ANEXOS

Anexo A	97
Comparación entre el flux real vs. El flux satelital de CO <sub>2</sub> (en mmol/m <sup>2</sup> /día) para enero de 2010*	97
Anexo B	99
Comparación del flux real vs. el flux satelital de CO <sub>2</sub> (en mmol/m <sup>2</sup> /día) para noviembre de 2010	99
Anexo C	101
Valores promedio del flux de CO <sub>2</sub> en función de la ZEE del Pacífico colombiano entre los años 2000 y 2011	101
Anexo D	104
Resultados del ANOVA mediante SAS v8 para el año 2010, en los meses de enero, junio y noviembre.	104
Bibliografía	107

## Introducción

El ciclo del carbono, una de cuyas etapas se desarrolla entre los océanos, la atmósfera y el suelo, es un factor fundamental desde la perspectiva de la oceanografía física, debido a que el dióxido de carbono es el gas de efecto invernadero más importante en la atmósfera. Es así como se tiene que gran parte el carbono inorgánico presente en los océanos es el  $\text{CO}_2$ , que se transfiere a estos desde la atmósfera. Este fenómeno ocasiona, según Stephens, Samuels, Olson, Fine y Takahashi (1995), que el flux del gas en mención cause un gran impacto sobre la concentración de carbonato en los océanos.

De esta forma, de acuerdo con Hendriks, Duarte y Álvarez (2010), el  $\text{CO}_2$  antropogénico se está depositando paulatinamente en los océanos en una proporción que supera el 30 %, tomando como referencia el periodo previo a la revolución industrial. Así, solamente alrededor del 60% del  $\text{CO}_2$  que es emitido a partir de distintos procesos industriales, biológicos y demás, permanece en la atmósfera; el resto de estas emisiones tiene como destino final los océanos. Por ello, es supremamente importante comprender los procesos físicos y químicos que regulan la captura de  $\text{CO}_2$ , debido a que de ello depende el comportamiento del clima global en el futuro.

Por otro lado, los sensores remotos son herramientas que permiten determinar una serie de variables de un área u objeto de interés, sin necesidad de tener contacto directo con los mismos, reduciendo significativamente el tiempo de recolección de la información (François et al.2011). Simultáneamente, las concentraciones de dióxido de carbono atmosférico se han incrementado notablemente desde el periodo previo a la revolución industrial hasta hoy, debido principalmente al uso de combustibles fósiles, tal como lo señala Hendriks et al. (2010) y Sabine et al. (2004). Del total del  $\text{CO}_2$  de origen antropogénico, según Millero (2007), entre un 28% y un 34% es absorbido por los océanos. Este enriquecimiento de  $\text{CO}_2$  ha causado una reducción de alrededor de 0,1 unidades de pH en la superficie de los océanos, comparado con el periodo previo a la revolución industrial (Caldeira y Wickett, 2005; Feely et al., 2004;Orret al.,2005, y Doney et al., 2007).

Así, tal como lo muestra Padin, Navarro, Gilcoto, Ríos y Pérez (2009), los océanos desempeñan un rol decisivo en la mitigación de los efectos del cambio climático, ya que sirven de sumideros para grandes cantidades de CO<sub>2</sub> liberadas a la atmósfera. Según Padin et al. (2009) la capacidad de los océanos de absorber los excesos de CO<sub>2</sub> es un parámetro clave para predecir los niveles futuros de este gas en la atmósfera.

De esta forma, se tiene que una de las interacciones más importantes que ocurre en las márgenes costeras es la variación del flux de CO<sub>2</sub> en a interface atmósfera-agua; en ella se puede apreciar la importancia de los aportes de carbono inorgánico y orgánico provenientes de los sistemas terrestres que, según lo indica Gattuso, Frankignoulle y Wollast (1998), llegan al mar a través de los estuarios.

El comportamiento de dicho flux de CO<sub>2</sub> está sujeto a un alto grado de incertidumbre debido a que la mayor parte de las zonas costeras permanecen aún sin ser estudiadas, según lo reportan Olsen, Triñanes y Wanninkhof (2004).

El flux de CO<sub>2</sub>, según Else, Yackel y Papakryakou (2008), está relacionado de forma directa con la solubilidad ( $s$ ) y la velocidad de transferencia ( $k$ ) del CO<sub>2</sub>, así como con la variación en las presiones parciales del CO<sub>2</sub> en el mar ( $p\text{CO}_2^a$ ) y en la atmósfera ( $p\text{CO}_2^a$ ). Debido a la dificultad logística para determinar estos parámetros *in situ* en grandes áreas, especialmente de la  $p\text{CO}_2^a$ , se han desarrollado varias metodologías para extrapolarlas. El esquema más usado para extrapolar la  $p\text{CO}_2^a$  es a través de la temperatura superficial del mar, TSM (SST por sus iniciales en inglés *Sea Surface Temperature*), según Else et al. (2008).

Esta relación entre la TSM y el flux de CO<sub>2</sub> fue usada por primera vez en el Pacífico Norte por Stephens et al. (1995), utilizándolos datos de la TSM obtenidos de sensores remotos para predecir la  $p\text{CO}_2^a$ . Alcances similares se han obtenido para el Mar de los Sargazos según Nelson, Bates, Siegel y Michaels (2001) y para el Caribe, según Olsen et al. (2004).

Mediante el presente proyecto se pretende demostrar la aplicabilidad de los sensores remotos en la determinación del flux de carbono en el Pacífico colombiano.

## Generalidades

El flux de carbono, en términos de  $\text{CO}_2$ , es cíclico, complejo, cambiante en un rango temporal y espacial, y altamente influenciado por múltiples variables físicas y biogeoquímicas. Debido a ello, según Burke, Woodward, Russell, Fleisher y Bailey (2010), las predicciones del flux de  $\text{CO}_2$  aire-mar en muchos casos suelen ser inciertas. Conocer el flux neto de  $\text{CO}_2$  es vital debido a la reciente y rápida acumulación de este gas, especialmente si se tienen en cuenta los efectos futuros sobre el clima global; por ello, es necesario determinar las condiciones en las cuales este flux se asocia a cambios ambientales, incluyendo el aumento en el nivel del mar y la acidificación de los ecosistemas terrestres y marinos. Según Takahashi et al. (2009), la exactitud en las mediciones de este flux y su variabilidad temporal y espacial, es importante para una mejor comprensión del ciclo del carbono global y para la prognosis de las futuras concentraciones de  $\text{CO}_2$ .

A partir de ello se formuló la siguiente pregunta de investigación: ¿permiten los sensores remotos estimar el flux de  $\text{CO}_2$  en el Pacífico colombiano, en una escala temporal y espacial?

Debido a las actividades humanas, el océano se ha convertido en receptor de dióxido de carbono, dado que este incorpora aproximadamente dos billones de toneladas métricas de este compuesto al año, alrededor del 30% de los 6,6 billones de toneladas de este gas que son emitidas anualmente a la atmósfera, convirtiéndolo en el principal sumidero de  $\text{CO}_2$ , con una concentración treinta y siete veces mayor que la de la atmósfera, y veintitrés veces más que la de los ecosistemas terrestres según lo muestra Takahashi et al. (2009).

Cuando el  $\text{CO}_2$  se disuelve en los mares, se forma el ácido carbónico, lo cual genera una reacción química que provoca la acidificación del océano, afectando a la fauna marina, especialmente a aquellos organismos fijadores de calcio, así como a algunos grupos de fitoplancton tales como los cocolitofóridos, mientras que otros organismos, como por ejemplo las

cianobacterias, podrían resultar beneficiadas por los elevados niveles de CO<sub>2</sub> (Takahashi et al., 2009).

Según los reportes científicos (Peng,1990), el proceso de acidificación del océano se ha incrementado en alrededor de un 30% desde que inicio la revolución industrial, o sea cien veces más rápido que cualquier cambio de acidez al que se hayan visto sometido los organismos marinos durante por lo menos los últimos veinte millones de años.

Este cambio en las condiciones del medio afectará la calcificación, lo cual traerá consigo una deficiencia en la formación de conchas y esqueletos, especialmente durante las primeras etapas de vida, cuando dichos organismos son más sensibles a la acidificación. Asimismo, se prevé que, para mediados de este siglo, los índices de calcificación de los corales disminuirán alrededor de un tercio y la erosión de los arrecifes superará la tasa de crecimiento de los mismos. En el caso de los invertebrados y algunas especies de peces, según Gattuso et al. (1998), el aumento en las concentraciones de CO<sub>2</sub> en su cuerpo podría llegar a alterar distintos procesos de calcificación, lo que muy probablemente conduciría a cambios estructurales, metabólicos y reproductivos, afectando significativamente algunas especies de corales duros, según estudios realizados por Fine y Tchernov (2007), debido a la baja biodisponibilidad de calcio. Adicionalmente, los efectos de la acidificación de los océanos afectarían paulatinamente, a largo plazo, algunas especies de interés comercial (Gazeau et al., 2007). Dichos efectos podrían alterar las redes alimentarias marinas, repercutiendo significativamente en la actividad pesquera.

Este fenómeno de acidificación generará fuertes impactos en las redes tróficas, la biodiversidad, la pesca y, finalmente, en el hombre, debido a que afectaría la industria y la comercialización de peces y mariscos, poniendo en peligro manifiesto la seguridad alimentaria de los pobladores (Hendriks et al. 2010).

Debido al fenómeno de acidificación y los impactos que este traerá consigo, surge la necesidad de implementar una serie de herramientas metodológicas que permitan estimar de forma rápida y eficaz el flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano, así como las áreas que se verían principalmente afectadas con el desarrollo de este fenómeno.

Por otro lado, mediante la revisión de la literatura científica de los últimos diez años, se puede decir que el flux de CO<sub>2</sub> está relacionado estrechamente con la variación en la TSM, la cual puede ser medida, según Richards y Jia (2006), a través de datos suministrados por sensores remotos.

Es por ello que se propone la implementación de estos sensores remotos, pues estas herramientas satisfacen los requerimientos de practicidad, mapeo y monitoreo de dicho fenómeno en el Pacífico colombiano.

La principal razón por la cual el flux de  $\text{CO}_2$  ha sido poco estudiado, obedece principalmente, en la mayoría de los casos, a la dificultad logística y los costos asociados para la obtención de los datos de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en el agua, especialmente en las zonas estuarinas, en donde los gradientes biogeoquímicos son más pronunciados debido a la actividad biológica asociada a dichos ecosistemas.

Para solucionar dicha dificultad logística, se propuso realizar una extrapolación para la obtención de los datos de la presión parcial del  $\text{CO}_2$  en el Pacífico colombiano, a partir de los datos de temperatura superficial del mar (TSM) derivados del sensor MODIS Aqua (por sus iniciales en inglés *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), el cual es un espectroradiómetro que usa treinta y seis bandas, que puede obtener información acerca de parámetros como cobertura de suelo, vegetación y clorofila en los océanos. Este instrumento fue lanzado a bordo del satélite Terra en diciembre de 1999, y el segundo satélite AQUA fue lanzado en mayo de 2002. Las determinaciones mencionadas se pueden realizar dado que estos dos parámetros (TSM y  $\text{pCO}_2$ ) covarían cerradamente, debido en parte a los efectos termodinámicos directos de la TSM sobre la  $\text{pCO}_2$  del agua (Takahashi, Olafsson, Goddard, Chipman y Sutherland, 1993).

Asimismo, para poder estimar el flux de  $\text{CO}_2$  se requiere contar con valores de dirección y velocidad del viento, los cuales fueron obtenidos del sensor SeaWinds a bordo del satélite QuikSCAT, para el periodo comprendido entre los años 2000 y 2011. Este satélite fue lanzado por la NASA el 20 de junio de 1999, y su propósito principal es el de medir la velocidad y la dirección del viento sobre los océanos, con una resolución espacial de 25 km y una resolución temporal de 3 horas, inicialmente con el objetivo de predecir la formación de las tormentas tropicales que allí se desarrollan, así como brindar información del estado del tiempo (Else et al., 2008).

Por ello, el propósito de esta investigación fue examinar la aplicabilidad de los sensores remotos para estimar el flux de  $\text{CO}_2$  en el Pacífico colombiano, mediante la extrapolación de la  $\text{pCO}_{2a}$  a partir de los datos de la TSM derivados de MODIS Aqua.

Así, se propuso la hipótesis de que, si los sensores remotos permiten detectar la variación en los factores oceanográficos tales como la TSM y

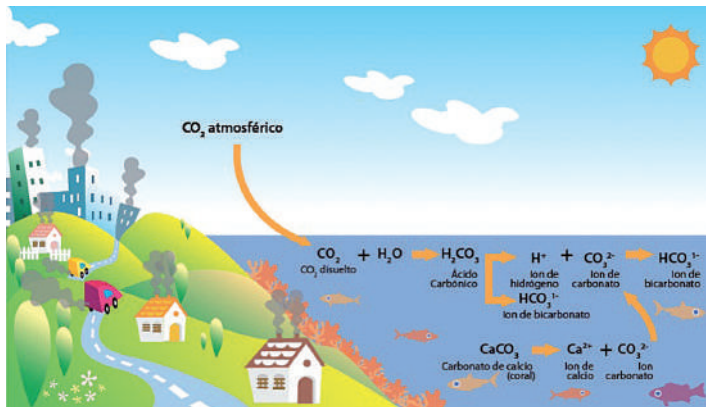


la velocidad y dirección del viento, entonces, mediante la aplicación de un algoritmo que tenga en cuenta la estrecha relación termodinámica de estas variables, sería posible estimar el flux de  $\text{CO}_2$  para el Pacífico colombiano en una escala temporal comprendida entre 2000 y 2011.

## Referentes teóricos

### Flux del CO<sub>2</sub>

En las últimas décadas, las actividades humanas han impactado significativamente los ciclos biogeoquímicos y de nutrientes con profundas consecuencias ambientales en una escala local y global. El incremento del dióxido de carbono atmosférico, debido a las actividades humanas tales como el uso de los combustibles fósiles, la fabricación de cemento y los cambios en los usos del suelo, han contribuido al incremento en el cambio climático, según lo señalan Wofsy y Harriss (2001), Gruber y Sarmiento (2002). Las modificaciones en los ciclos biogeoquímicos inducidas por el hombre han promovido lo que actualmente se conoce como acidificación de los océanos, con un importante impacto sobre los ecosistemas marinos, tal como se esquematiza en la figura 1.



**Figura 1.** Proceso de acidificación de los océanos por  $\text{CO}_2$ . Adaptado de "Ocean acidification". Por R. Wilson, 2011. [Documento en línea]. Recuperado de <http://www.beachapedia.org/File:Ocean-acid-image1-webready.jpg>

Según lo muestra la figura 1, las emisiones de CO<sub>2</sub> producidas por las industrias, la quema de combustibles fósiles y los procesos metabólicos que se llevan a cabo en la plataforma continental, generan concentraciones elevadas de CO<sub>2</sub>, y parte de estas emisiones tienen un destino final en los océanos, los cuales se convierten en reservorios o sumideros de dicho gas, lo que, según Caldeira y Wickett (2005), es de vital importancia para la regulación del clima global.

En términos generales, la captura de CO<sub>2</sub> por parte de los océanos aumenta la disponibilidad de iones de hidrógeno, lo que conduce a la disminución del pH de los océanos. De esta forma, el proceso de acidificación empieza cuando el CO<sub>2</sub> es absorbido por los océanos y este reacciona con el agua marina formando ácido carbónico, el cual genera un proceso de neutralización ácido-base que libera un ion bicarbonato y un ion de hidrógeno (Caldeira y Wickett, 2005).

Es así como el ion de hidrógeno liberado se une a otros iones carbonato que se encuentran libres, formando otro ion bicarbonato. Según los autores citados, la alteración de los ciclos biológicos de fijación de iones carbonatos se ve interrumpida cuando, sin la presencia de los iones de hidrógeno, los iones de carbonatos se hallan biodisponibles para que los organismos fijadores de calcio hagan uso de este.

Evidencia de lo anterior son los estudios en los cuales se indica que en los últimos cincuenta años el pH superficial de los océanos ha disminuido en 0,2 unidades (escala logarítmica), lo que representa, siguiendo a dichos autores, un aumento de casi un 29% en iones de hidrógeno, con lo cual se prevén graves cambios a mediano plazo sobre las estructuras de coral y todos aquellos organismos fijadores de calcio en los océanos, alterando así la química de estos grandes cuerpos de agua.

Es así como, según Morse, Andersson y Mackenzie, (2006) y Guinotte et al. (2007), se espera que un gran número de organismos marinos, tales como los corales, las algas coralinas, algunas especies de fitoplancton y otros organismos fijadores de calcio como los moluscos y los que poseen esqueletos hechos de carbonatos minerales, podrían verse afectados por las variaciones en las condiciones de pH del medio marino.

## El ciclo global del carbono

El ciclo global del carbono supone varias reacciones de intercambio con las mayores reservas de  $\text{CO}_2$ , a saber: la atmósfera, los océanos y el suelo, tal como se esquematiza en la figura 2.

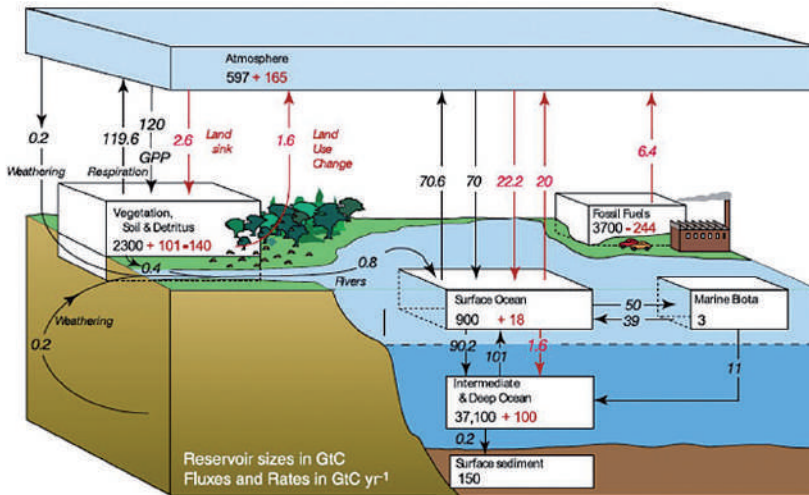


Figura 2. Ciclo global del carbono. Adaptado de "Climate Change 2007: The Physical Scientific Basis, Intergovernmental Panel on Climate Change.. [Documento en línea]. Recuperado de [https://www.learner.org/courses/envsci/unit/text.php?unit=2&secNum=8#global\\_carbon\\_cycle](https://www.learner.org/courses/envsci/unit/text.php?unit=2&secNum=8#global_carbon_cycle)

Las reacciones químicas más importantes que tienen lugar en el ciclo global del carbono son las de formación y destrucción de materia orgánica y de carbonato de calcio, cuando ocurren los procesos de fotosíntesis/respiración y precipitación/disolución, respectivamente. El intercambio entre las reservas de carbono se da en primer momento por el canje de  $\text{CO}_2$  y el flux del carbono DIC (*Por sus iniciales en inglés Dissolved Inorganic Carbon*) ( $\text{DIC} = \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{CO}_2$ ) en ríos y en depósitos de  $\text{CaCO}_3$ .

Para tener una mejor comprensión de lo esquematizado en la figura 2, se presentan, en la tabla 1, las cantidades de carbono de cada uno de los principales reservorios de carbono, así como los más importantes fluxes del mismo.

**Tabla 1.** Reservas globales de carbono

RESERVA DE CARBONO EN Pg	Atmósfera	CO <sub>2</sub>	(288 ppm en 1859)	612	
			(369 ppm en 2000)	748	
	Océanos	Biota			1-2
		DOC			700
		Carbono Orgánico en sedimentos			1000
		DIC			38000
	Tierra	Biota			600
		Suelo/Humus			1500
		Reservas de combustibles fósiles	Gas		44
			Petróleo		90
Carbón			3440		
FLUXES Pg y-1	Intercambio entre la atmósfera y los océanos			90	
	Productividad primaria gruesa o bruta	Océanos		100	
		Tierra		120	
	Productividad primaria neta	Océanos		45	
		Tierra		60	
Cambios antropogénicos (Pg)	Cambios acumulativos (Pg) (1800 - 1994)	Quema de combustibles fósiles		244	
		Incrementos en la atmósfera		165	
		Almacenamiento en os océanos		118	

**Fuente:** Adaptado de Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T. y Ríos, A. F. (Julio, 2004). The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*, 305(5682), 367-371. doi: 10.1126/science.1097403

Mediante el análisis de la figura 2 y la tabla 1, se obtiene una impresión cualitativa de cómo dependen los reservorios de carbono el uno del otro.

De este modo, se aprecia que entre las reservas de carbono mencionadas, es decir los océanos, la tierra y la atmósfera, esta última es la más pequeña en comparación con las otras, pues los océanos contienen alrededor de 38.000 Pg (donde  $1Pg = 10^{15}gr$ ).

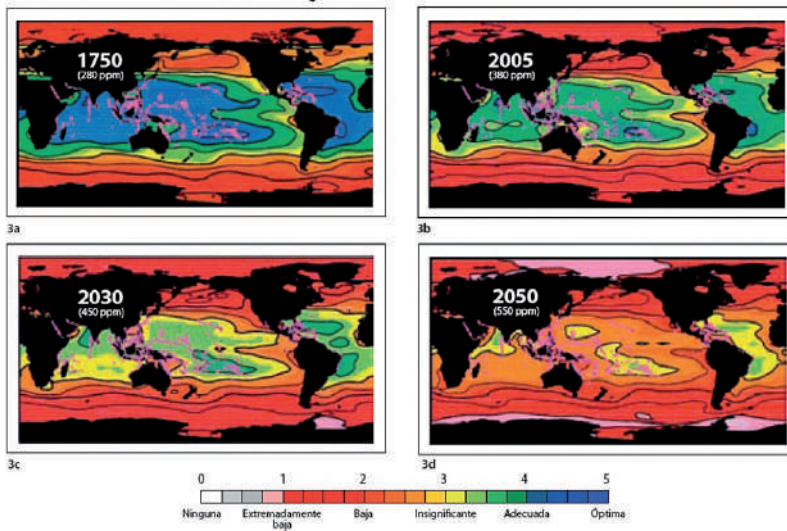
## Impacto del CO<sub>2</sub> en los océanos

La acidificación de los océanos por el aumento en la captura de CO<sub>2</sub> causaría que el agua marina adquiriera una tendencia a ser corrosiva, y el primer y más grave impacto que ello generaría, según Emerson y Hedges (2008), es el deterioro en el proceso de calcificación.

La calcificación se da en aguas profundas y poco profundas, pero los organismos que habitan en estas últimas serían los que se verían más afectados por este fenómeno, dado que, de acuerdo con Emerson y Hedges (2008), es en la capa de interfaz en donde se tiende a acumular en primera instancia la acidez.

Entre los organismos fijadores de calcio que se verían afectados por este fenómeno se pueden encontrar todas las variedades de corales duros, los cocolitóforos, las almejas, los pterópodos y otros crustáceos. De esta forma, según reporta Orr et al. (2005), los corales de la actualidad tienen un 66% menos de tasa de fijación de calcio con respecto a los corales de hace cincuenta años, fenómeno que se conoce actualmente con el nombre de *bioerosión* u *osteoporosis oceánica*.

Un indicador interesante del estado actual de los corales a nivel global es la relación existente entre la saturación de aragonito y la salud o el estado de los corales, tal como lo muestra la figura 3.



**Figura 3.** Estado de saturación de aragonito de los océanos vs. Crecimiento de los corales. Adaptado de Low Coral Cover in a High CO<sub>2</sub> world, Hoegh-Guldberg (2005), *Journal of Geophysical Research*, 110, 114-127.

Así, se tiene que antes de la revolución industrial, cerca del 98% de los corales del mundo se encontraban en alrededor de un 98% de saturación de aragonito, nivel óptimo o adecuado para garantizar su salud, mientras que actualmente, cerca del 60% de los corales del mundo se encuentran en un

nivel de saturación inadecuado o deficiente de aragonito, y, según Hendriks et al. (2010), si se continua con esta tendencia, el futuro de estos ecosistemas será poco alentador.

De esta forma, al afectarse los arrecifes de coral y las especies que son fijadoras de calcio, toda la química oceánica y las relaciones ecológicas existentes en estos ecosistemas cambiarían de forma considerable, y sus efectos, ciertamente, a mediano y largo plazo serán inesperados. Lo que sí es bien sabido, es que al cambiar dichas condiciones en las redes tróficas marinas, la sociedad humana también se vería directamente afectada, dado que ello representaría un cambio substancial del clima global y un riesgo potencial a la seguridad alimentaria de muchas personas que derivan su alimento y sustento de la pesca y otras actividades asociadas a estos ecosistemas (Hendrikset al., 2010).

## Modelos de transferencia o de flux de CO<sub>2</sub>

El flux neto de gases que se produce en la interfaz aire-agua en donde de una serie de fuerzas conductoras o fuerzas que direccionan el proceso, entre las cuales se pueden mencionar la concentración del gas, la presión parcial de gas, esto en función de la ley de Henry y la tasa o coeficiente de transferencia  $k$ , (Emerson y Hedges, 2008), La mayor parte de los modelos de flux de CO<sub>2</sub>, aceptados para efectos científicos y de ingeniería, se basan principalmente en la velocidad de transferencia del gas y su coeficiente molecular de difusión, estando este último parámetro relacionado directamente con la naturaleza de la especie química y de la concentración de la misma (Wanninkhof, 1992).

Por ello, los diferentes modelos de flux de CO<sub>2</sub> que se describirán en este documento, se centran en la dependencia de variables como las anteriormente mencionadas y otras que se derivan de las mismas, tales como el *coeficiente de transferencia* y el *número de Schmidt*. A continuación se presentan los distintos modelos de los mecanismos de transferencia y su importancia en la naturaleza, según la recopilación realizada por Emerson y Hedges (2008).

### Modelo de pared rígida (*Rigid wall model*)

Este primer modelo realiza un barrido conceptual con el propósito de establecer una descripción de la forma en la cual la turbulencia, asociada al fenómeno de transferencia de CO<sub>2</sub>, decae a medida que la zona de interface es alcanzada. Matemáticamente este modelo es el más complicado. Deacon (1977) (citado por Emerson y Hedges, 2008) desarrolló una teoría en la cual

la transferencia de gas se incrementa a medida que más moléculas de gas de una especie química determinada se acercan a la fase de intercambio aire-atmósfera, debido al efecto producido por la presión parcial que ejerce cada especie química y a la presión atmosférica. Así, para este modelo se asume la teoría del *momentum*, en la cual se interpreta la zona de interfaz como una pared rígida que es penetrada por las moléculas de CO<sub>2</sub> (Watson, Fennie y Lasky, 1991). De esta forma, el modelo se puede simplificar en la siguiente expresión (ver ecuación 1):

Ecuación 1:

$$\text{Flujo } CO_2 \text{ wall model} = \frac{U}{12} x S c_c^{-2/3}$$

Donde:

- $U$  es Velocidad del flux en la interfaz aire-agua.
- $Sc_c$  es el número de Schmidt, el cual es adimensional.

El número de Schmidt se define como el cociente entre la viscosidad cinemática y la difusividad másica del fluido, tal como se indica en la expresión (ver ecuación 2):

Ecuación 2:

$$Sc_c = \frac{\mu}{D_c}$$

En donde:

- $\mu$  es la viscosidad cinemática.
- $D_c$  es la difusividad másica.

Este modelo tiene la limitante asociada a zonas en las cuales la turbulencia ocasionada por los vientos es muy elevada y, por tanto, según Watson et al. (1991) afecta las condiciones de equilibrio para que ocurra la transferencia de gas.

### Modelo de película estancada (*Stagnant film model*)

Este es un modelo de transferencia que evalúa el rendimiento de la difusión de CO<sub>2</sub> en función de la complejidad de este proceso. Este modelo es relativamente simple y se ha venido aplicando para otros gases en distintos procesos industriales. De acuerdo con lo mencionado por Ledwell (1984), este modelo asume que la interface gas-líquido o aire-agua se encuentra rodeada por una película de aire; el gas que se difunde atraviesa esta película



mediante un proceso de difusión molecular y la velocidad de transferencia de este gas va a depender de las características de ambos medios (gaseoso y líquido) y de las propiedades de la película.

El modelo de película estancada se puede sintetizar mediante la expresión (ver ecuación 3):

*Ecuación 3:*

$$G_{sf} = D_c/\delta$$

Donde:

- El denominador  $\delta$  es el la longitud del ancho de la película en la fase líquida.
- $D_c$  es la velocidad de trasferencia del gas.

Este es un modelo demasiado simple usado para predecir la dependencia entre el intercambio gaseoso y la velocidad del viento. El intercambio gaseoso en este modelo depende directamente del coeficiente de difusión molecular. La aplicación de este modelo comprende varias situaciones analizadas, tanto en lagos como en los océanos, obteniéndose valores comunes entre 20 y 40  $\mu\text{atm}$  para  $\delta$ . Este modelo se haya basado en el rendimiento de difusión de la ley de Fick según lo indica Ledwell (1984).

## Métodos de medición de la captura de CO<sub>2</sub> en los océanos

Durante mucho tiempo, al representar en un mapa el intercambio de CO<sub>2</sub> entre los océanos y la atmósfera se requería de observaciones detalladas de la fugacidad del CO<sub>2</sub> en la superficie del agua; sin embargo, la cantidad de observaciones y su frecuencia podrían ser significativamente reducidas gracias a la aplicación de los sensores remotos a la hora de determinar la fugacidad del CO<sub>2</sub>. Esto se logró en virtud a la implementación de una relación descubierta de manera empírica, según Lefèvre y Taylor (2002), entre la temperatura superficial del mar (TSM) y la presión parcial del CO<sub>2</sub> ( $p\text{CO}_2$ ), siendo este último factor indispensable para el cálculo del flux neto de CO<sub>2</sub> y, a la vez, uno de los más complejos y costosos de determinar *in situ*.

Debido a que los sensores remotos aportan información respecto a la variación de la TSM, varios autores como Padín et al (2009), Sabine et al.

(2004) y Richards y Jia (2006), en diferentes latitudes han logrado estimar el flux de  $\text{CO}_2$ .

Nelson et al. 2001, midieron la  $p\text{CO}_2$  en el mar de los Sargazos usando imágenes satelitales de la temperatura superficial del mar, estableciendo una relación empírica entre la TSM y  $p\text{CO}_2$  para dicha zona, con datos satelitales disponibles entre los años 1994 y 1996, estableciendo también una relación entre la dirección del viento y la variación entre la  $p\text{CO}_2$ .

Asimismo, Olsen et al.(2004), validaron la información satelital con respecto a la obtenida en campo, con el propósito de obtener un algoritmo que permitiese establecer la relación existente entre la TSM y la  $p\text{CO}_2$  para el mar Caribe. Dicha investigación también combinó datos reales de velocidad y dirección de vientos, los cuales fueron contrastados con los obtenidos de QuikSCAT, con el objetivo de crear mapas precisos que mostraran la variación espacial y temporal del flux de  $\text{CO}_2$  durante el año 2002. En dicha investigación también se describen, en forma detallada, el desarrollo y la posterior aplicación del protocolo para estimar el flux de  $\text{CO}_2$  con una periodicidad semanal durante 2002.

Dichas extrapolaciones son posibles gracias a los estudios adelantados por Lefèvre y Taylor (2002), quienes realizaron un modelo simple unidimensional, el cual fue validado con observaciones en campo de la TSM y la influencia termodinámica que esta ejerce sobre la  $p\text{CO}_2$ . Dicho estudio fue conducido en el Atlántico en dos ocasiones, una entre los meses de febrero y julio, y otra entre agosto y enero de los años 1991 y 1992. Dicho modelo univariado se realizó con la implementación de una regresión lineal y contando, para el cálculo del flux de  $\text{CO}_2$ , con variables tales como la TSM, la latitud, la longitud y la presión parcial del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera.

Cabe anotar que dicha relación entre  $p\text{CO}_2$  y la TSM en algunas instancias no funciona. Las fallas se presentan principalmente en zonas que cuentan con una alta actividad biológica, tal como lo señala Stephens et al. (1995), quienes encontraron que la relación  $p\text{CO}_2$ -TSM no funcionó en un área del Pacífico Norte en donde se presenta este fenómeno. Del mismo modo, Olsen et al. (2004), mostraron que la influencia de la primavera sobre la  $p\text{CO}_2$  en el área del mar de Groenlandia impedía que la TSM sirviera para calcular de forma aproximada la  $p\text{CO}_2$ , debido a la complejidad de los procesos biológicos que ella implica.

Sin embargo, semejantes extrapolaciones expuestas anteriormente, usadas para estimar la  $p\text{CO}_2$  a partir de la TSM, han sido utilizadas ampliamente

debido a que la información aportada de los sensores remotos reduce significativamente las condiciones logísticas asociadas a la determinación *in situ* de la  $p\text{CO}_2$ , y, por tanto, simplifica considerablemente la forma en la cual se calcula el flux de CO<sub>2</sub> en un área determinada.

## Sensores remotos

Los sensores remotos son una serie de herramientas que permiten adquirir información acerca de un objeto o un fenómeno en estudio sin realizar contacto con este. Las actuales aplicaciones de los sensores remotos, en términos generales, se refieren al uso de tecnologías de sensores aéreos para detectar y clasificar los objetos sobre la tierra (superficie, atmósfera y océanos) mediante la propagación de señales, tales como la radiación electromagnética emitida por los satélites (Richards y Jia, 2006).

Así, existen dos tipos principales de sensores remotos: pasivos y activos. Los sensores remotos pasivos son aquellos que detectan la radiación natural que es emitida o reflejada por el objeto o el área de estudio, como por ejemplo las películas fotográficas, infrarrojas, etc. La colección activa de datos se refiere a aquella energía que es emitida en orden de detectar y medir la radiación que es emitida por el objeto de estudio, como por ejemplo lo que sucede con RADAR y LiDAR (Jensen, 2005).

Mediante la aplicación de sensores remotos es posible coleccionar información de áreas que normalmente son inaccesibles o peligrosas según lo indican Richards et al. (2006).

Entre las aplicaciones más destacadas de los sensores remotos se encuentran el control del tráfico aéreo, la alerta temprana y ciertos datos meteorológicos a gran escala. El radar Doppler, según Jensen (2005), es utilizado para el seguimiento de los refuerzos locales de la ley de límites de velocidad y, en una mayor recaudación, del a velocidad y dirección del viento dentro de los sistemas meteorológicos. Otros tipos de colección activa incluyen los plasmas en la ionosfera. La interferometría de radar de apertura sintética se utiliza para producir precisos modelos digitales de elevación del terreno a gran escala y los altímetros de radar de los satélites han proporcionado una amplia gama de datos. Mediante la medición de los bombeos de agua causada por la gravedad, se asignan funciones en el fondo marino a una resolución de un kilómetro y medio más o menos, y, a través de la medición de la altura y la longitud de onda de las olas del mar, se pueden determinar la velocidad y la dirección del viento y de las corrientes superficiales del océano.

La realización de mapas de la cubierta vegetal y uso del suelo de la cartografía temática, de acuerdo con Jensen (2007), puede ser utilizada para la prospección de minerales, para detectar o controlar el uso de la tierra, la deforestación y para examinar la salud de las plantas autóctonas y de los cultivos, incluyendo las regiones de cultivo o bosques enteros.

En la presente investigación se pretende usar la información de los sensores MODIS y QuikSCAT. Las características fundamentales del sensor MODIS son: resolución media, multiespectral, proporciona determinaciones de las propiedades de la atmósfera, así como propiedades físicas y biológicas de los océanos y del suelo; posee treinta y seis bandas, y cuenta con una cobertura global entre uno y dos días, entre otras (Else et al., 2008).

### Clasificación de los sensores remotos

Una primera forma de clasificar los sensores remotos es mediante el tipo de fuente de energía que estos usan. Así, aquellos que se proveen de energía de la luz solar son denominados sensores pasivos, los cuales son la mayoría de los que están en órbita. Según lo señalan Argote, Reymondín y Jarvis (2011), y François et al.(2011), entre los sensores pasivos se pueden mencionar MODIS, IKONOS, Terra, IRS, Tiros, SAC-C y Nimbus.

Por otro lado, los sensores que requieren de energía propia para su funcionamiento se denominan sensores activos, los cuales han sido clasificados para usos civiles con aplicaciones dirigidas a monitorearlos recursos naturales.

También se pueden clasificar en función de las aplicaciones que estos tienen, como hidrológicas, oceanográficas, militares, etc. (Argote et al., 2011, y François et al., 2011).

### Características de los sensores remotos

Según lo indican Argote et al. (2011) y François et al. (2011), las características de los sensores remotos podrían describirse así:

- *Resolución*: Se define como la capacidad de discernir un objeto. La resolución de un sensor hace referencia al tamaño del pixel y, por lo tanto, a la calidad de la imagen.
- *Resolución espectral*: Indica el rango de captura del sensor en términos del número y anchura de las regiones del espectro.
- *Resolución temporal*: Determina la intensidad de la toma de los datos o la periodicidad de la captura de la información.

- *Resolución radiométrica:* Se estima el número de intervalos de intensidad que son susceptibles de ser capturados en una banda determinada.

### Sensor MODIS

Según Brown y Minnet (1999), el sensor MODIS se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua, los cuales forman parte de la misión Sistema de Observación de la Tierra –EOS (por sus iniciales en inglés: *Earth Observing System*) de la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio–NASA (por sus iniciales en inglés: *National Aeronautics and Space Administration*).

El satélite Terra, que fue lanzado el 18 de diciembre de 1999, es solar, polar, sincronizado; tiene un nodo descendente de 10:30 ± 15 minutos, está ubicado a una altura nominal de 705 km, con una inclinación de 98,2 ± 0,1 grados y tiene un periodo de 98,8(Argote et al.,2011, y François et al., 2011). Las características del sensor MODIS se resumen en la tabla 2.

Tabla 2. Características del sensor MODIS

CARACTERÍSTICAS	
Resolución radiométrica	1,2 bits
Resolución espectral	36 bandas (0,4 - 14,4µm)
Resolución espacial	250m (bandas 1 - 2) 500m (bandas 3 - 7) 1000m (bandas 8 - 36)
Tasa de datos	6,1 Mbps (promedio)

Fuente: *Adaptado de Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio* (1ª Ed.), J. François (2011), Semarnat / INE / UNAM / SIGA.

### Sensor AVHRR

El sensor AVHRR (radiómetro avanzado de muy alta resolución, por sus siglas en inglés *Advanced Very High Resolution Radiometer*), forma parte de los sensores a bordo de los satélites de la serie NOAA. Fue usado con el propósito de procesar imágenes con una resolución que se encuentra por encima de 1,1 Km. Según Pariona, Eche, Martín, Carrillo y Rojas(2002), posee aplicaciones de investigación científica para ecosistemas terrestres y zonas marinas, usadas generalmente para realizar seguimientos de la cobertura vegetal en ecosistemas continentales en distintas escalas (local, regional y global), en cartografía, en hidrología y en oceanografía física.

La serie de satélites NOAA operan en orbitas heliosíncronas, casi polares, con una altitud que oscila entre 830 y 870 Km con un periodo orbital de 101 minutos (Pariona et al., 2002).

### Sistema de Información Geográfica (SIG)

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son una serie de herramientas que se han venido implementando desde 1962 y fueron diseñados en Canadá, inicialmente con el propósito de inventariar recursos naturales.

Actualmente, se define un SIG como un conjunto de herramientas que integran elementos tales como *software*, *hardware*, e información geográfica, alimentada por personal humano capacitado que tiene como objeto analizar y gestionar todas las formas de información geográficamente referenciada. Así, según Loyola et al. (2002), estos sistemas de información particularizan un conjunto de pasos lógicos o procedimientos sobre una base de datos no-gráfica o descriptiva de objetos presentes en el mundo real.

### Análisis de conglomerados o *cluster*

De acuerdo con Clarke y Gorley (2006), el análisis *cluster* o de conglomerados es una técnica cuyo principal objetivo es clasificar las observaciones realizadas en un evento o fenómeno de interés, en función de su homogeneidad.

Así, para realizar un análisis *cluster* es necesario disponer de  $n$  casos y  $k$  variables. Este análisis también busca establecer un indicador que muestre la medida en la cual cada par de observaciones se parece entre sí, en términos de distancia euclidiana o coeficiente de similitud; de esta forma se crean los grupos en función de estos criterios. A partir de ello se van fusionando grupos cercanos hasta que todas las observaciones confluyen en un solo grupo, a lo cual se le conoce como análisis jerárquico.



## Aspectos metodológicos

### Área de estudio

La figura 4 muestra la zona de estudio, el Pacífico colombiano, que tiene un área aproximada de  $80.000 \text{ km}^2$ , la cual se encuentra fuertemente influenciada por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), con una precipitación ubicada en el rango de 3000 a 5000  $\text{mm}$  al año y una humedad relativa del 87%. En cuanto a sus aspectos oceanográficos, la TSM se ubica en un rango promedio de  $25^\circ\text{C}$  y una salinidad que oscila entre 20 y 33 UPS, según lo indica Cantera (1993).

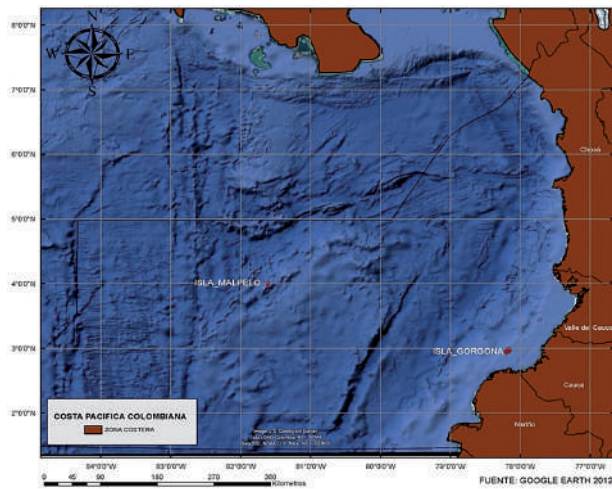


Figura 4. Área de estudio: Pacífico colombiano (Autor, 2014).

Tal como se observa en la figura 4, el Pacífico colombiano limita por el sur con la República del Ecuador, la cual determina una zona oceanográfica conocida como el *frente ecuatorial*, y, al norte limita con la República de Panamá (Cantera, 1993).



El Pacífico colombiano está administrativamente conformado por los departamentos de Nariño, Cauca, Valle del Cauca y Chocó. En esta área existen dos islas oceánicas llamadas Gorgona y Malpelo, las cuales se encuentran en jurisdicción de los departamentos de Cauca y Valle del Cauca respectivamente.

Con el propósito de visualizar de forma más detallada el comportamiento del flux de CO<sub>2</sub>, se realizó, mediante el programa *ArcGIS 10.1*, una división del área de estudio anteriormente descrita en función de la Zona de Exclusividad Económica (ZEE) del Pacífico colombiano, para el periodo comprendido entre los años 2000 y 2011 (Coronado, Selvaraj y Guzmán, 2012).

De esta forma se identificaron seis zonas de interés: las zonas denotadas con el número 1 son aquellas ubicadas en áreas costeras, y con el número 2 las oceánicas. Así, N1, C1 y S1 corresponden a las zonas costeras norte, centro y sur respectivamente y N2, C2 y S2 a las zonas norte, centro y sur en la franja oceánica del Pacífico colombiano, esto debido principalmente a la diferencia dinámica de la zona costera y oceánica, así como a la productividad económica del Pacífico colombiano (Barreto, Borda y Álvarez, 2014, y García, 2012), tal como lo indica la figura 5.

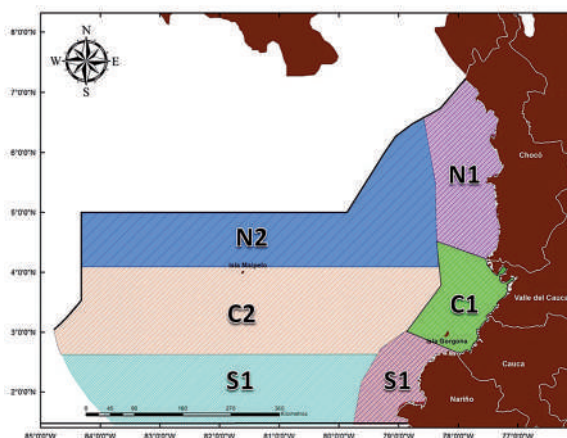


Figura 5. Zona de Exclusividad Económica del Pacífico colombiano. Adaptado de Efecto del fenómeno del Niño en la productividad primaria en el Pacífico colombiano, K. Coronado, J. J. Selvaraj, A. I. Guzmán-Alvís (2012). *Acta Agronómica*, (61), 7-8.

De esta forma, las áreas de cada una de las zonas mostradas en la figura 5 se especifican en la tabla 3.

Esta delimitación de las zonas se realizó siguiendo un criterio inicial basado en la dinámica oceánica en cuanto a la diferenciación climática, según lo establece el *Reporte para el Pacífico colombiano*, definiendo la diferenciación de la costa pacífica colombiana de la siguiente forma: zona norte, comprendida desde Punta Ardita hasta Pizarro, entre las latitudes 07°08' y 04° 57'N; la zona centro, desde Pizarro hasta punta El Coco en Gorgona entre las latitudes 04°57' y 03° 00' N, y la zona sur con un área comprendida desde punta El Coco (Gorgona) hasta Cabo Manglares, aproximadamente entre las latitudes 03°00' y 01° 36'N, según informes del Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP (2002).

Tabla 3. Área de las zonas que conforman la ZEE del Pacífico colombiano

Zona	Área en $km^2$
N1	32729,8
N2	83780,08
C1	20787,8
C2	106202,67
S1	26592,88
S2	68206,73

Fuente: Autor, 2014.

## Información satelital

La información satelital se obtuvo de la página web NASA Ocean Color (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), y las imágenes fueron procesadas con el software ArcGIS 10.1. La temperatura superficial del mar fue extraída a partir de los archivos combinados y exportados para posteriores pasos del procesamiento. Así, para este proyecto, se usaron imágenes satelitales del sensor MODIS con una resolución de 4 km, con el propósito de tener mejor resolución espacial para el análisis de la información, en un periodo comprendido entre el año 2000 y 2011.

En relación con la información satelital de los vientos, esta se obtuvo de la NASA a través del sitio web <http://podaac.jpl.nasa.gov>; dicha información consiste en observaciones de los vectores de los vientos oceánicos derivados del dispersómetro a bordo del satélite QuikSCAT (resolución espacial de 0,5° y resolución temporal de 12 horas).

## Estimación del flux del CO<sub>2</sub>

Para estimar el flux del CO<sub>2</sub> para el área de estudio establecida, fue necesario satisfacer la siguiente expresión (ver ecuación 4):

Ecuación 4:

$$F_{CO_2} = kS(pCO_{2a} - pCO_{2A})$$

El flux de CO<sub>2</sub> se expresa en mmol/m<sup>2</sup>/día, donde (Else et al., 2008):

- $pCO_{2a}$  es la presión parcial del CO<sub>2</sub> en el mar.
- $pCO_{2A}$  es la presión parcial del CO<sub>2</sub> en la atmósfera.
- $S$  es la solubilidad del gas.
- $k$  es la velocidad de transferencia del gas.

Según Wanninkhof (1992), los valores del flux de CO<sub>2</sub> obtenidos mediante la anterior ecuación son negativos cuando el océano captura CO<sub>2</sub> y, por lo tanto, es un sumidero de este, y se tornan positivos cuando el área de estudio emite CO<sub>2</sub> producto de la dinámica oceánica.

Para satisfacer dicha ecuación es necesario conocer plenamente las variables que componen esta expresión matemática, las cuales están fundamentalmente dadas para establecer y comprender el flux de CO<sub>2</sub> en la capa del flux (*flux layer*) superficial (Else et al., 2008).

### Cálculo de $k$

Se propone calcular  $k$  (constante de transferencia de masa de CO<sub>2</sub>) mediante la información derivada de QuikSCAT y la aplicación de la metodología propuesta por Else et al. (2008) quien para calcular dicho coeficiente de velocidad usa la expresión (ver ecuación 5):

Ecuación 5:

$$k = cU_{10m}^b \left( \frac{Sc}{660} \right)^{-1/2}$$

Donde:

- $U_{10}$  es la velocidad del viento en 10 m/s.
- $Sc$  es el número de Schmidt, el cual es función de la TSM, y el coeficiente  $c$  y  $b$ , los cuales son valores obtenidos empíricamente.

La velocidad de transferencia de un gas, en este caso  $\text{CO}_2$ , puede ser estimada mediante la relación entre la velocidad del viento y su influencia sobre la constante de transferencia ( $k$ ). De esta forma, es posible asumir que  $k$  es proporcional a  $Sc$ . Así, Wanninkhof (1992) establece una ecuación polinómica de tercer orden, la cual se basa en la estrecha dependencia del número de Schmidt de la temperatura para varios gases presentes en el ambiente, y su comportamiento en agua marina y dulce (ver tabla 4).

Tabla 4. Coeficientes de ecuación tercer orden para el cálculo del número de Schmidt

Gas	A	B	C	D
Agua de mar				
He*	410.14	20.503	0.53175	0.00601111
Ne*	855.1	46.299	1.254	0.01449
Ar	1909.1	125.09	3.9012	0.048953
O <sub>2</sub>	1953.4	128.00	3.9918	0.050091
CH <sub>4</sub> *	2039.2	120.31	3.4209	0.040437
CO <sub>2</sub> *	2073.1	125.62	3.6276	0.043219
N <sub>2</sub>	2206.1	144.86	4.5413	0.056988
Kr*	2205.0	135.71	3.9549	0.047339
N <sub>2</sub> O	2301.1	151.1	4.7364	0.059431
Rn*	3412.8	224.30	6.7954	0.08300
SF <sub>6</sub>	3531.6	231.40	7.2168	0.090558
CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> (F-12)	3713.2	243.30	7.5879	0.095215
CCl <sub>3</sub> F (F-11)	4039.8	264.70	8.2552	0.10359
Agua dulce				
He*	377.09	19.154	0.50137	0.005669
Ne*	764	42.234	1.1581	0.013405
Ar	1759.7	117.37	3.6959	0.046527
O <sub>2</sub>	1800.6	120.10	3.7818	0.047608
CH <sub>4</sub>	1897.8	114.28	3.2902	0.039061
CO <sub>2</sub>	1911.1	118.11	3.4527	0.041320
N <sub>2</sub> *	1970.7	131.45	4.1390	0.052106
Kf	2032.7	127.55	3.7621	0.045236
N <sub>2</sub> O*	2055.6	137.11	4.3173	0.054350
Rn*	3146.1	210.48	6.4486	0.079135
SF <sub>6</sub>	3255.3	217.13	6.8370	0.086070
CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> (F-12)	3422.7	228.30	7.1886	0.090496
CCl <sub>3</sub> F (F-11)	3723.7	248.37	7.8208	0.098455

Fuente: Adaptado de Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. R. Wanninkhof (1992), *Journal of Geophysical Research*, (97), 7373-7382.

Los valores de las constantes descritas en la tabla 4 fueron obtenidos del ajuste de una ecuación polinómica de tercer orden, diseñada para el cálculo del número de Schmidt (ver ecuación 6):

Ecuación 6:

$$Sc = A - Bt + Ct^2 - Dt^3$$

de:

- $t$  es la temperatura superficial del mar, expresada en grados Celsius.
- $A, B, C$  y  $D$  son los coeficientes experimentales definidos para cada gas.

Con relación a la metodología propuesta por Wanninkhof (1992) para la determinación del número de Schmidt, el mismo autor realizó una revisión de su propio método en 2014, en la que se adaptan los coeficientes ( $A, B, C$  y  $D$ ), los cuales se muestran en la tabla 5. Dicha adaptación obedeció a los adelantos en las observaciones realizadas en los últimos veinte años sobre los océanos del mundo, principalmente en cuanto al comportamiento del flux de CO<sub>2</sub>, aunque la metodología se puede aplicar para otros gases. De esta revisión se estableció que la incertidumbre asociada a la transferencia de masa de un gas es del 20%, el cual se ajusta mucho más a las observaciones satelitales e *in situ* de los fluxes del CO<sub>2</sub> en relación con el método propuesto en 1992, el cual presenta una incertidumbre asociada a las estimaciones del 25% (Wanninkhof, 2014).

Tabla 5. Coeficientes de la ecuación tercer orden para el cálculo del número de Schmidt, según Wanninkhof (2014)

Gas	A	B	C	D
<i>Seawater</i>				
<sup>3</sup> He	369.11	-19.485	0.60131	-0.011005
He	416.36	-21.979	0.67828	-0.012413
Ne	844.95	-48.305	1.5615	-0.029273
Ar	2078.1	-146.74	5.6403	-0.11838
O <sub>2</sub>	1920.4	-135.6	5.2122	-0.10939
N <sub>2</sub>	2304.8	-162.75	6.2557	-0.13129
Kr	2252	-147.33	5.1729	-0.10141
Xe	2975.2	-201.06	7.2057	-0.14287
CH <sub>4</sub>	2101.2	-131.54	4.4931	-0.08676
CO <sub>2</sub>	2116.8	-136.25	4.7353	-0.092307
N <sub>2</sub> O	2356.2	-166.38	6.3952	-0.13422
Rn	3489.6	-244.56	8.9713	-0.18022
SF <sub>6</sub>	3177.5	-200.57	6.8865	-0.13335
DMS	2855.7	-177.63	6.0438	-0.11645
CFC-12	3828.1	-249.86	8.7603	-0.1716
CFC-11	3579.2	-222.63	7.5749	-0.14595
CH <sub>3</sub> Br	2181.8	-138.4	4.7663	-0.092448
CCl <sub>4</sub>	4398.7	-308.25	11.798	-0.24709

Fuente: Adaptado de Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. R. Wanninkhof (2014), *Limnology and Oceanography*, 12(6) 351-362.

## Cálculo de la solubilidad S

Aunque el agua de mar es una solución acuosa de multicomponentes, según Weiss (1971), la solubilidad del  $\text{CO}_2$  depende principalmente de la temperatura, la presión y la salinidad. De acuerdo con lo anterior, la variación en la solubilidad del  $\text{CO}_2$  es relativamente baja en relación con la salinidad, puesto que esta tiende a ser constante, mientras que la variación de la solubilidad está más influenciada por la temperatura superficial del mar, puesto que para el presente estudio la profundidad en el mar que nos compete es de máximo 2m. Por ello, para el caso que nos incumbe, se propone trabajar con datos de solubilidad derivados de estudios basados en una adecuación de la *Ley de Henry* y los coeficientes de solubilidad de Bunsen (Murray, Barber, Roman, Bacony y Feely, 1994).

Así, para establecer un estimado de la solubilidad del  $\text{CO}_2$  en el Pacífico colombiano, se tienen en cuenta la profundidad del mar, la temperatura y la distribución de la salinidad. Para este caso, la profundidad con la cual se realizó el estimativo de la solubilidad fue de 2m, dado que la TSM, que se define como la temperatura en la superficie del mar, está comprendida entre la interface y máximo 5m de profundidad, lo cual es de vital importancia para el cálculo de la solubilidad a partir de los datos satelitales. Para ello, se propone tomar los valores de solubilidad de  $\text{CO}_2$  asumiendo que la salinidad es de  $S\% = 35\%$ , y la presión es de 1 atm, tal como se muestra en la tabla 6 (Teng, Masutani, Kinoshitay Nihous, 1996).

Tabla 6. Solubilidad del  $\text{CO}_2$  en agua de mar

y [m]	T [°C]	$C_s$ [kmol/m <sup>3</sup> ]
0	20.0	0.033
100	20.0	0.349
200	19.5	0.663
300	18.5	0.965
400	13.5	1.412
450	11.5	1.621
500†	9.0	1.759
600	7.6	1.785
700	6.6	1.848
800	6.0	1.886
900	5.5	1.920

Fuente: Adaptado de Solubility of  $\text{CO}_2$  in the ocean and its effect on  $\text{CO}_2$  dissolution, H. Teng, C. M. Masutani, I. Kinoshitay G. C. Nihous (1996), *Energy Conversion and Management*, 37(6-8), 1029-1038.

La salinidad se asumió como constante debido a la poca variabilidad de este parámetro oceanográfico en una escala espacial para el Pacífico colombiano en el periodo estudiado, tal como lo señala Cantera (1993) y debido, también, a la ausencia de información satelital de esta variable para el contexto latinoamericano, pues tan solo existen datos desde diciembre de 2011 tomados por el instrumento *Aquarius* de la NASA a bordo de la nave espacial *Aquarius SAC/D* ([www.nasa.gov/aquarius](http://www.nasa.gov/aquarius)).

A partir de la información anterior y los datos mostrados en la tabla 6, de la temperatura superficial del mar, tomados *in situ* y satelitalmente, se procedió a interpolar los valores de la solubilidad en el Pacífico colombiano.

#### Cálculo de la pCO<sub>2a</sub> –en la superficie del agua–

El cálculo de la pCO<sub>2</sub> (expresado en μatm) en el agua se realizó a partir de los datos de la TSM. Así, se implementó la deducción realizada por Stephens et al. en 1995 (ver ecuación 7):

Ecuación 7:

$$\ln[pCO_{2a}(10^{\circ} C)] = A + B(TSM) + C(TSM)^2 + D$$

de:

- A = 6.030
- B = -0.06076
- C = 0.0007021
- D = 0.001655
- TSM= Temperatura superficial del mar medida en grados Celsius

Los coeficientes A, B, C y D se tomaron, para el presente caso, en la estación seca debido a las condiciones climáticas para la zona en estudio (Cantera, 1993), y estos fueron obtenidos experimentalmente por Stephens et al. (1995), cuyos valores para las distintas estaciones se muestran en la tabla 7.

**Tabla 7.** Coeficientes estacionales para el cálculo de la presión parcial del CO<sub>2</sub> en agua de mar a partir de la TSM

	A	B	C	D
<b>Invierno</b>	6.511	-0,08309	0,001116	
<b>Primavera</b>	6.618	-0,1304	0,00328	
<b>Verano</b>	6.030	-0,06076	0,0007021	0,001655
<b>Otoño</b>	6.253	-0,08801	0,001484	0,001291

Fuente: Adaptado de Sea-air flux of CO<sub>2</sub> in the North Pacific using shipboard and satellite data, M. P. Stephens, G. Samuels, D. B. Olson, R. A. Fine y T. Takahashi, T. (1995), *Journal of Geophysical Research*, 100(C7), 13,571–13,583.

### Cálculo de la $p\text{CO}_2$ –atmosférica–

El cálculo de la  $p\text{CO}_2$  (expresado en  $\mu\text{atm}$ ) en la atmósfera se realizó a partir de la siguiente expresión (ver ecuación 8):

*Ecuación 8:*

$$p\text{CO}_{2\lambda} = x \text{CO}_2 \times (P - p\text{H}_2\text{O})$$

Donde:

- $P$  es la presión atmosférica.
- $p\text{H}_2\text{O}$  es la presión parcial del vapor de agua, la cual es función de la TSM.

Para el presente estudio, debido a la poca variabilidad de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera, se propone asumir esta como constante a 350.0  $\mu\text{atm}$  (Peng, 1990).

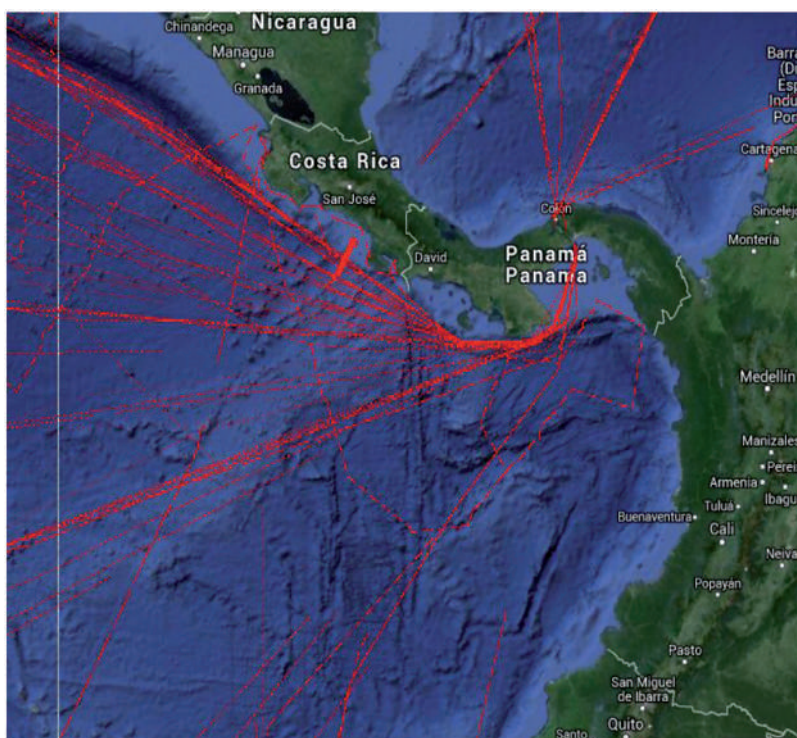
### Obtención de datos *in situ*

Para la obtención de los datos *in situ* se usó la base de datos del CarbonDioxide Information and Analysis Center, disponible en el sitio web [cdiac.ornl.gov/oceans](http://cdiac.ornl.gov/oceans). Dicha base de datos cuenta con la recopilación de varias campañas oceanográficas en las cuales se tomaron datos tales como TSM, salinidad y presión parcial de  $\text{CO}_2$  en el agua y en la atmósfera, entre otros. Los trayectos de las campañas oceanográficas en donde se obtiene información *in situ* para el contexto colombiano se muestra en la figura 6.

Dicha base de datos *in situ* fue constituida mediante la recopilación de varias campañas oceanográficas realizadas con distintos propósitos, tales como comerciales, científicos y militares. De esta forma, el Carbon Dioxide Information and Analysis Center cuenta con varios datos *in situ* desde el año 1957 hasta la fecha.

La relación de las variables medidas *in situ* y el equipo usado para tal propósito se muestra en la tabla 8.





**Figura 6.** Datos *in situ* disponibles en (LDEO) DatabaseV2013 para el Pacífico colombiano. Las líneas rojas indican los trayectos de las distintas campañas oceanográficas para las cuales se tiene información *in situ*. Fuente: [cdiac.ornl.gov/oceans](http://cdiac.ornl.gov/oceans)

**Tabla 8.** Variables vs. instrumentos de medición *in situ*

Variable	Instrumento
Dirección y velocidad del viento	RM Young wind monitor modelo 15106 MA
Concentración de CO <sub>2</sub> en agua	LI-COR gas analyzer modelo LI-7500
Temperatura y humedad relativa	Vaiala RH modelo HMP45C212

Fuente: Autor, 2014.

## Elaboración de mapas y validación del algoritmo

Para la elaboración de los mapas de los fluxes de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano se implementó la metodología descrita en la figura 7.

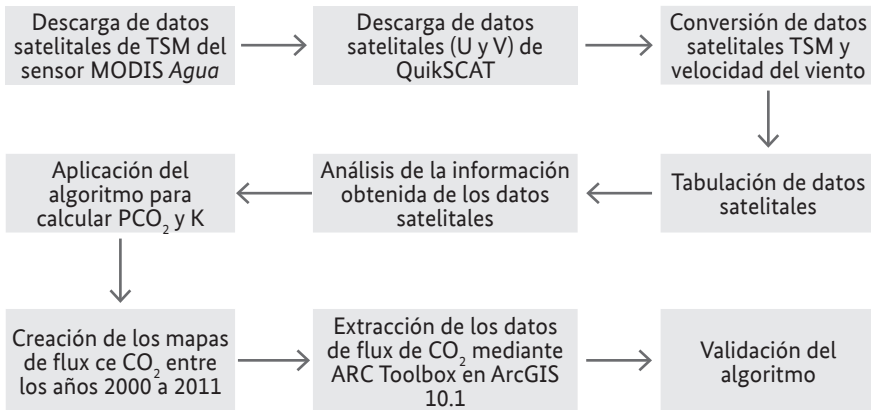


Figura 7. Metodología para la elaboración de mapas del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano (Autor, 2014).

En el momento de elaborar los mapas del flux de CO<sub>2</sub>, se realizó una máscara o corte de 50 km desde la zona costera hacia mar adentro, debido a la influencia del talud de la plataforma continental y teniendo en cuenta que autores, como Olsen et al. (2004), señalan que los modelos del flux de CO<sub>2</sub> que toman como insumo datos derivados satelitalmente presentan limitaciones en zonas costeras. Por otro lado, para las áreas en las cuales no se obtuvieron datos para realizar la estimación del flux de CO<sub>2</sub> y la posterior generación de mapas, se implementó *kriging* ordinario para la interpolación de datos, usando el modelo Gaussiano.

La validación del algoritmo se realizó mediante la comparación estadística entre el cálculo del flux de CO<sub>2</sub>, obtenido a partir de datos satelitales para el Pacífico colombiano, y los datos *in situ* disponibles para Colombia en la base de datos del Carbon Dioxide Information and Analysis Center, anteriormente descrita, con un número total de datos del flux de 1545 y 1590 para enero y noviembre de 2010 respectivamente (ver anexos A y B).

De esta forma, se implementó la metodología descrita por Gregg y Case y (2004), la cual propone el análisis de datos satelitales mediante el error cuadrático medio (RMSE, por sus iniciales en inglés: *Root Mean Square Deviation*) y el grado de sesgo (BIAS). Además, con el propósito de analizar la relación entre los datos del flux calculados mediante información satelital y los datos *in situ*, se implementó el diagrama de dispersión de datos y el coeficiente de correlación descrito por Thiébaux (1994).

El RMSE es un parámetro estadístico simple que se aplicó con el propósito de estimar el grado de correspondencia entre los datos satelitalmente obtenidos y los datos *in situ*.

El sesgo tuvo como propósito determinar la tendencia a estimar por exceso o por defecto una variable, mientras que el coeficiente de correlación establece la posible tendencia lineal entre la comparación de los datos *in situ* y los satelitales.

Con el propósito de estandarizar los datos, se realizó un pretratamiento de los estos, transformándolos logarítmicamente con base 10 para variables ambientales, según lo indican Clarke y Gorley (2006), como es el caso del flux de CO<sub>2</sub>. De esta forma, la descripción de estos estadísticos se dispone en las ecuaciones 9, 10 y 11.

Ecuación 9:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum[\text{Log}(S) - \text{Log}(I)]^2}{n}} \times 100$$

Ecuación 10:

$$BIAS = \frac{\sum[\text{Log}(S) - \text{Log}(I)]}{n} \times 100$$

Ecuación 11:

$$r = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx}S_{yy}}}$$

Donde:

- $S_{xy}$  es la covarianza muestra.
- $S_{xx}$  y  $S_{yy}$  son las desviaciones típicas muestrales de x y de y.

## Análisis de la información

Los datos del flux de CO<sub>2</sub>, tanto *in situ* como satelitales, fueron consignados y analizados mediante las herramientas gráficas y estadísticas de los *software Microsoft Excel 2010, Primer v6* y *SAS v8*.

Con el propósito de identificar el comportamiento del flux de CO<sub>2</sub> en la ZEE del Pacífico colombiano, se procedió a realizar un análisis de aglomerado o *cluster*, a través del *software Primer v6*.

De esta forma, los datos del flux de CO<sub>2</sub> obtenidos mediante la aplicación de la *ecuación 4*, fueron agrupados en función de los cortes de la ZEE para el Pacífico colombiano, estableciendo estos datos para las seis zonas, durante los meses de enero, junio y noviembre en el periodo comprendido entre los años 2000 y 2011.

Los datos fueron promediados para cada zona, durante los meses y años descritos; estos promedios fueron normalizados y, a partir de ello, se procedió a crear una matriz de similitud usando el factor de distancia euclidiana, debido a que no se recomienda usar coeficientes de similitud tales como el de Bray-Curtiss, disponible en *Primerv6*, porque, según Clarke y Gorley (2006), estos no son apropiados para variables ambientales, tal como es el caso del flux de CO<sub>2</sub>; finalmente, se realizó esta rutina estadística con 999 iteraciones.

De acuerdo con Clarke y Gorley (2006), la distancia euclidiana es un factor apropiado para estimar el grado de similitud de variables ambientales, la cual está definida por la expresión (ver *ecuación 9*):

*Ecuación 12:*

$$D_{10} \sqrt{\sum (y_{i1} - y_{i2})^2}$$

Donde:

- $y_{i1}$  y  $y_{i2}$  son resultados del proceso de pretratamiento, en este caso por el efecto causado por la normalización de los datos.

Como resultado de ello, se obtuvo una matriz triangular a partir de la cual se puede realizar el análisis *cluster*.

En este análisis *cluster* se calculó el corte o indicador en función de la distancia euclidiana para estimar los grupos o conglomerados resultantes. A partir de ello se establece el análisis jerárquico entre zonas, meses y años del flux de CO<sub>2</sub> para el área y periodo estudiados.

Adicionalmente se implementó una prueba estadística ANOVA, con el propósito de determinar la existencia de diferencias significativas entre las distintas zonas de la ZEE, en función del flux de CO<sub>2</sub>, durante los años comprendidos entre 2000 y 2011. Esta rutina estadística se realizó mediante el *software* SAS v8, debido a que el paquete de *Primerv6* ofrece una rutina estadística análoga, denominada *Anosim* (análisis de similitud, por sus iniciales en inglés *Analysis of Similarity*), pero esta no es una prueba válida para demostrarla diferencia entre grupos generados por análisis de *clusters* o conglomerados u otra técnica de inspección de datos (Clarke y Gorley, 2006).

Así, la prueba estadística ANOVA se usó como una herramienta para comparar las medias que se obtienen de diferentes condiciones del flux de CO<sub>2</sub> en un único grupo o población de datos, que para el caso de este estudio fue conformado por los datos del flux obtenidos para la ZEE del Pacífico colombiano, durante los meses de enero, junio y noviembre, entre los años 2000 y 2011. Para esto se tomó una matriz en la que se promedió el valor del flux de CO<sub>2</sub> para cada zona en función de la ZEE para el Pacífico colombiano durante la serie de meses y años descrita anteriormente y, a partir de e ello, se ingresaron los promedios al *software* SAS v8 sin aplicar ningún tipo de pretratamiento a los datos del flux. Con la aplicación de esta prueba se obtuvo la relación estadística del flux de CO<sub>2</sub> entre los años comprendidos entre 2000 y 2011.

## Flux de CO<sub>2</sub> en el Océano Pacífico colombiano: resultados y discusión

Los resultados de las estimaciones del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano se muestran en las figuras 8 a la 25 en las que se puede apreciar la distribución de dichos fluxes entre el océano y la atmósfera, durante el periodo comprendido entre los años 2000 y 2011.

### Flux de CO<sub>2</sub>

De la observación de los mapas del flux de CO<sub>2</sub> para el Pacífico colombiano, entre los años 2000 y 2011, se puede apreciar que el área de estudio seleccionada presenta un comportamiento muy heterogéneo que tiende a asumir un rol de sumidero; es decir, la proporción o tasa a la cual absorbe CO<sub>2</sub> presente en la atmósfera es mayor a la tasa de emisión desde el mar.

A continuación se analiza el comportamiento del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano agrupado en series de tiempo mensuales, a saber: meses de enero, junio y noviembre de los años 2000 a 2011.

### Flux de CO<sub>2</sub> para los meses de enero entre los años 2000 y 2011

Los mapas del flux de CO<sub>2</sub> del Pacífico colombiano para el periodo estudiado se muestran en las figuras 8 a la 11. Para enero de 2000 se presentó una variación en el flux de CO<sub>2</sub> con un comportamiento de sumidero comprendido entre  $-1 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-40 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , esto en un rango promedio mensual, con un promedio de captura de  $-9,8 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , siendo este comportamiento casi uniforme en el área de estudio, especialmente en las zonas asociadas a la franja oceánica (N2, C2 y S2). Dicha distribución del flux de CO<sub>2</sub> durante este mes se vio principalmente afectada por la homogeneidad en la TSM y en la velocidad y la dirección de los vientos para dicha zona, presentándose tan solo una pequeña oscilación en un área

frente a las costas de Panamá, es decir la zona norte costera (N1), esto en función de la ZEE aportada anteriormente. Si se compara dicha distribución con el mes de enero del año siguiente, se puede apreciar que para 2001 la distribución del flux varía ampliamente, principalmente debido a los cambios en la TSM y a la influencia de las variables hidroclimáticas asociadas a la zona costera de los departamentos de Valle del Cauca, Cauca y Nariño.

En los meses de enero de 2002 y de 2003 se presentó un comportamiento muy similar al descrito para el año 2000, con unos promedios de captura de  $-10 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $11,4 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , respectivamente, a partir de lo cual se puede inferir cierta periodicidad en la tasa de captura de CO<sub>2</sub>. En enero de 2003 se presentó zona de baja captura de CO<sub>2</sub> frente a la costa de Panamá; este fenómeno asociado a la baja de temperatura en dicha zona (Rojas y Pabón, 2002), tal como lo muestran las figuras 8, 9, 10 y 11.

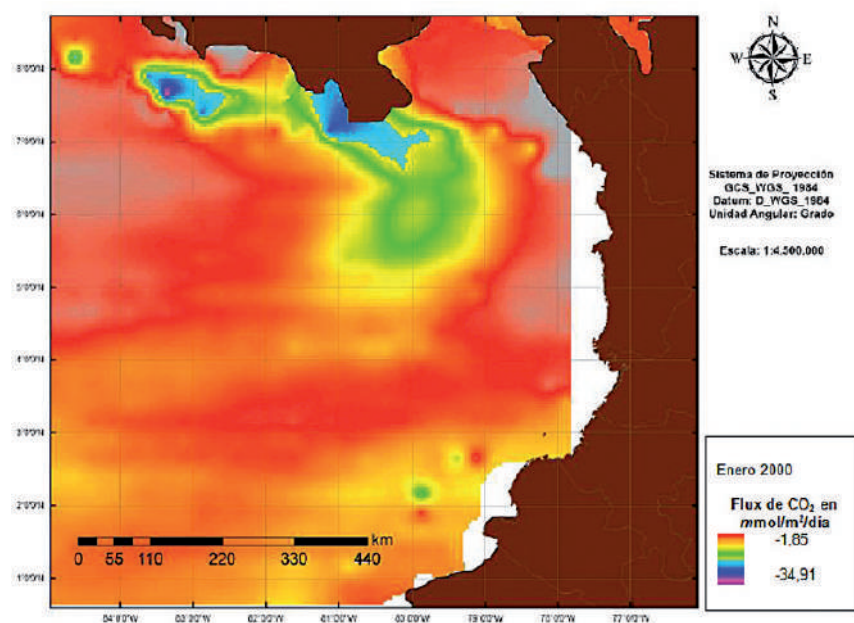


Figura 8. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2000. (Autor, 2014).

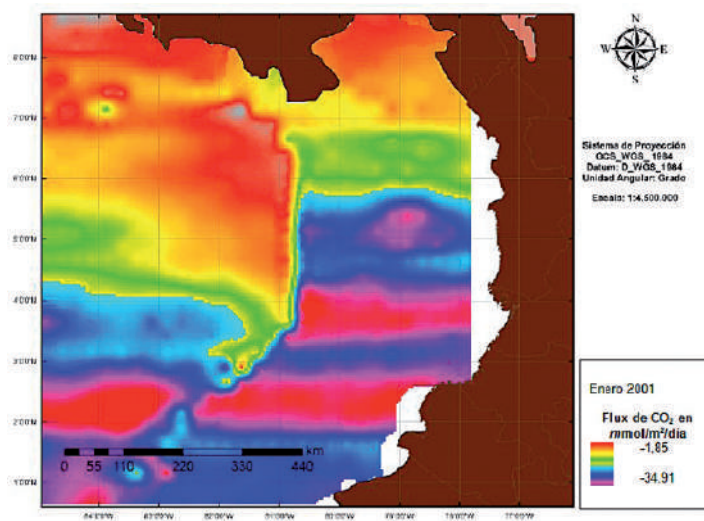


Figura 9. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2001. (Autor, 2014).

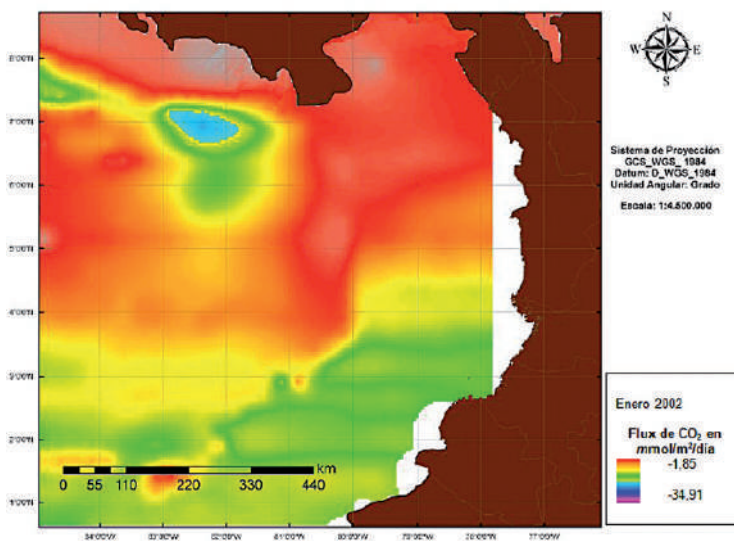


Figura 10. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2002. (Autor, 2014).



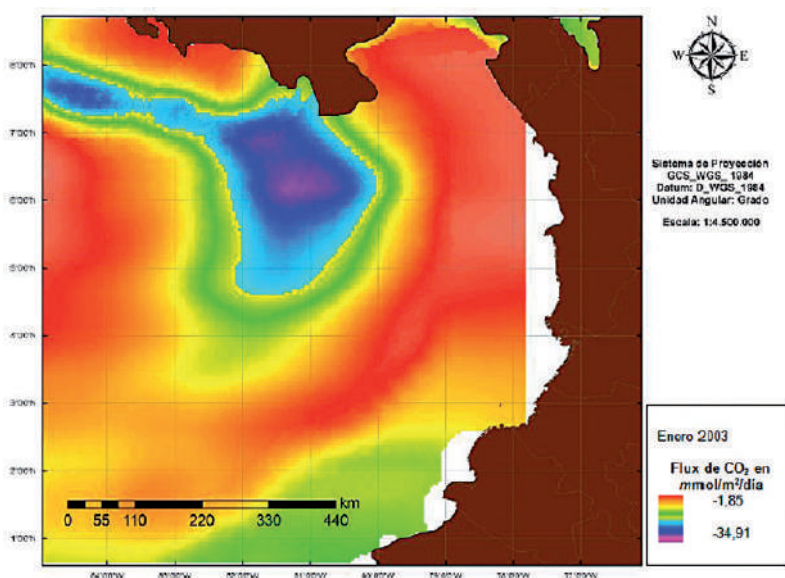


Figura 11. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2003. (Autor, 2014).

Para los años comprendidos entre 2004 y 2007, se presentó una captura de CO<sub>2</sub> considerablemente baja, especialmente en enero de 2007, cuando la oscilación de captura de CO<sub>2</sub> fue de entre -1 mmol/m<sup>2</sup>/día y 6,5 mmol/m<sup>2</sup>/día, siendo este periodo el único en la serie de meses de enero para todos los años de estudio cuando el Pacífico tuvo un comportamiento de fuente de CO<sub>2</sub>, aunque la emisión de este gas fue prácticamente despreciable en relación con los fluxes reportados por Takahashi et al. (2009). Sin embargo, dicho comportamiento de fuente se debe principalmente, según Rojas y Pabón (2002), a que las zonas que presentaron emisión de CO<sub>2</sub> fueron aquellas asociadas a regiones costeras, en donde la influencia de los vertimientos líquidos provenientes de la plataforma continental pudo haber alterado la actividad biológica.

Por otro lado, para los demás meses entre los años 2004 y 2006, se presentó un comportamiento bien definido en el que la captura de CO<sub>2</sub> se asocia a la variación infinitesimal de la temperatura, creando fluxes negativos en la capa de mezcla o interfaz. Es por ello que estos fluxes negativos se asociaron principalmente a la época del año, dado que los meses de enero se caracterizan por tener temperaturas cálidas, lo cual aumenta el coeficiente de transferencia (*k*).

De esta forma, los promedios de captura de CO<sub>2</sub> para los años, 2004, 2005, 2006 y 2007 son  $-9,7 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ ,  $-12,16 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-10,2 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , respectivamente. Dichos fluxes se muestran en las figuras 12, 13, 14 y 15.

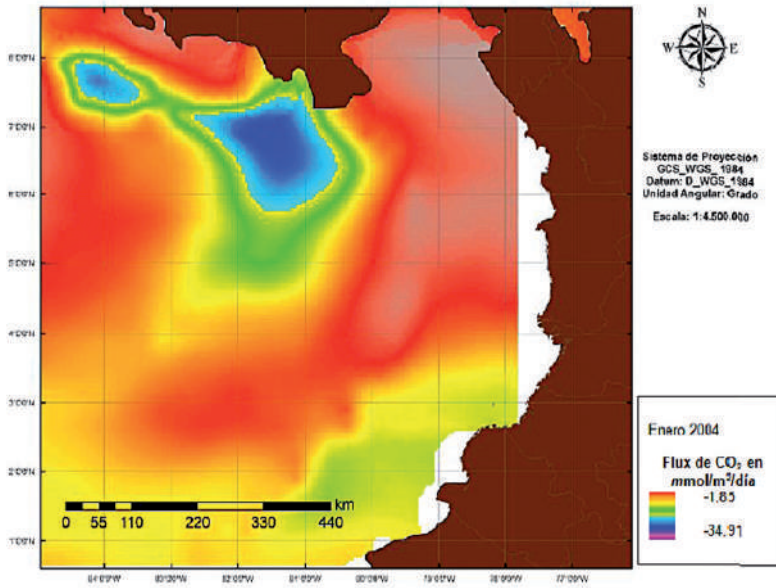


Figura 12. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $\text{mmol/m}^2/\text{día}$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2004. (Autor, 2014).

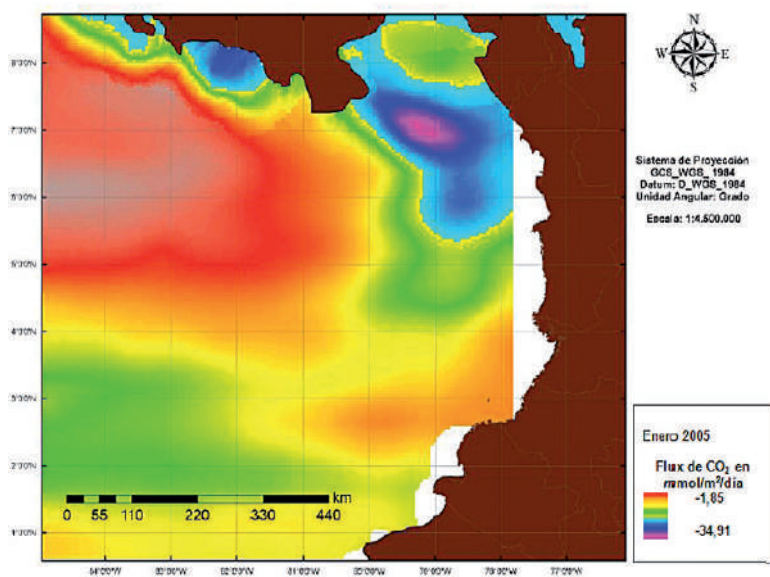


Figura 13. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2005. (Autor, 2014).

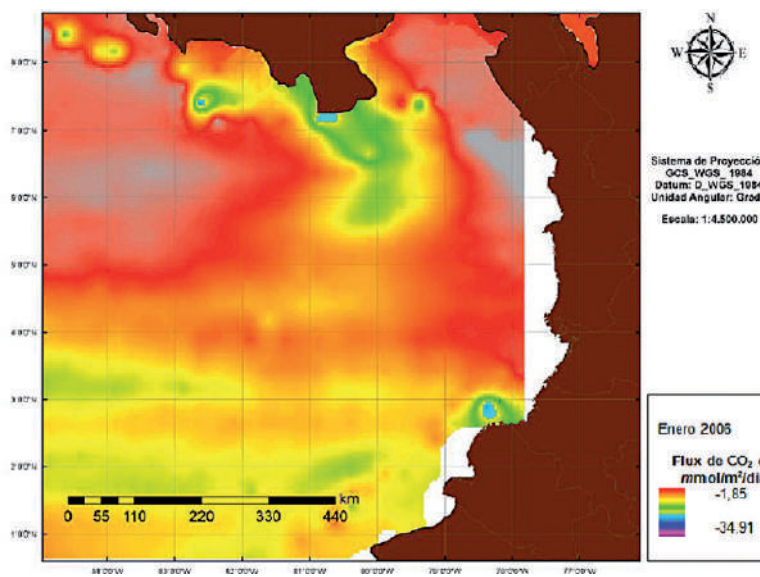


Figura 14. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2006. (Autor, 2014).

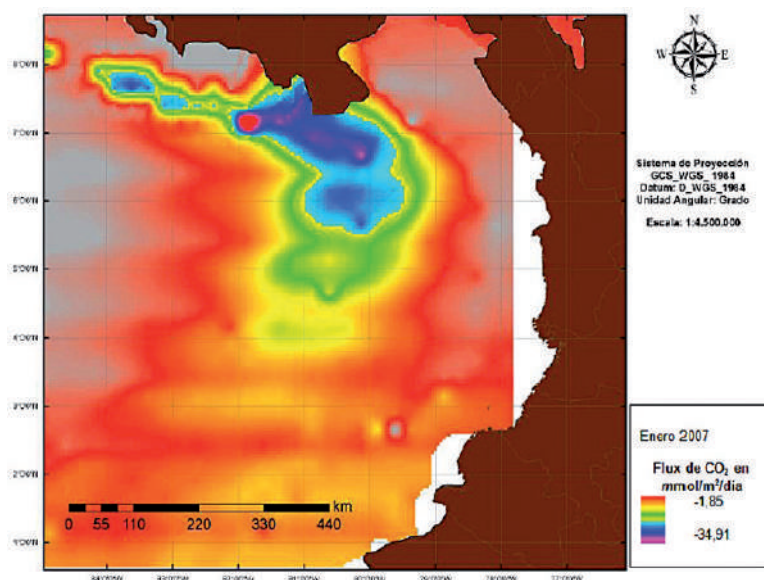


Figura 15. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2007. (Autor, 2014).

Para la última serie de los meses de enero de los años 2008, 2009, 2010 y 2011, se presentó una gran heterogeneidad de los datos del flux de CO<sub>2</sub>.

De esta forma, para enero de 2008 se presentó una pequeña zona –zona norte costera (N1)–, aproximadamente entre los puntos 6° 40’ 23”N de latitud, 78° 5’ 40,99”O de longitud y 6° 23’ 47,08” de longitud norte y 77° 54’ 52,93” de longitud oeste, en donde el Pacífico colombiano presentó unas emisiones de CO<sub>2</sub> del orden de los 0,2 y 0,03 mmol/m<sup>2</sup>/día, mientras que para el resto de área la tendencia fue a la captura o fluxes negativos de CO<sub>2</sub>. Es así como la variación del flux osciló entre -63,3 mmol/m<sup>2</sup>/día y 0,03 mmol/m<sup>2</sup>/día, con un promedio de -9,7 mmol/m<sup>2</sup>/día.

Esta dispersión de datos se aprecia en que hay zonas en donde la captura es relativamente alta comparada con las estimaciones reportadas por Takahashi et al.(2009) para el Pacífico Norte, pues se presentaron áreas en donde tal captura excedió los -60 mmol/m<sup>2</sup>/día, como el caso de las zonas sur y centro oceánicas respectivamente, aproximadamente entre el punto 4° 10’ 32,34” de latitud norte, 78° 44’ 48,91” de longitud oeste y el punto 2° 18’ 35,85” de latitud norte y 79° 38’ 15,91” de longitud oeste.

Un comportamiento similar se presentó para los meses de enero de 2009 y 2010, cuando la dispersión de los fluxes fue muy alta, con relación a los meses anteriormente descritos, teniendo datos promedios de captura de  $-7,7 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-9,26 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , respectivamente.

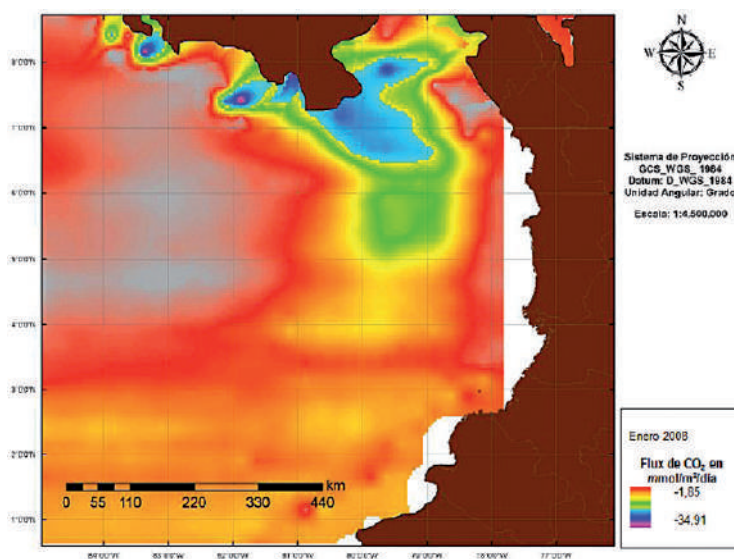


Figura 16. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $\text{mmol/m}^2/\text{día}$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2008. (Autor, 2014).

Para 2011, la tendencia a la captura osciló entre los  $-3 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-17,8 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , con un promedio representativo de  $-12,35 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ . Sin embargo, de todos los meses de enero estudiados, enero de 2011 fue el que presentó la mayor distribución de flux de CO<sub>2</sub> asociado a la estabilidad del viento. La espacialización de los datos geográficos del flux de CO<sub>2</sub> se presenta en las figuras 16, 17, 18 y 19.

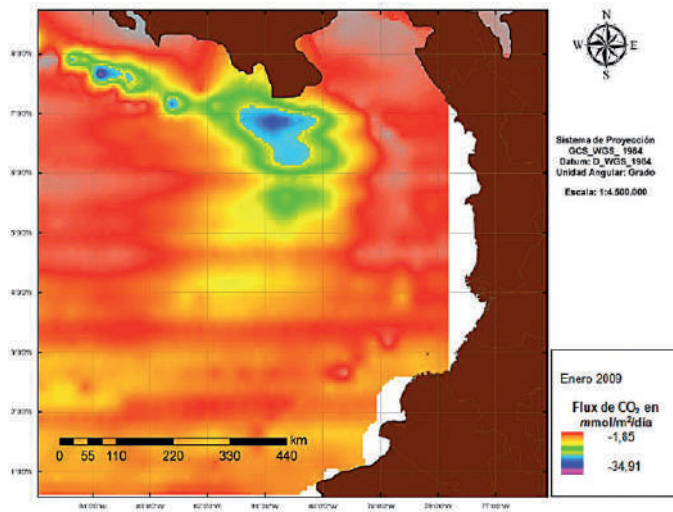


Figura 17. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2009. (Autor, 2014).

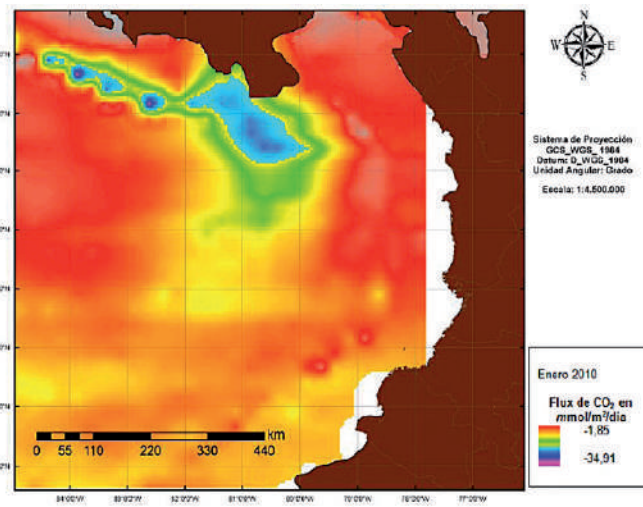


Figura 18. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2010. (Autor, 2014)

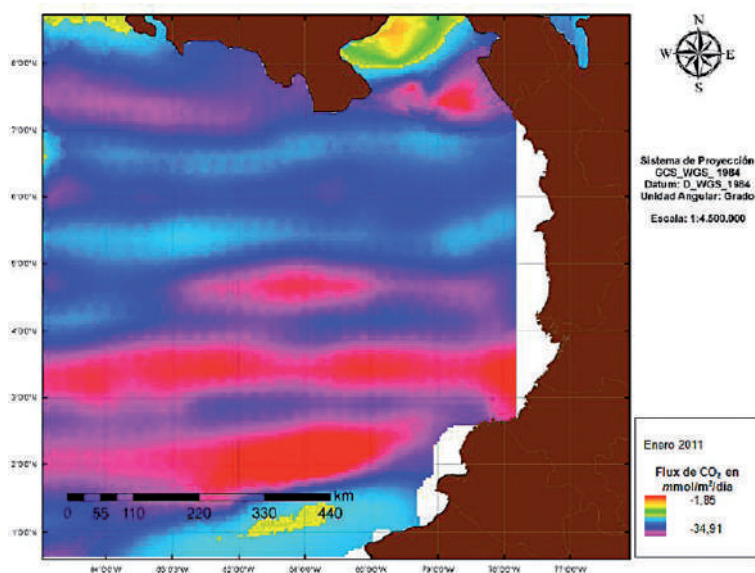


Figura 19. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2011. (Autor, 2014)

### Flux de CO<sub>2</sub> para los meses de junio entre los años 2000 y 2011

Para junio de 2000 se distinguen tres zonas de captura de CO<sub>2</sub>, con un rango de oscilación entre -0,095 mmol/m<sup>2</sup>/día y -29,27 mmol/m<sup>2</sup>/día, con un promedio representativo de -10,8 mmol/m<sup>2</sup>/día. Estas variaciones en la captura se deben principalmente a la TSM y la distribución del viento, tal como lo reportan Rojas y Pabón (2002) para la misma zona de estudio. En el área asociada a isla Gorgona e isla Malpelo se presentó la captura de CO<sub>2</sub> más alta para este año, lo cual es muy importante si se tiene en cuenta la presencia de ecosistemas estratégicos y de especies de corales blandos y peces, según Cantera (1993), pues ello contribuiría a la degradación paulatina de dichos ecosistemas debido a la acidificación del medio marino.

Para los meses de junio de 2001, 2002 y 2003 se presentaron valores promedios de -11,6 mmol/m<sup>2</sup>/día -11,7 mmol/m<sup>2</sup>/día y -11,88 mmol/m<sup>2</sup>/día, respectivamente.

De esta forma, se tiene que para estos periodos anteriormente descritos hay una tendencia periódica, al menos para este cuatrienio analizado, siendo la TSM la principal variable que afecta la captura de CO<sub>2</sub>. La distribución de dicho flux de CO<sub>2</sub> se presenta en las figuras 20, 21, 22 y 23.

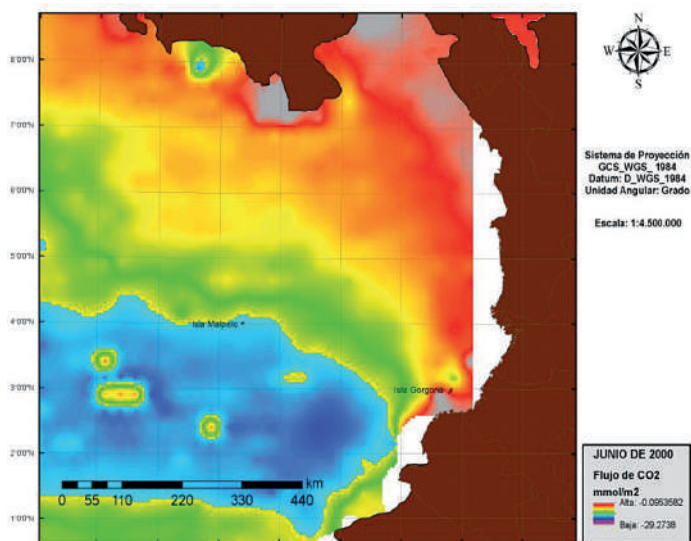


Figura 20. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2000. (Autor, 2014)

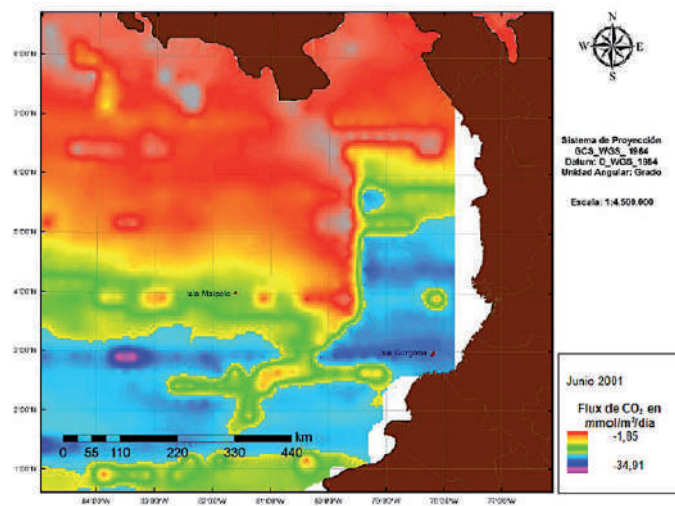


Figura 21. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2001. (Autor, 2014)



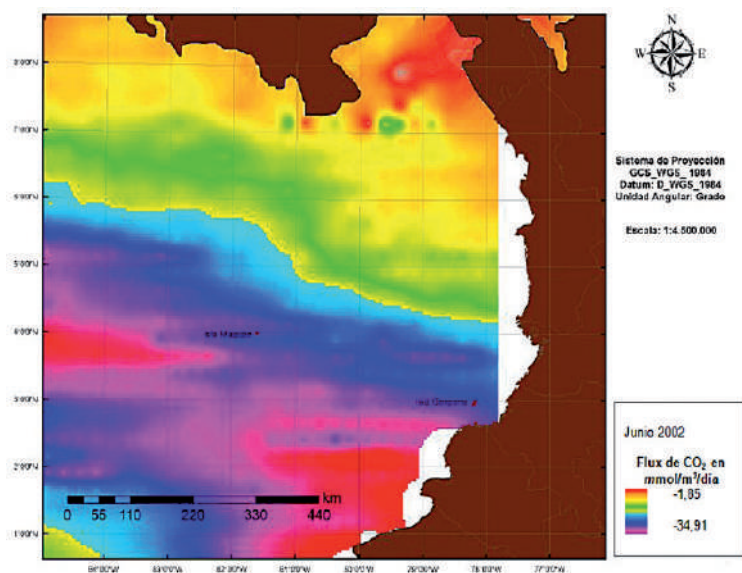


Figura 22. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2002. (Autor, 2014)

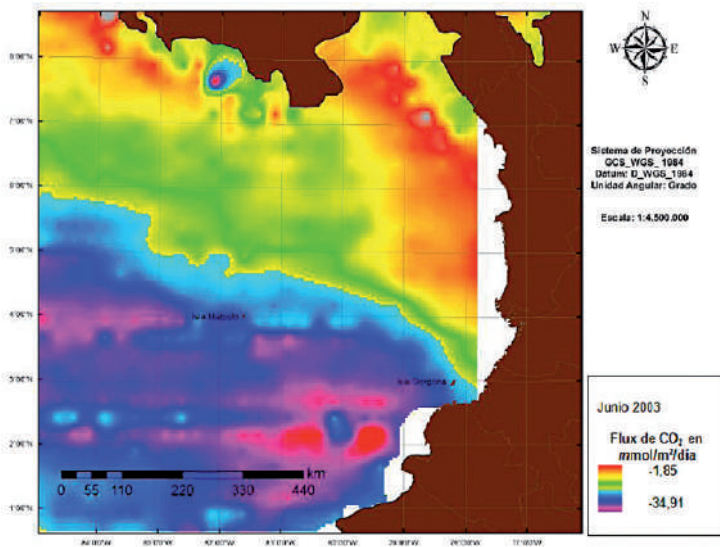


Figura 23. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2003. (Autor, 2014)

En junio de 2004 se presentó una captura de CO<sub>2</sub> relativamente baja, en un rango de  $-1,15 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-32,4 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , con un promedio representativo de  $-12,66 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ . En este año hubo una tendencia bimodal de los fluxes de CO<sub>2</sub>, razón por la cual se distinguen dos grandes zonas de captura del gas, presentándose mayores fluxes negativos en la región marina ubicada frente al departamento de Nariño (S1).

En junio de 2005 esta tendencia continúa, presentando unos valores muy similares respecto al año anterior y con una distribución zonal de los fluxes igualmente parecida. De esta forma, en 2005 se presentó una tasa de captura de CO<sub>2</sub> que osciló entre  $-1,2 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-27,4 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , con un promedio de  $14,5 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , siendo un flux negativo estable para la mayor parte del área objeto de estudio, especialmente en la zonas norte oceánica y costera (N2 y N1 respectivamente).

Los meses de junio de 2006 y de 2007 tuvieron un comportamiento similar en cuanto a la captura mensual promedio de CO<sub>2</sub>, dado que en ambos periodos se presentó una variación en la captura del gasen el rango de entre  $-0,4 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-26,3 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , con promedio de captura de  $-9,78 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  para 2006 y  $-12,7 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  para 2007.

La distribución del flux de CO<sub>2</sub> para este cuatrienio se representa en las figuras 24, 25, 26 y 27.

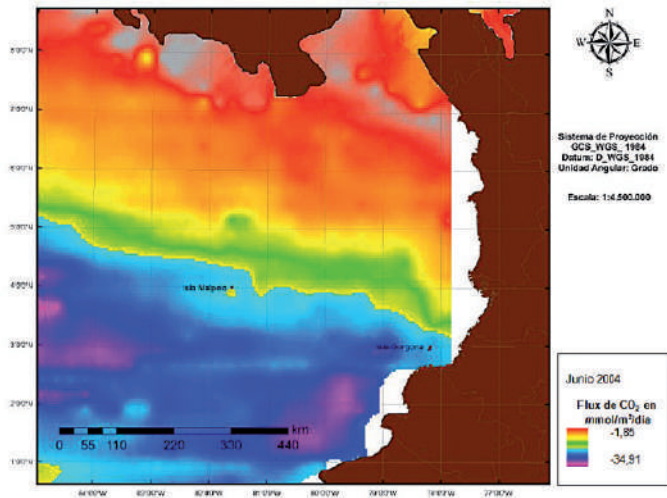


Figura 24. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $\text{mmol/m}^2/\text{día}$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2014. (Autor, 2014)

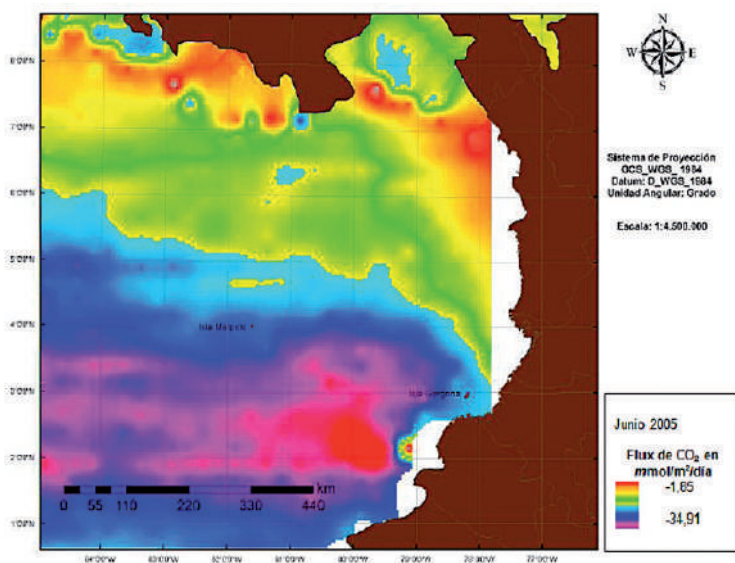


Figura 25. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2005. (Autor, 2014)

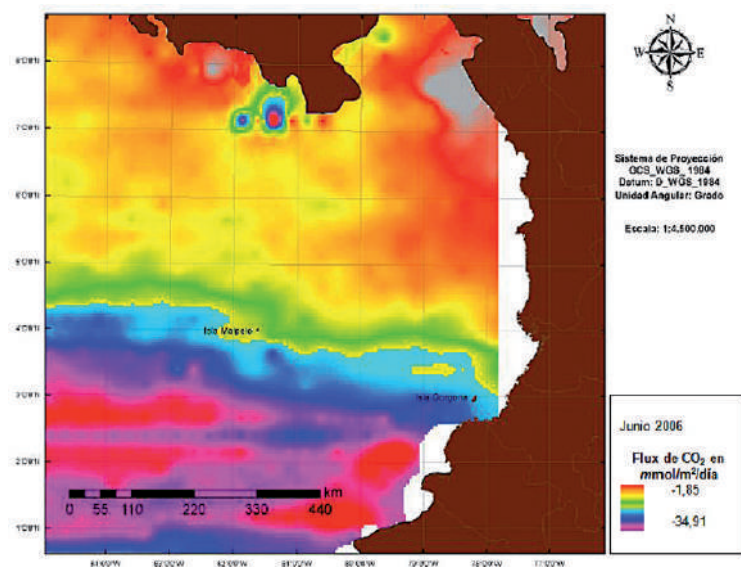


Figura 26. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2006. (Autor, 2014)

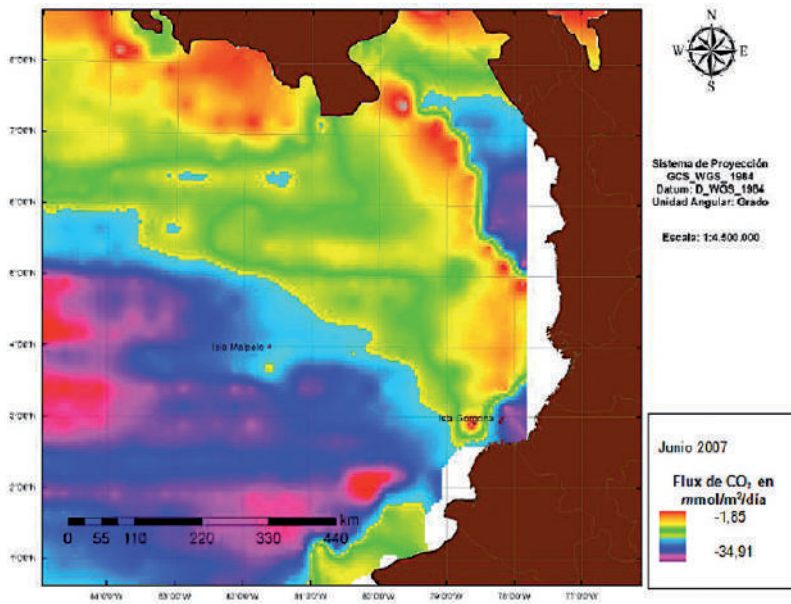


Figura 27. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2007. (Autor, 2014)

En el último cuatrienio, en los meses de junio analizados se presentó una alta variación en la captura de CO<sub>2</sub> para junio de 2009 y junio de 2010, cuando se observaron valores de fijación del gas relativamente altos respecto a los otros meses de junio y enero descritos anteriormente, para la escala de tiempo comprendida entre los años 2000 y 2010.

De esta forma, para 2009 se presentó un valor promedio de captura de  $-22,60 mmol/m^2/día$ , con límite inferior de  $-0,3 mmol/m^2/día$  y límite superior de  $-44,17 mmol/m^2/día$ . En 2010 se presentó la captura más alta de CO<sub>2</sub> para estos meses de junio, con un valor superior de  $-66,17 mmol/m^2/día$ , lo cual indica un fenómeno de acidificación considerable para las aguas marinas de la región asociada al departamento de Nariño, lo que podría llegar a tener una inferencia importante sobre la abundancia y la distribución de especies de interés comercial de la zona. El promedio de captura de CO<sub>2</sub> para 2010 fue de  $-25,9 mmol/m^2/día$ , principalmente asociada a la zona oceánica (C2), en donde se encuentran sitios de referencia tales como Malpelo, cerca al punto  $4^{\circ} 6' 13,10''N, 81^{\circ} 36' 22,51''O$ .

Por otro lado, los meses de junio de 2008 y 2011 presentaron una tendencia similar en cuanto a sus promedios de captura de CO<sub>2</sub>, los cuales fueron de  $-11,72 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-12,26 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , respectivamente, en la mayor parte del área estudiada, principalmente en las zonas sur y centro oceánicas (S2 y C2 respectivamente), difiriendo solo en la distribución de las zonas de captura de CO<sub>2</sub>, las cuales se asociaron principalmente a la velocidad y dirección del viento. La distribución del flux de CO<sub>2</sub> se presenta en las figuras 28, 29, 30 y 31.

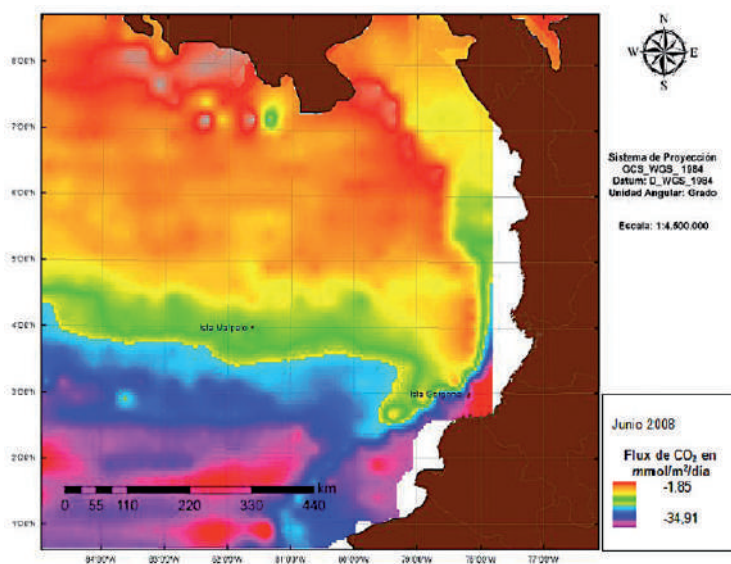


Figura 28. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $\text{mmol/m}^2/\text{día}$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2008. (Autor, 2014)

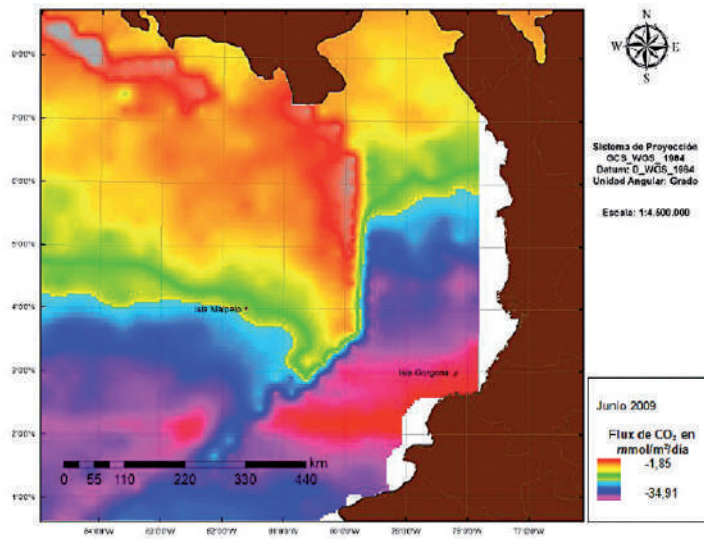


Figura 29. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2009. (Autor, 2014)

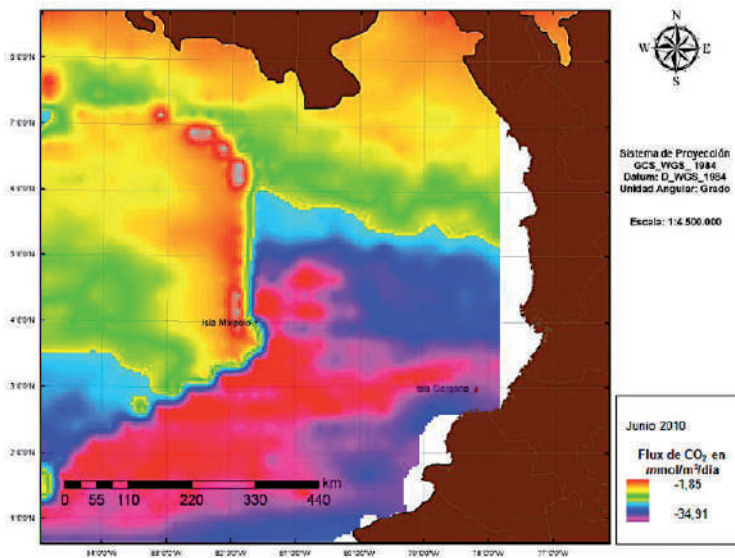


Figura 30. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2010. (Autor, 2014)

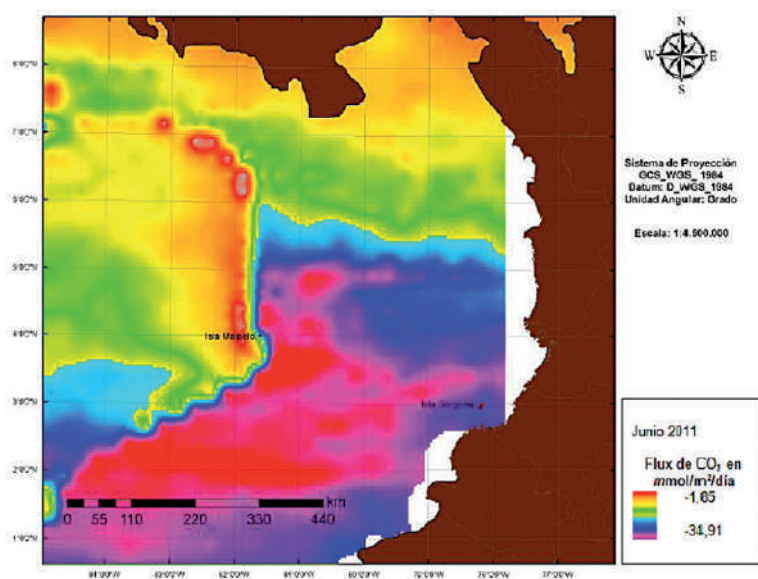


Figura 31. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2011. (Autor, 2014)

## Flux de CO<sub>2</sub> para los meses de noviembre entre los años 2000 y 2011

En general, los meses de noviembre entre los años 2000 y 2011 presentaron un comportamiento muy similar en cuanto a la tasa de captura de CO<sub>2</sub>, especialmente en la zona centro oceánica (C2) y norte oceánica (N2) del Pacífico colombiano, con excepción de noviembre 2006 cuando se presentó una pequeña región asociada a la zona sur, parte costera (S1) en donde hubo fluxes negativos de CO<sub>2</sub> en el orden de los -45 mmol/m<sup>2</sup>/día.

Así, para el primer cuatrienio de los datos estudiados se observó una variabilidad relativamente alta en relación con las zonas de captura de CO<sub>2</sub>, que no permite suponer una relación directa entre los procesos de acidificación (debido a la tasa de captura de CO<sub>2</sub> estimada para el periodo estudiado) y la variación en las condiciones meteorológicas de las zonas de interés. Es así como se observa que la captura de CO<sub>2</sub> para noviembre del año 2000 se presenta en un rango muy estrecho entre -31 mmol/m<sup>2</sup>/día y -32,3 mmol/m<sup>2</sup>/día, con un promedio mensual de captura de -13,52 mmol/m<sup>2</sup>/día, presentándose dicha tendencia en la mayor parte de la zona costera del

Pacífico colombiano, principalmente en los departamentos de Chocó y Valle del Cauca (zonas N1 y C1).

Para noviembre de 2001 se observó la tendencia a desempeñar el rol de sumidero frente a las costas de Panamá (N1 y N2) en un promedio de  $-11,37 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , con un rango máximo de captura de CO<sub>2</sub> de  $-33,8 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y un mínimo de  $-0,92 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ . Para noviembre de 2001 y de 2002 se presentó un comportamiento muy similar en cuanto a la tasa de captura, la cual se ubicó en  $-11,37 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-11,46 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , respectivamente, con un rango máximo y mínimo promedio de  $-34 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-1 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , respectivamente, presentándose una diferencia en la distribución del flux, tal como se aprecia en las figuras 33 y 34.

Noviembre de 2003 fue el periodo que presentó el rango de captura más bajo, pues este fue de entre  $-0,6 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-20 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ .

Dicha uniformidad en la captura promedio de CO<sub>2</sub> para este primer cuatrienio analizado se podría explicar en función de las condiciones climáticas de los meses y los años estudiados, pues es bien sabido que para Colombia se presentan periodos secos y periodos lluviosos, los cuales, según Benavides y Rocha (2012), tienen una gran influencia sobre la TSM y sobre los vertimientos provenientes de la plataforma continental, los cuales pueden llegar a alterar la cinética de las reacciones metabólicas que se dan en las zonas costeras (Friederich, Walz, Burczynski y Chávez, 2002).

La distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> para los meses de noviembre de los años 2000 a 2003 se presenta en las figuras 32, 33, 34 y 35.



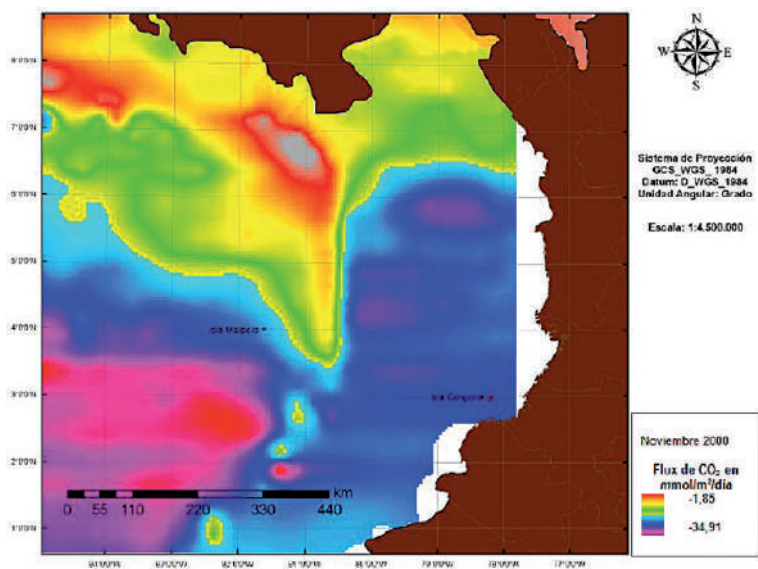


Figura 32. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2000. (Autor, 2014)

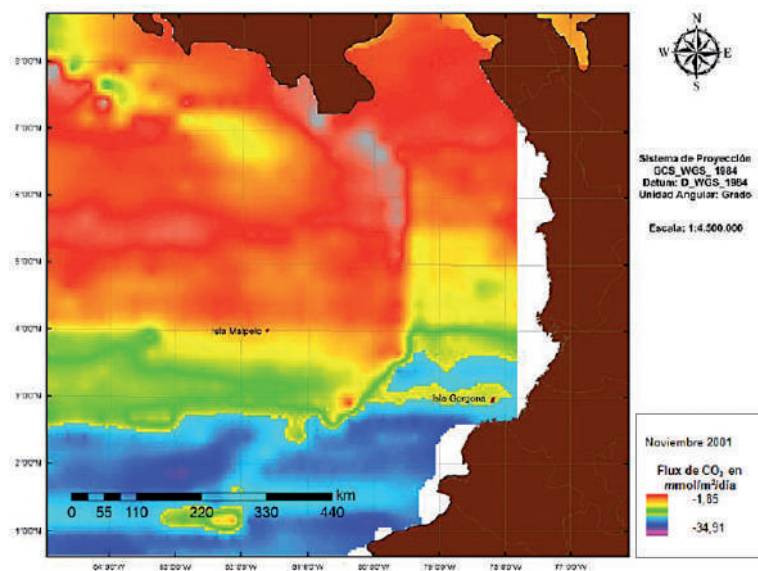


Figura 33. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2001. (Autor, 2014)

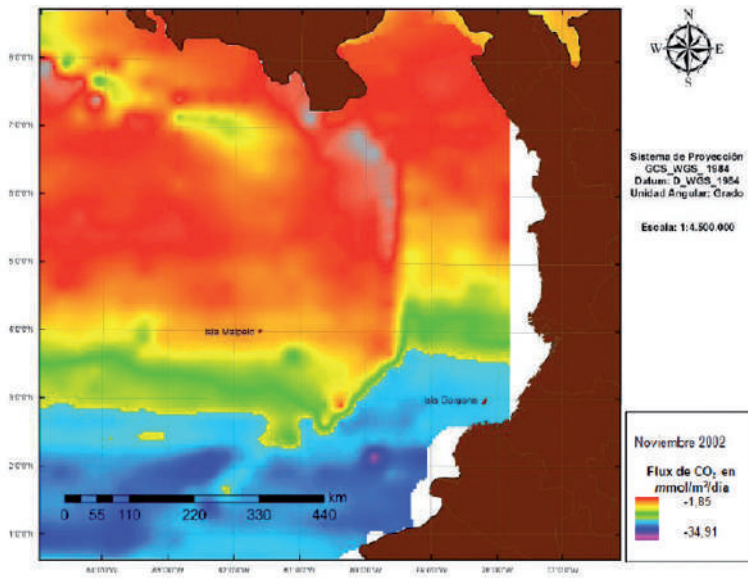


Figura 34. Distribución de los flujos de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre 2002 en el año 2011. (Autor, 2014)

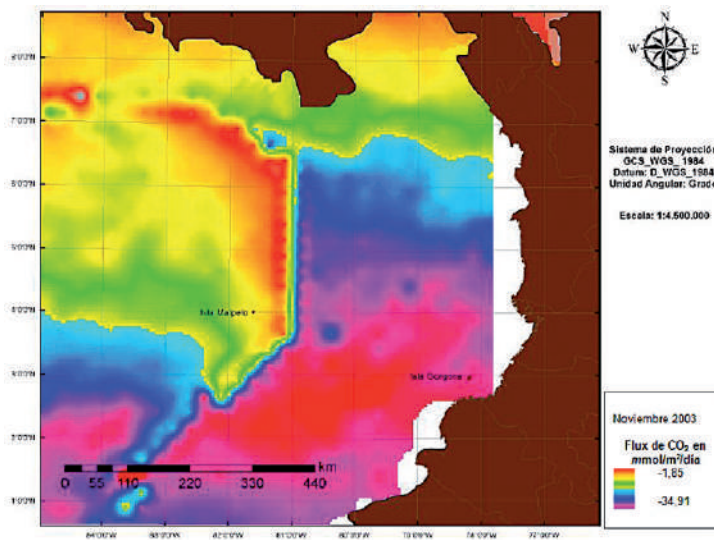


Figura 35. Distribución de los flujos de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2003. (Autor, 2014)

Para noviembre de 2004 se presentó una captura de CO<sub>2</sub> entre  $-0,2 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-20,7 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , con un promedio de captura de  $-11,3 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , superior al promedio mensual en la zona costera y pelágica asociada al departamento de Nariño (zonas S1 y S2 respectivamente).

En noviembre de 2005 y 2007 se presentó un comportamiento similar en relación con el promedio en la tasa de captura de CO<sub>2</sub>, la cual se dio entre un  $-12,22 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-13,14 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , respectivamente. Sin embargo, en cuanto a la distribución espacial del flux, dicho comportamiento fue muy distinto, dado que para noviembre de 2005 se presentó una captura por debajo del promedio mensual en un área que incluye a isla Gorgona, mientras que para noviembre de 2007 la captura se encontró por encima del promedio mensual precisamente en la zona anteriormente descrita, cerca al punto ubicado a los  $2^\circ 59' 1,10''$  de latitud norte y  $78^\circ 13' 38,05''$  de longitud oeste.

Para 2006 se presentó la mayor captura de CO<sub>2</sub> registrada para los meses de noviembre entre 2000 y 2011, la cual llegó a tener valores máximos de  $-45,8 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y un mínimo de  $-0,31 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , siendo el promedio de captura de  $13,9 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , el cual no es representativo de la muestra dado la alta dispersión de los datos causada por los valores extremos presentados.

La distribución del flux de CO<sub>2</sub> para el cuatrienio comprendido entre 2004 y 2007 se muestra en las figuras 36, 37, 38 y 39.

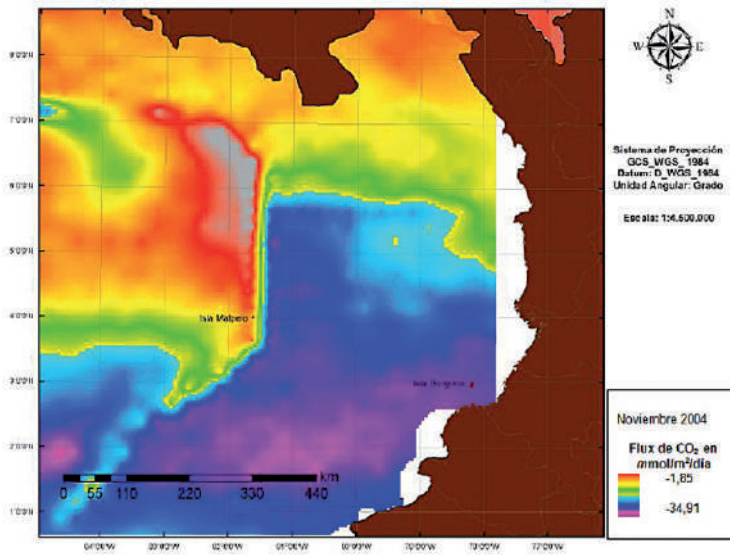


Figura 36. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2004. (Autor, 2014)

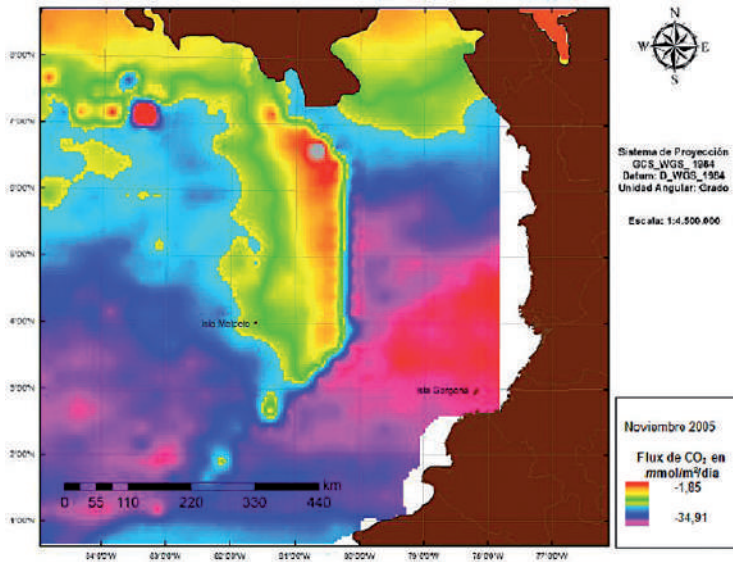


Figura 37. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2005. (Autor, 2014)

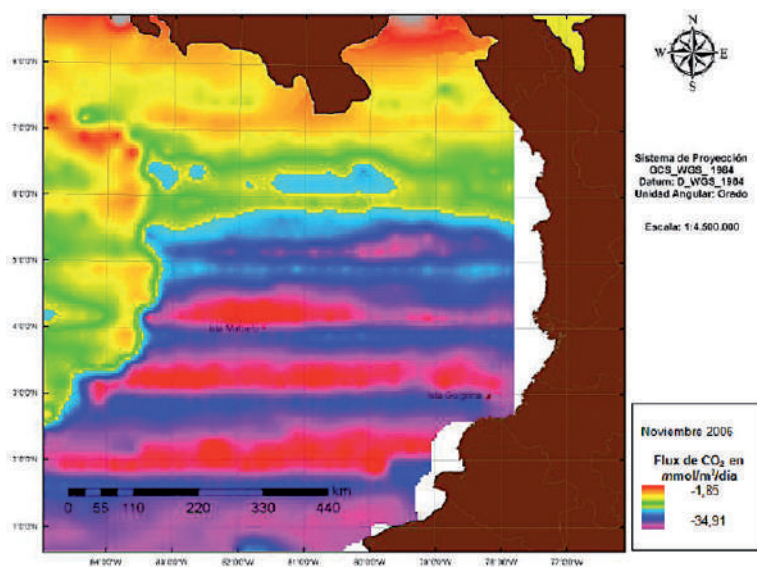


Figura 38. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2006. (Autor, 2014)

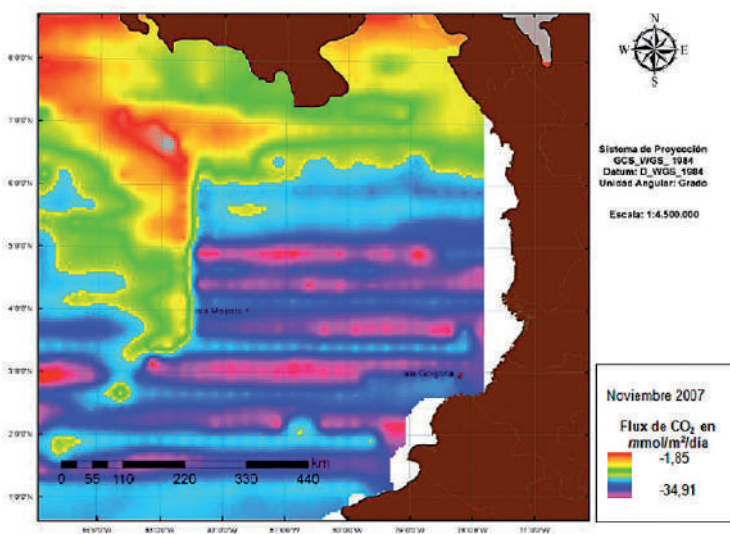


Figura 39. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2007. (Autor, 2014)

Para el último cuatrienio estudiado se presentó una cierta estabilidad en cuanto al promedio de absorción de CO<sub>2</sub>, pero solo se observó una tendencia espacial similar de captura para los meses de noviembre de 2010 y de 2011, especialmente en la zona centro y norte de las áreas oceánicas y costeras respectivamente (C1, C2, N1 y N2).

De esta manera, en cuanto a la tasa promedio de captura de CO<sub>2</sub> se observó una similitud entre los meses de noviembre de 2009 y de 2011, los cuales presentaron promedios de captura de CO<sub>2</sub> de  $-12,68 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-13,4 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , respectivamente, en un rango promedio de  $-0,3 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  a  $-25,6 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ .

Noviembre de 2010 presentó una tendencia espacial de captura muy similar a noviembre de 2011, pues la distribución de esta captura de CO<sub>2</sub> se concentró en la zona centro oceánica (C2), en donde se dio un comportamiento similar en ambos casos, en cercanías del punto  $3^{\circ} 53' 5537''\text{N}$ ,  $80^{\circ} 43' 41,80''\text{O}$ .

En las figuras 40, 41, 42 y 43 se presenta el flux de CO<sub>2</sub> para este último cuatrienio estudiado.

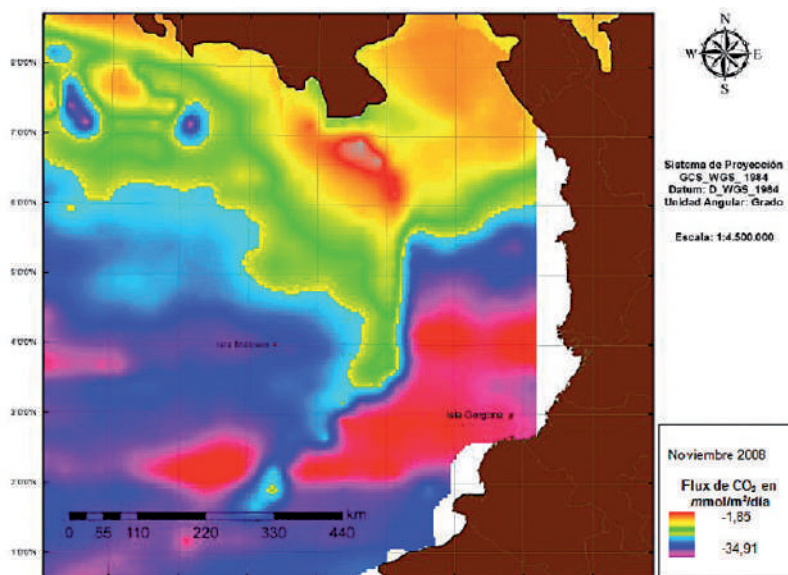


Figura 40. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $\text{mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2008. (Autor, 2014)

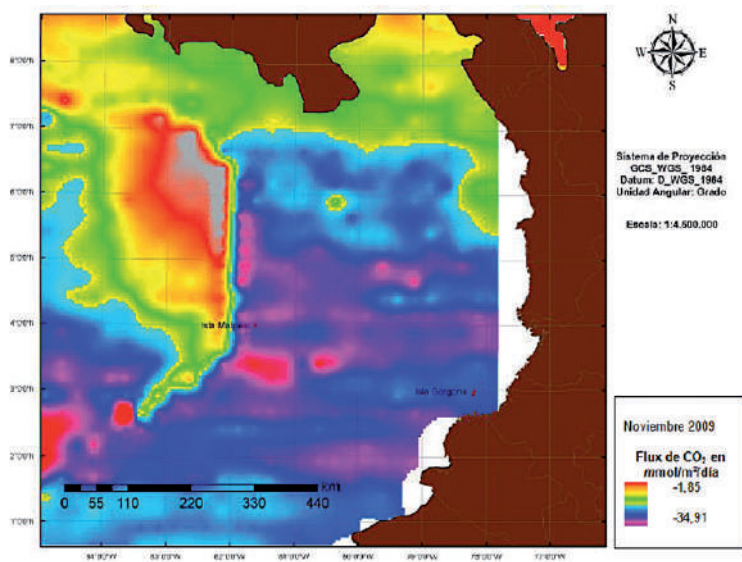


Figura 41. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2009. (Autor, 2014)

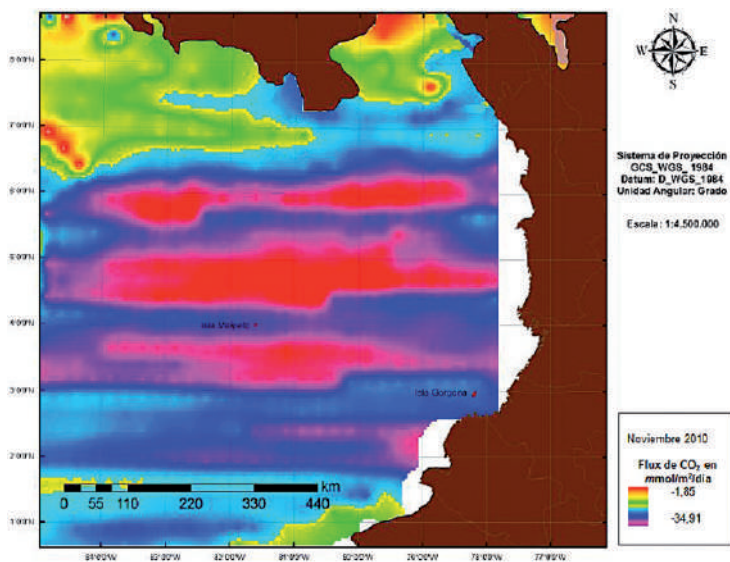


Figura 42. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> (mmol/m<sup>2</sup>/día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2010. (Autor, 2014)

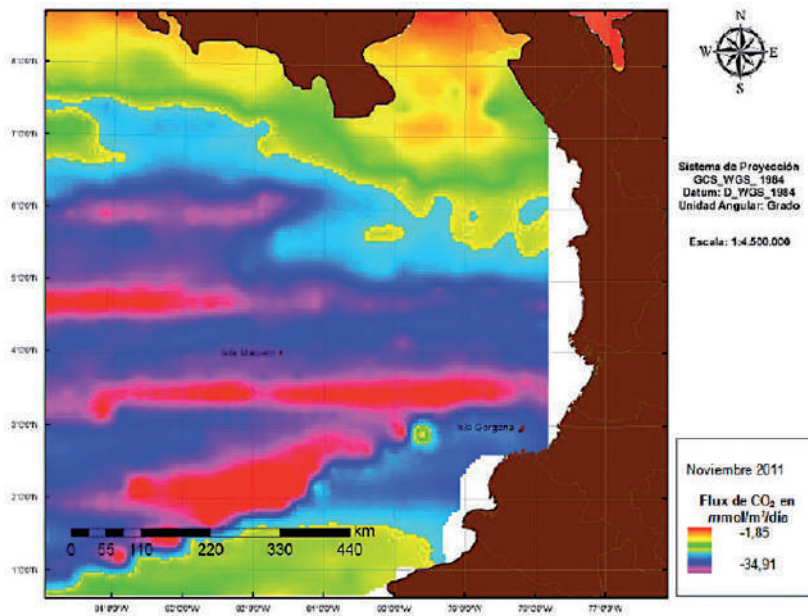


Figura 43. Distribución de los fluxes de CO<sub>2</sub> ( $mmol/m^2/día$ ) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2011. (Autor, 2014)

A partir del análisis de los mapas del flux, se establece un promedio de captura de CO<sub>2</sub> para el área de estudio en función de los meses de enero, junio y noviembre de los años comprendidos entre 2000 y 2011, con el propósito de visualizar el comportamiento general del flux de CO<sub>2</sub> durante el periodo seleccionado. En total fueron analizados 57024 datos para el área y el tiempo de estudio definidos anteriormente.

Aunque los valores entre los meses de enero de 2000 y noviembre de 2004 presentan una tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> cercana a los  $-14 mmol/m^2/día$ , se muestra un incremento leve en junio de 2005, volviendo a retomar un comportamiento similar a los presentados en años anteriores. Solo hasta los meses de junio de 2009 y junio de 2010 se presenta un incremento significativo, que alcanza valores promedio de captura que oscilan entre  $-20 mmol/m^2/día$  y  $-25 mmol/m^2/día$ . Cabe anotar que los datos del flux de CO<sub>2</sub> se presentan en valor absoluto para así ingresarlos a *Primer v6*, esto con el propósito de facilitar la visualización de los mismos, sin que ello deje de significar su tendencia a la fijación o flux negativo de CO<sub>2</sub> entre la atmósfera y el océano. De esta forma, el flux de CO<sub>2</sub> observado muestra que



la alta variabilidad climática en la zona del Pacífico colombiano, asociada a eventos tales como El Niño, puede alterar el comportamiento de esta área de estudio, definiendo su rol como *fuentes* o *sumideros*, dado que este fenómeno en particular, Chávez, F. y Takahashi, T. (2007) modifica la TSM y la intensidad de las corrientes de surgencia, y genera variaciones en los complejos procesos físicos, químicos y biológicos del Océano Pacífico.

## Validación de los datos

La distribución de los datos del flux de CO<sub>2</sub>, obtenidos satelitalmente e *in situ*, para el mes de enero de 2010 y noviembre de 2010 (ver anexo A y anexo B) se muestran en las figuras 44 y 45.

Para el mes de enero de 2010, la figura 44 muestra el diagrama de dispersión del conjunto de datos analizados, en los que se comparan los resultados del flux de CO<sub>2</sub> obtenidos mediante la aplicación del algoritmo descrito en la ecuación 4, para los datos adquiridos a través de los sensores remotos *in situ*, consignados en la base de datos del Carbon Dioxide Information and Analysis Center, disponible para el Pacífico colombiano.

Así, la figura 44 muestra que se estimó un coeficiente de correlación de Pearson de 0,432, indicando una baja relación lineal entre las variables. El RMSE que se obtuvo para la población de datos es del 37%, lo cual es indicador de una relación moderada de los datos satelitales y los datos *in situ*, ya que supera el RMSE establecido en un 35% necesario para asegurar mayor grado de credibilidad en la información obtenida de los sensores remotos (Eplee et al., 2001).

Por otro lado, se presentó un sesgo negativo de alrededor del -11%, lo cual es un indicador de la tendencia que tiene la aplicación del modelo de flux de CO<sub>2</sub> a subestimar dichos datos de captura de CO<sub>2</sub>.

Adicionalmente, se implementó la metodología de validación descrita anteriormente para los datos de flux satelitales e *in situ* para el mes de noviembre de 2010, en la que igualmente se obtuvo la relación de los datos obtenidos satelitalmente e *in situ*. El diagrama de dispersión de dichas variables se presenta en la figura 45.

Dicho diagrama de dispersión muestra un buen desempeño del algoritmo del flux de CO<sub>2</sub> para los datos satelitales e *in situ*, con RSM del 37% y coeficiente de correlación de 0,58 y una tendencia a subestimar datos.

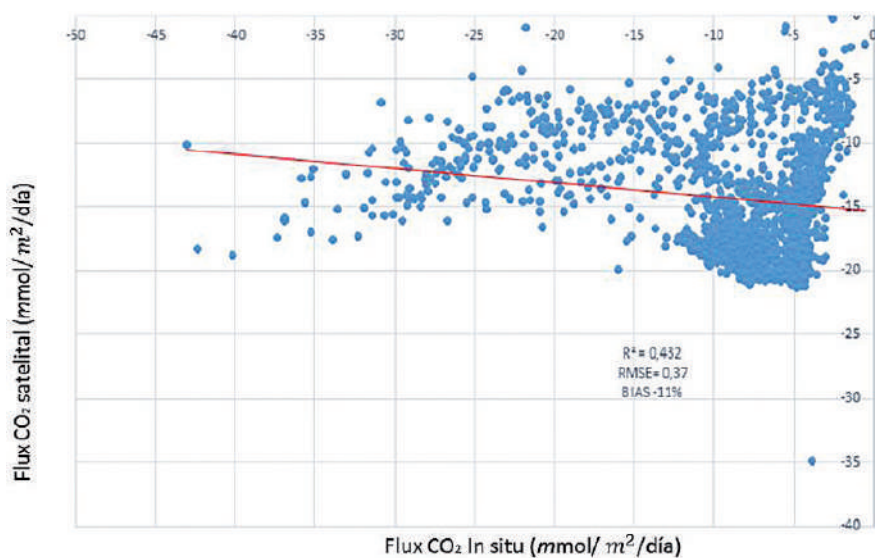


Figura 44. Diagrama de dispersión de los datos satelitales e *in situ* del flux de CO<sub>2</sub> para el mes de enero de 2010. (Autor, 2014).

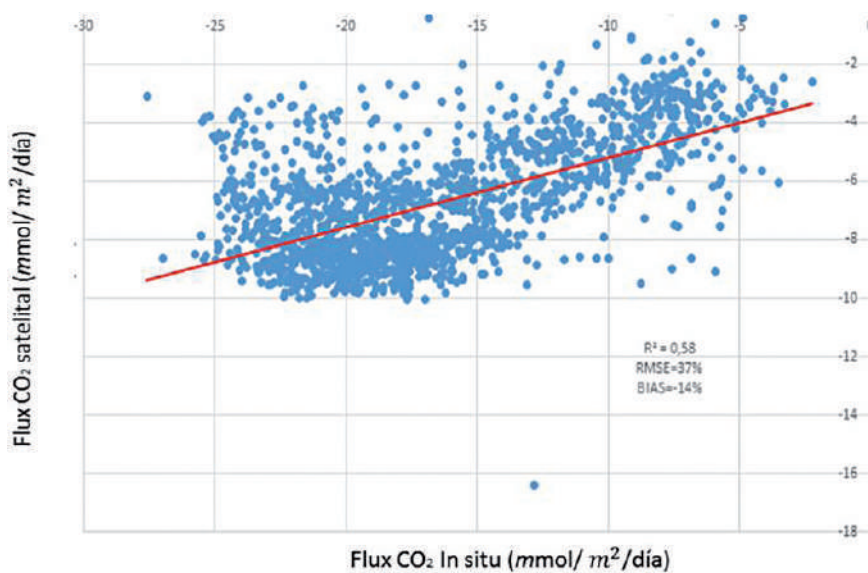


Figura 45. Diagrama de dispersión de los datos satelitales e *in situ* del flux de CO<sub>2</sub> para el mes de noviembre de 2010. (Autor, 2014).

Este tipo de validaciones también fueron realizadas en otras latitudes, en donde se mostró que los datos derivados satelitalmente, tales como la TSM, evidencian la utilidad de estas herramientas a la hora de estimar un flux aproximado de CO<sub>2</sub>, tal como lo reportan Hood, Merlivant y Johannessen (1999) para el Pacífico Norte, en donde la relación entre la TSM obtenida satelitalmente presentó buena correlación ( $r=0,7$  y  $RMSE=25\%$ ) para estimar la  $pCO_2$  en el agua y en el aire, para, a partir de ello, estimar el flux de CO<sub>2</sub> en dicha área. Alcances similares se evidenciaron en el mar de los Sargazos, según Nelson et al.(2001) durante el invierno, mostrando que la TSM afecta el flux de CO<sub>2</sub>, cuando a menor temperatura para el área de estudio se mostró una baja captura de CO<sub>2</sub>.

De esta forma, para 2006 se encontró que la estimación del flux de CO<sub>2</sub> para el Pacífico Oriental tuvo un promedio anual de  $-8,2 \text{ mmol}/m^2/año$ , con un RMS del 42% y un coeficiente de correlación de 0,63, para el área costera de Baja California (14°N-50°N) según los datos aportados por Chávez y Takahashi (2007).

Asimismo, con el objetivo de establecer el rol del Pacífico Oriental en el intercambio de CO<sub>2</sub>, y la comprensión de la magnitud del flux, se realizó, a mediados del año 2000, un proyecto con la NASA (Grant NAG5-12392) en donde se comparó el flux de CO<sub>2</sub> mediante determinaciones *in situ* y datos obtenidos satelitalmente, y de ello se estableció que frente a las costa de Chile (14°S-50°S) se presentó un valor de captura promedio anual de  $-14,1 \text{ mmol}/m^2/año$  en 2007 (RMSE 35%, coeficiente de correlación de 0,51) según lo indican Friederich, Ledesma, Ulloa y Chávez (2008).

Adicionalmente, estudios realizados en la costa pacífica peruana muestran que a finales de 2002 y de 2003 se presentó un flux de CO<sub>2</sub> promedio de  $-8 \text{ mmol}/m^2/año$ , teniendo esta zona una tendencia a asumir un rol de sumidero, según lo señala Torres, Turner, Rutllanty Lefèvre (2003), lo cual muestra relación con los datos encontrados en el presente estudio en cuanto a la tendencia del Pacífico colombiano a asumir un rol de sumidero durante este mismo periodo.

Adicionalmente, para el Caribe, Olsen et al. (2004), reportaron que las observaciones realizadas mediante herramientas satelitales mostraron una variabilidad en el flux de CO<sub>2</sub> más pronunciada en las zonas costeras que en las oceánicas y que la aplicación de los sensores remotos reducen ostensiblemente la dificultad logística asociada a dichas mediciones.

Sin embargo, también hay estudios que mostraron que la aplicación de algoritmos del flux de CO<sub>2</sub>, basados en datos satelitales, no funciona debido a que la validación de la relación termodinámica entre la TSM y la pCO<sub>2</sub> varía en ciertas zonas. Esto se asocia principalmente a la alta actividad biológica presente en algunas regiones costeras en donde predominan las descargas de cuerpos de agua continentales, que traen consigo altas concentraciones de materia orgánica, según lo describe Gattuso et al. (1998).

Otra instancia en la cual la validación entre los valores del flux de CO<sub>2</sub> *in situ* vs. los datos satelitales falla, se presenta cuando dichos datos no presentan una corrección atmosférica adecuada, principalmente relacionada con la captura de información en las zonas costeras, tal como lo reportan Wang, Tang y Shi (2007) y Carder, Chen, Lee, Hawes y Cannizzaro (2003), razón por la cual, para el presente estudio, se excluyeron del análisis del flux de CO<sub>2</sub> las zonas costeras en una longitud de 50 km a partir del borde.

### Análisis de aglomerados o *clusters*

Se procedió a agrupar los datos del flux de CO<sub>2</sub> obtenidos, en función de la ZEE del Pacífico colombiano, para el periodo entre los años 2000 y 2011; para ello fue necesario promediar los valores del flux para los meses de enero, junio y noviembre en función de las zonas de corte dadas en relación con la ZEE, los cuales se muestran en el anexo C.

De esta forma, se obtuvo para el año 2000 la conformación de tres zonas asociadas a un corte de distancia euclidiana de 0,875, tal como se muestra en la figura 46.

El análisis de aglomerados muestra que para 2000 se presentaron tres zonas definidas por el factor de corte de 0,8772 en distancia euclidiana. Así, la captura de CO<sub>2</sub> más alta en el año 2000 se presentó para el mes de noviembre, con un comportamiento muy homogéneo de captura que osciló para la zona costera y oceánica entre -15,43 mmol/m<sup>2</sup>/día y -17,83 mmol/m<sup>2</sup>/día, comportamiento que fue similar ( $D < 0,5$ ) para el mes de junio en la zona centro y sur de la sección oceánica (C2 y S2 respectivamente) del Pacífico colombiano.

En el mes de enero se presentó una captura de CO<sub>2</sub> moderada para todo el Pacífico colombiano, con excepción de la zona norte asociada a la costa (N1), que osciló entre -7,8 mmol/m<sup>2</sup>/día y -10,74 mmol/m<sup>2</sup>/día ( $D=0,5$ ), comportamiento que se repitió para el mes de junio en la zona norte (N2) y sur (S2) de la parte oceánica.

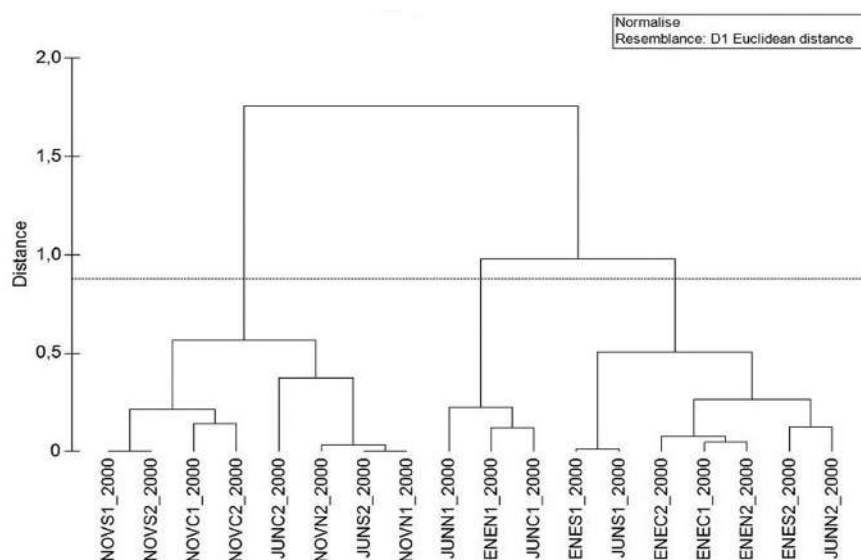


Figura 46. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2000. (Autor, 2014).

De esta forma, los meses intermedios del año, tal como sucede con el mes de junio, fueron épocas en las que se observó una transición tendiente al aumento en la captura de CO<sub>2</sub>, puesto que para el mes de junio, especialmente en la zona costera centro (C1) y norte (N1) de la ZEE, se observó una baja captura de CO<sub>2</sub> que osciló entre -3,59 mmol/m<sup>2</sup>/día y -4,95 mmol/m<sup>2</sup>/día.

Para el año 2001 en la figura 47 se muestra la conformación de tres aglomerados ( $D=0,8637$ ), en los que se aprecia una alta heterogeneidad en el comportamiento del flux de CO<sub>2</sub>.

Así, para 2001, durante la mayor parte del año se apreció una captura de CO<sub>2</sub> estimada en el rango de entre -14,38 mmol/m<sup>2</sup>/día y -17,93 mmol/m<sup>2</sup>/día durante el mes de noviembre, tal como lo muestra el aglomerado ubicado en la parte izquierda de la figura 47. La captura más baja de CO<sub>2</sub> durante el año 2001 se presentó en el mes de noviembre en toda la zona norte (N1 y N2) con un rango de captura entre -6,74 mmol/m<sup>2</sup>/día y -7,01 mmol/m<sup>2</sup>/día.

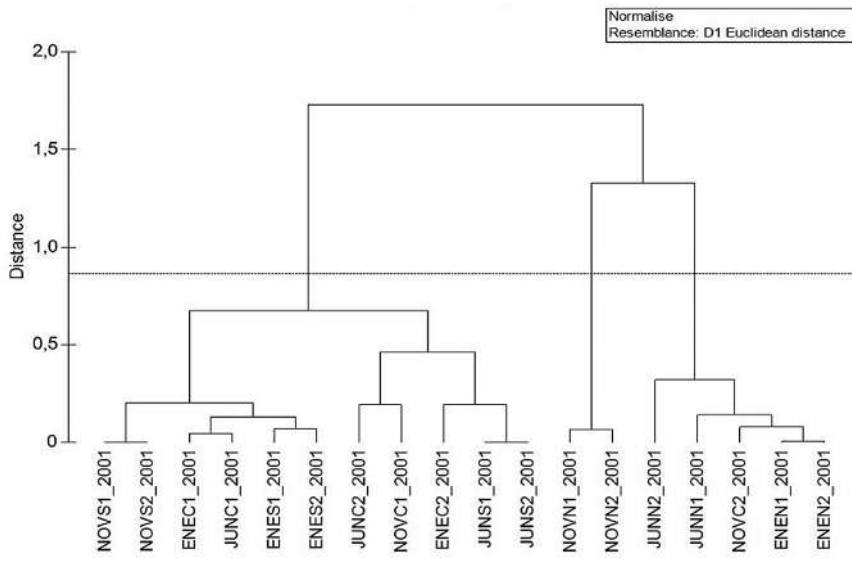


Figura 47. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2001 (Autor, 2014).

Po otro lado, el aglomerado que se muestra en la parte derecha de la figura 48 indica la tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> con un rango de entre -13,43 mmol/m<sup>2</sup>/día y 16,45 mmol/m<sup>2</sup>/día (*D*: menor de 0,5).

La figura 48 indica que para 2002 se presentó una homogeneidad en el flux de CO<sub>2</sub>, pues la conformación de los tres aglomerados se da en un corte de aproximadamente 0,9168, lo cual muestra que no existe una alta dispersión de los datos para el periodo analizado.

Para el año 2003 se observó la conformación de tres aglomerados asociados por un factor de corte de distancia euclidiana de 1,053. De esta forma, durante el mes de enero de 2003 se presentó una tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> entre -8,86 mmol/m<sup>2</sup>/día y -13,05 mmol/m<sup>2</sup>/día, tal como se muestra en la figura 49.

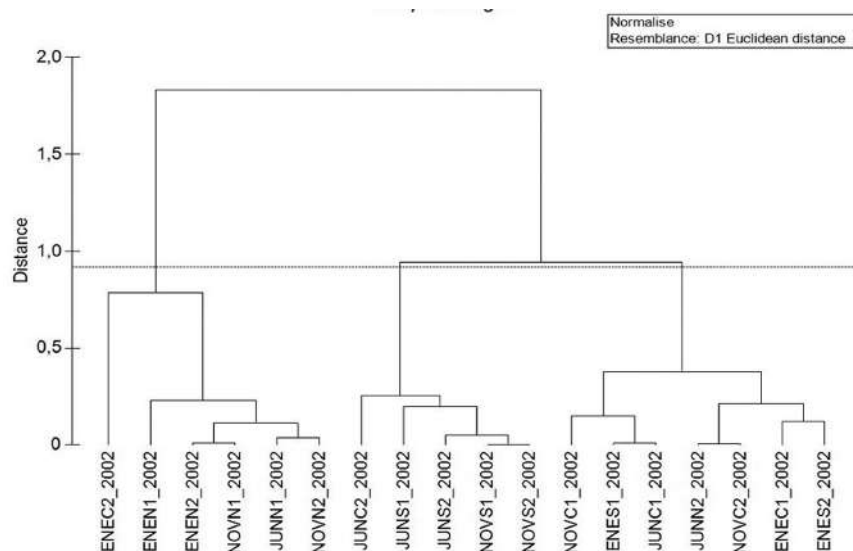


Figura 48. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2002 (Autor, 2014).

Asimismo, para el mes de junio de 2003 se presentó una captura promedio de CO<sub>2</sub> de  $-17,034 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , tenencia que se repite para la toda la zona sur (S1 y S2) durante el mes de noviembre del mismo año.

Para el año 2004 se presentó una heterogeneidad en el flux de CO<sub>2</sub>, principalmente asociada a las zonas norte (N1 y N2). De esta forma, se conformaron tres aglomerados mediante un corte de distancia euclidiana de 0,821, mostrando que para el primero se presenta un flux de CO<sub>2</sub> promedio de  $-18,86 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  en la zonas sur oceánica y costera (S2 y S1 respectivamente) durante el mes de junio, comportamiento que se dio de nuevo para las mismas zonas durante el mes de noviembre, observándose periodicidad. Por otro lado, se observó que el segundo aglomerado presentó una baja captura de CO<sub>2</sub>, especialmente durante el mes de noviembre, con un flux promedio de  $-4,34 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , tal como lo indica la figura 50.

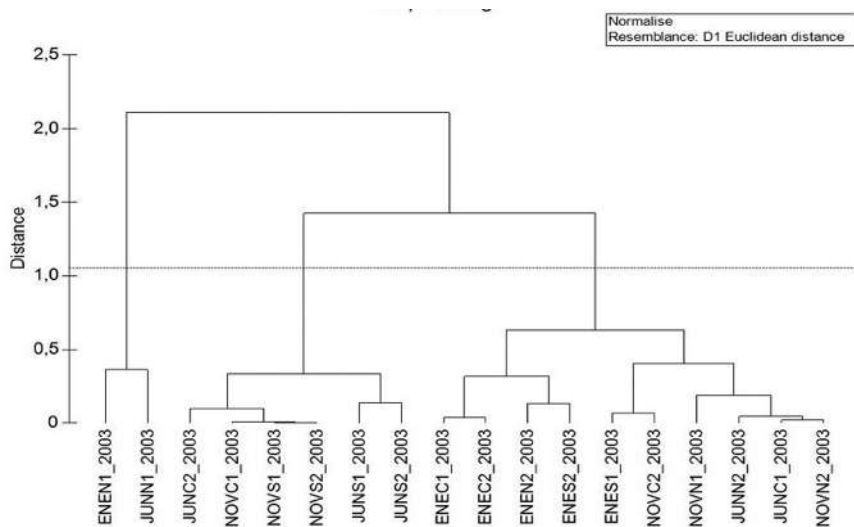


Figura 49. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2004 (Autor, 2014).

La tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> al final de año 2004, la cual presentó una oscilación en el rango de  $-18 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-20 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  para la zona oceánica norte y centro (N2 y C2 respectivamente) del Pacífico colombiano, se sostuvo con una leve propensión a incrementar la captura en las mismas zonas durante el mes de enero de 2005, tal como lo muestra la figura 51.

En la figura 51 se aprecia como el flux de CO<sub>2</sub>, durante este año, genera tres aglomerados principales definidos por un factor de corte de distancia euclidiana de 0,91, en donde solo para junio en la toda la zona norte (N1 y N2) se presentaron bajas capturas de CO<sub>2</sub>, dadas en el orden de  $-5,67 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $9,74 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ .

Para el año 2005, el análisis de aglomerados mostró una tendencia en las zonas centro y norte (C1, C2, N1 y N2), tanto oceánicas como costeras, a agruparse en función de la captura de CO<sub>2</sub> durante los meses de junio y enero. Los aglomerado se formaron con un factor de corte de 0,91, y se puede apreciar cómo las zona sur y centro costera (S1 y C1 respectivamente) del Pacífico colombiano presentan la mayor tasa de captura de CO<sub>2</sub> en dicho año, oscilando en el rango de entre  $-18,34 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-21,64 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ . La aglomeración de datos en función de los meses y la ZEE del Pacífico colombiano durante el año se muestran en la figura 51.



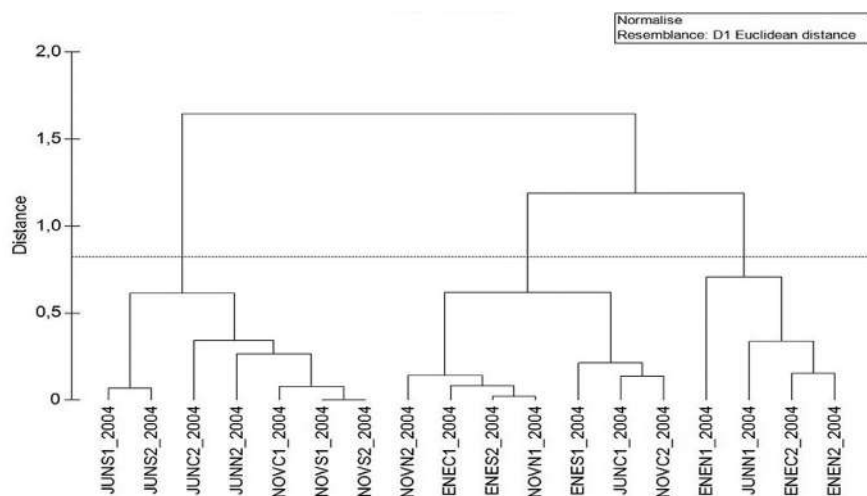


Figura 50. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2004 (Autor, 2014).

En el año 2006 se presentaron dos grandes aglomerados ( $D= 0,84$ ) en los que se puede observar que para el mes de enero en todo el Pacífico colombiano se presentó una tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> promedio de  $-9,42 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , comportamiento que se muestra muy similar durante el mes de noviembre en toda la zona norte y toda la zona sur (N1, N2, S1 y S2), tal como se muestra en la figura 52.

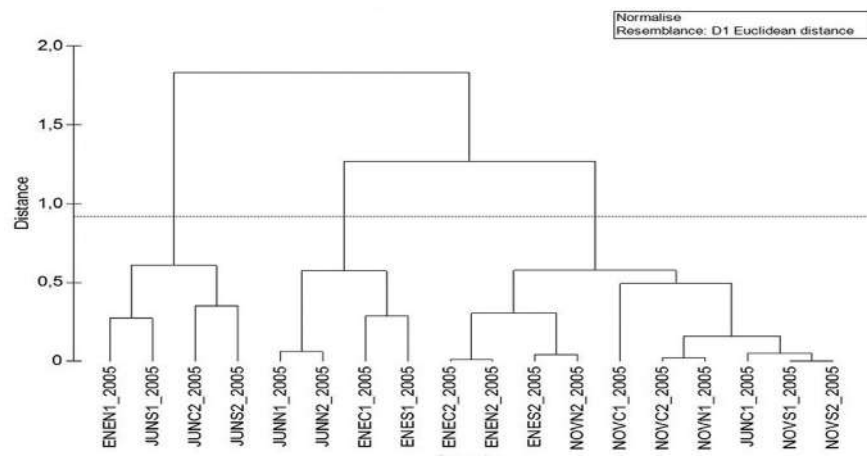


Figura 51. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2005 (Autor, 2014).

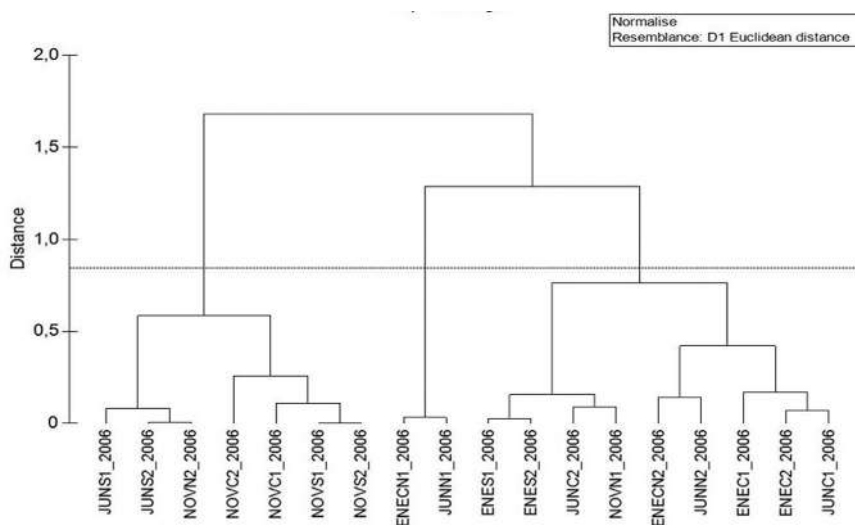


Figura 52. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2006 (Autor, 2014).

Para el año 2007 se presentaron dos aglomerados formados por una distancia euclidiana de corte de 1,137, que se muestran en la figura 53.

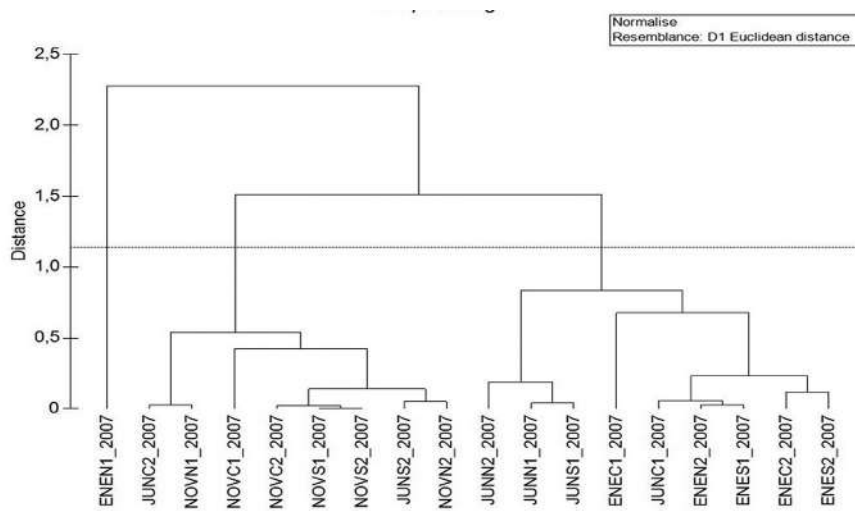


Figura 53. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2007 (Autor, 2014).

El primer aglomerado que se muestra en la figura 53, ubicado en el lado izquierdo de la gráfica, indica que se presentó una homogeneidad en el flux de CO<sub>2</sub> durante el mes de noviembre de este año, variando la captura en un rango promedio de entre  $-15,67 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $-19,74 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , tendencia que caracteriza este primer aglomerado. El segundo aglomerado por zonas, formado durante este año, muestra un mayor grado de heterogeneidad entre las áreas definidas por la ZEE durante los meses de junio y enero 2007, mostrando una tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> mucho menor a la presentada en noviembre del mismo año, lo cual indicaría que durante este periodo se presentó un gradiente temporal con tendencia al aumento en relación con el paso de los meses durante 2007.

En 2008 se conformaron tres aglomerados dados por un factor de corte en distancia euclidiana de 0,891, los cuales se muestran en la figura 54.

Así, para el mes de enero en toda la ZEE del Pacífico colombiano se presentó una tendencia a la baja captura de CO<sub>2</sub>, en donde se dioun flux promedio de  $-8,57 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , el cual se presentó de nuevo para la zona norte, tanto oceánica como costera (N1 y N2) durante el mes de junio.

Ya para junio y noviembre de 2008, se observó que para la zona norte y sur, tanto oceánica como costera (N1, N2, S1 y S2), se presentó un flux promedio de CO<sub>2</sub> de  $-8,62 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ .

El tercer aglomerado formado para el año 2008, lo comprenden los fluxes de CO<sub>2</sub> asociados a las zonas sur y centro, oceánicas y costeras durante los meses de junio y noviembre, con un flux de CO<sub>2</sub> que osciló entre  $-15,35 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $17,08 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ .

El análisis de aglomerados mostró que para 2009 se registraron dos grandes tendencias en el flux de CO<sub>2</sub> en función de las zonas establecidas por el criterio de la ZEE para el Pacífico colombiano, lo cual se muestra en la figura 55.

Así, los meses de enero y noviembre presentaron una captura de CO<sub>2</sub> no mayor a  $-15,95 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , mientras que para el mes de junio fue relativamente alta en comparación con los años anteriores, la cual estuvo en el orden de entre  $-22,9 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$  y  $39,45 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ . El factor de corte mediante el cual se agruparon dichas zonas fue de 0,913.

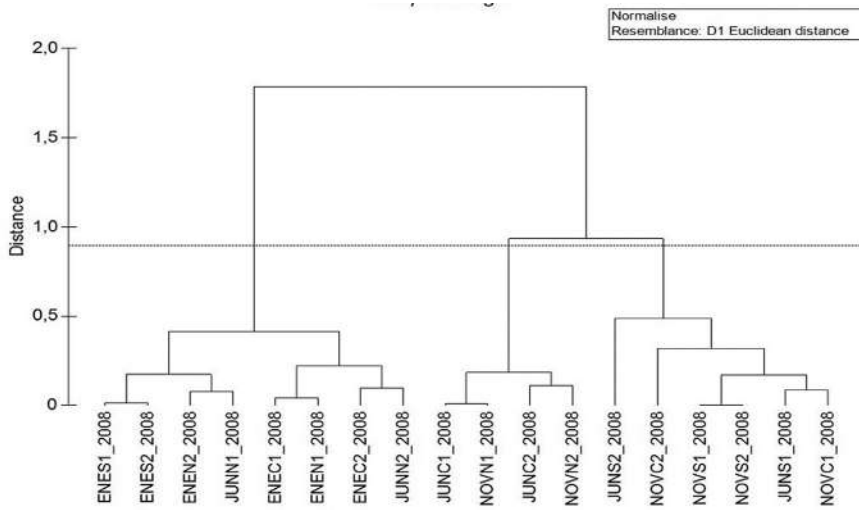


Figura 54. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2008 (Autor, 2014).

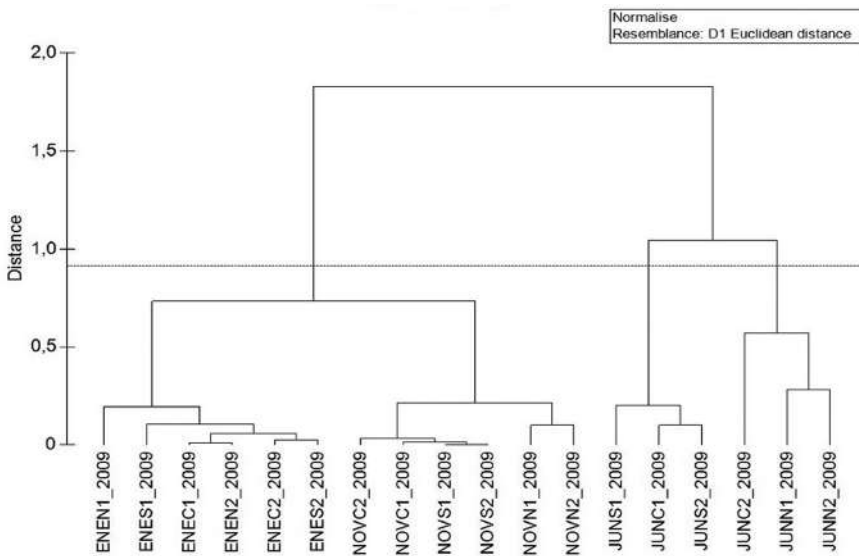


Figura 55. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2009 (Autor, 2014).

Para el año 2010 se presentaron tres aglomerados dados mediante el corte de distancia euclidiana de 0,917, tal como se observa en la figura 56.

En la figura 56 se aprecia cómo el primer aglomerado lo conforman todas las áreas determinadas por la ZEE durante el mes de junio de 2010, con excepción de la zona norte asociada a la costa, en donde se presentó una captura promedio de CO<sub>2</sub> de -37,64 mmol/m<sup>2</sup>/día, siendo el periodo en el año 2010 cuando se presentó la mayor tasa de captura del gas.

Durante el mes de enero de 2010 se presentó una homogeneidad en el flux de CO<sub>2</sub> en todo el Pacífico colombiano, determinada por una captura del gas inferior a -9,06 mmol/m<sup>2</sup>/día.

En noviembre de 2010 hubo un comportamiento generalizado, con una leve variación en la zona oceánica norte (N2), en donde la tendencia a la captura de CO<sub>2</sub> se ubicó en un rango inferior de -20,2 mmol/m<sup>2</sup>/día.

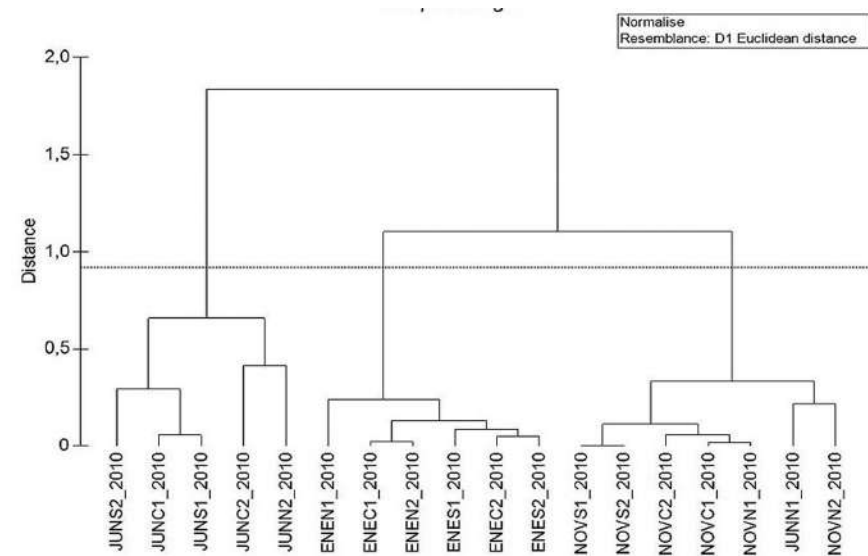


Figura 56. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2010 (Autor, 2014).

Los meses de enero, junio y noviembre de 2011 presentaron una fuerte tendencia a la homogeneidad, con excepción de la captura de CO<sub>2</sub> estimada en la zona centro oceánico del mes de junio, en donde la captura promedio de la zona fue de -35,3 mmol/m<sup>2</sup>/día. Para el resto del Pacífico colombiano durante estos meses estudiados en este año se presentó una captura

homogénea, la cual varió en un rango inferior al límite de  $-20,94 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ . Lo anteriormente descrito se muestra en la figura 57.

A partir del análisis de las figuras 46 a la 57 se muestra cómo para cada año se generan básicamente tres patrones de asociación, o tres grandes conglomerados de zonas en los meses en que se realizó la estimación de CO<sub>2</sub>, con excepción de los años 2007 y 2011.

Esta tendencia de agregación se debe principalmente a la compleja dinámica misma del Pacífico y su variabilidad en cuanto a las condiciones oceanográficas de cada zona, a saber: norte, centro y sur, en las áreas costeras y oceánicas (CCCP, 2002).

Así, al observar los mapas del flux de CO<sub>2</sub> en comparación con los *clusters* generados mediante *Primer v6*, se puede apreciar cómo el flux de CO<sub>2</sub> se concentra principalmente en la zona centro oceánica (C2) y la zona sur oceánica y costera (S2 y S1 respectivamente).

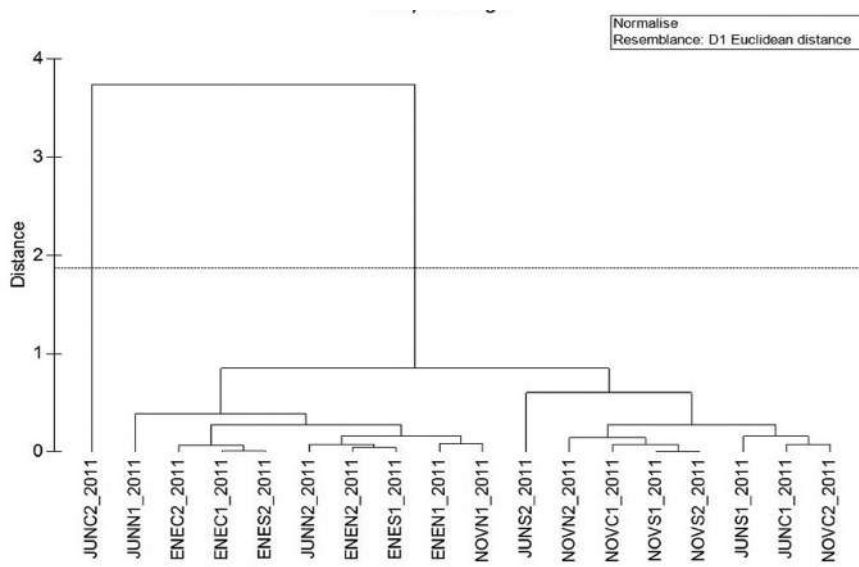


Figura 57. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO<sub>2</sub> para el año 2011 (Autor, 2014).

Estas zonas presentan dicha tendencia a capturar mayor cantidad de CO<sub>2</sub> respecto a las demás zonas objeto de estudio debido a que en este sector se encuentra parte de la frontera entre las aguas frías provenientes del sur y las

aguas con una tendencia cálida, tales como las ecuatoriales, formando así un frente oceánico, consecuencia de los vientos provenientes del sur, según Bubnov (1990), lo cual favorece las condiciones para que la transferencia de CO<sub>2</sub> aumente en dirección atmósfera-agua (Wanninkhof, 1992).

Por otro lado, Rojas y Pabón (2002) señalaron la dificultad asociada a la estimación o identificación de un patrón generalizado que describa la aglomeración de zonas en función del flux del CO<sub>2</sub>, debido a la irregularidad en el comportamiento de las condiciones oceánográficas, entre ellas el viento, lo cual se ve reflejado principalmente en la zona sur costera (S1), debido a que los valores promedio mensuales tienden a ser bajos durante la mayor cantidad de tiempo, reportando datos de viento de tan solo 1,5 m/seg o aproximadamente de 3 nudos.

Los *clusters* también señalan que para algunos años, tal como fue el caso de noviembre de 2001, en la zona norte oceánica (N2) y costera (N1) se presentaron valores del flux de CO<sub>2</sub> por encima del promedio mensual (-14,33 mmol/m<sup>2</sup>/mes), lo cual se explica en gran medida porque en los meses de noviembre, la ZCIT se encuentra asociada al norte del área de estudio, propiciando el flux del viento sobre la costa tal como lo demuestran las investigaciones del Centro Control Contaminación del Pacífico-CCCP (2002).

En general, para el periodo de estudio señalado anteriormente se puede inferir, a partir de la literatura (Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, 2002), que el flux del CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano se halla influenciado ostensiblemente por los vientos Alisios del sureste, entre los meses de junio y noviembre, produciéndose una transición entre enero y abril, periodo en el cual la velocidad y la dirección de los vientos están determinados por la influencia de los vientos Alisios del noreste.

Los *clusters*, como se comentó anteriormente, evidencian que la mayor proporción de captura de CO<sub>2</sub> se ubicó en las zonas centro y sur oceánicas (C2 y S2 respectivamente), debido principalmente, según von Prael, Cantera y Contreras (1990), a que el clima predominante en la zona centro tiende a ser cálido, con altas temperaturas y precipitaciones que persisten la mayor parte del año; mientras que la zona sur en la franja oceánica (S2) se caracteriza por presentar un patrón de lluvias monomodal, con una temperatura promedio durante la época húmeda superior o igual a 26,8°C, mientras que para los meses de la época seca (julio-diciembre) la temperatura decae hasta alcanzar valores por debajo de los 25,7°C, según lo indica el Centro Control

Contaminación del Pacífico –CCCP (2002). Estos valores de temperatura, anteriormente descritos, afectan los coeficientes de transferencia de CO<sub>2</sub> dados en función de la TSM, tal como lo indican Jähne, Heinz y Dietrich (1987).

## Resultados del análisis estadístico

A partir de los datos que fueron insumo para realizar el análisis de conglomerados anteriormente descrito, se procedió a realizar un ANOVA con los datos sin pretratamiento estadístico, mediante el *software SAS v8*, comparando fundamentalmente la relación estadística significativa entre los años analizados en función del flux promedio de CO<sub>2</sub> (ver anexo D) en dichos intervalos de tiempo, tal como se muestra en la tabla 9.

Luego de realizar el análisis de varianza para cada área de la ZEE del Pacífico colombiano en función de los fluxes de CO<sub>2</sub> promedio y de confirmarse diferencias significativas, fue conveniente establecer en qué medida lo fueron, lo cual se realizó mediante una prueba de comparaciones múltiples (DMS), que utiliza pruebas *t* para realizar comparaciones de medias en el grupo de datos estudiados, en la que no se corrige el error para realizar múltiples comparaciones según lo indican García y Porras (1998).

Tabla 9. Comparación de la captura de CO<sub>2</sub> entre años

Año	Promedio de CO <sub>2</sub>	
2000	-11.313	a*
2003	-12.287	A
2004	-12.297	A
2002	-12.609	A
2006	-12.729	Ab
2007	-13.050	Ab
2008	-13.120	Ab
2001	-14.651	Abc
2005	-14.770	Abc
2011	-16.978	Bcd
2009	-17.933	Cd
2010	-21.032	D

Nota: \*Promedios con la misma letra son estadísticamente iguales al 5% (Autor, 2015).



La prueba *t* usada en este estudio, incorporada dentro del análisis DMS en SAS v8, mostró la comparación de las medias obtenidas para cada área de la ZEE del Pacífico colombiano durante los meses de enero, junio y noviembre en la escala de tiempo definida previamente, con el propósito de calcular las diferencias entre los valores de las variables de cada zona y contrastó si la media difería de cero (0), tal como se muestra en la tabla 10.

**Tabla 10.** Comparación del promedio de CO<sub>2</sub> entre los meses evaluados por año

Año	Promedio CO <sub>2</sub> por mes		
	Enero	Junio	Noviembre
2000	-8.0 a	-9.4 a	-16.6 b
2001	-16.2 a	-15.0 a	-12.7 a
2002	-10.7 a	-14.4 a	-12.8 a
2003	-9.2 a	-13.7 ab	-14.3 b
2004	-8.6 a	-14.4 b	-13.9 b
2005	-12.6 a	-16.9 a	-14.8 a
2006	-9.4 a	-11.2 a	-17.6 b
2007	-8.2 a	-13.6 b	-17.3 c
2008	-8.6 a	-14.1 b	-16.7 b
2009	-5.6 a	-33.0 c	-14.9 b
2010	-7.2 a	-35.6 c	-20.3 b
2011	-14.2 a	-20.0 b	-16.7 a

**Nota:** Promedios con la misma letra son estadísticamente iguales al 5% (Autor, 2015).

La prueba de comparación múltiple DMS al 5%, muestra que el año cuando se presentó la mayor captura de carbono fue 2010, que estadísticamente es igual a las capturas obtenidas en 2009 y 2011.

La comparación de la captura de CO<sub>2</sub>, entre los meses de evaluación para cada año, muestra que la mayor se obtuvo en el mes de noviembre de 2000. En los años 2001, 2002 y 2005 no hubo diferencia estadística significativa entre los meses de captura. En los años 2009 y 2010 el mayor contenido se obtuvo en el mes de junio, principalmente asociado al fenómeno de El Niño ocurrido en ese año, tal como lo señalan los informes de Ideam (2014).

Este comportamiento del flux de CO<sub>2</sub> para el Pacífico colombiano durante los años comprendidos entre 2000 y 2011, se encuentra determinado por la estrecha relación termodinámica existente entre esta variable dependiente

y la TSM, tal como lo describe Else et al (2008), y Lefèvre y Taylor (2002) en las zonas norte (Rojas y Pabón, 2002) para el Caribe y el Pacífico colombiano.

Por tanto, el flux de CO<sub>2</sub>, al estar asociado con la TSM, es determinante para predecir fenómenos tales como El Niño y La Niña, y variables que afecten de forma directa la TSM en el área de estudio, tales como las corrientes marinas.

Así, el flux de CO<sub>2</sub> en esta área se encuentra influenciado por la presencia de corrientes marinas, tales como la Contracorriente Ecuatorial y la Corriente Norecuatorial, las cuales, según Madrid, Ruiz, y Rosado (1998), generan variaciones estacionales sobre la TSM y, por tanto, sobre el flux de CO<sub>2</sub>.

Por otro lado, según Fisher, Beitler, Reuter y Searcy (2005), existen unas masas de agua que afectan la parte de la ZEE del Pacífico Norte colombiano, tales como las aguas tropicales, asociadas a la zona norte oceánica (Madrid et al., 1998). Una relación del área y la presencia de corrientes que alteran el flux de CO<sub>2</sub> se muestran en la figura 58.

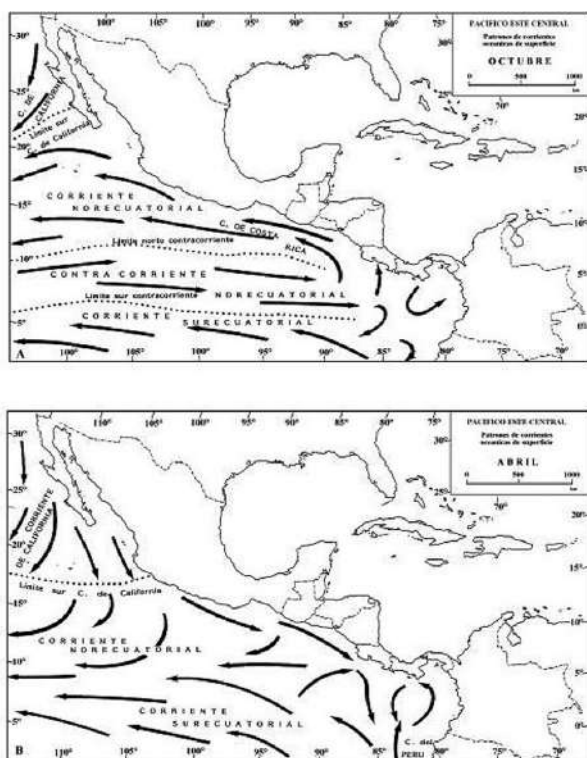
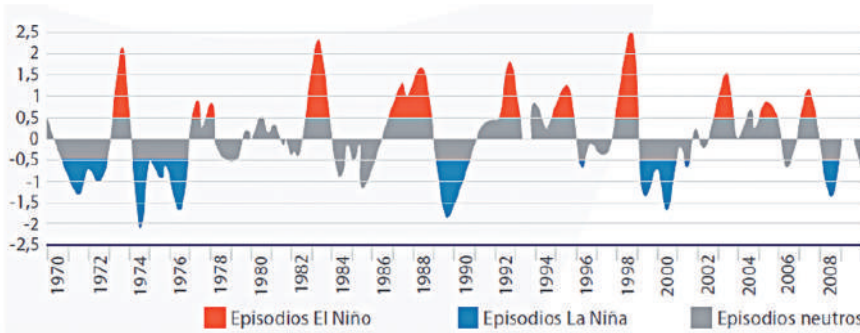


Figura 58. Representación esquemática de las corrientes que tienen influencia en el Pacífico Centro-Oriental. Adaptado de *Estructura de la comunidad de pelágicos mayores capturados con palangre en el Pacífico Mexicano (1983-1996) y su relación con la temperatura superficial del mar*, H. Santana (2001). Tesis Doctoral, Universidad de Colima, México, D. F.

Debido al aumento en la temperatura media en el Océano Pacífico causado por el fenómeno de El Niño-oscilación del sur (ENSO), el flux de CO<sub>2</sub> se vio afectado o influenciado de forma directa, como se pudo apreciar cuando ocurrieron eventos de El Niño, registrados entre 2002 y 2003, entre 2005 y 2006, y, uno de los más fuertes, entre 2009 y 2010, tal como se muestra en la figura 59 (teniendo en cuenta que este fenómeno tiene un periodo de maduración aproximado de 6 a 7 meses, y requiere de entre 5 y 6 para desaparecer totalmente) según el reporte de Ideam (2014) en donde este último evento se presentaron altas capturas de CO<sub>2</sub>, las más altas estimadas durante todo el periodo analizado, las cuales se ubicaron en el orden de  $-40,43 \text{ mmol/m}^2/\text{día}$ , lo cual se refleja en el comportamiento anual mostrado en la figura 59.



**Figura 59.** Índice de El Niño y La Niña entre los años 1970 y 2008 para el Pacífico colombiano. Fuente: Ideam, PNUD, Alcaldía de Bogotá, Gobernación de Cundinamarca, CAR, Corpoguvio, Instituto Alexander von Humboldt, Parques Nacionales Naturales de Colombia, Ministerio Ambiente y Desarrollo Sostenible –MADS, Dirección Nacional de Planeación –DNP. (2014). *Evolución de precipitación y temperatura durante los fenómenos El Niño y La Niña en Bogotá - Cundinamarca (1951-2012): Elementos para la acción institucional* (Plan Regional Integral de Cambio Climático región Bogotá- Cundinamarca; documento de apoyo para la toma de decisiones 2) [Documento en línea]. Recuperado de <http://oab.ambientebogota.gov.co/es/documentacion-e-investigaciones/resultado-busqueda/evolucion-de-precipitacion-y-temperatura-durante-los-fenomenos-el-nino-y-la-nina-en-bogota-cundinamarca-1951-2012>.

Este mismo comportamiento se puede apreciar durante los fenómenos de La Niña registrados entre 1998 y 2001, entre 2007 y 2008, y entre 2010 y 2011 según el Ideam (2014), debido a que este fenómeno se caracteriza por presentar un descenso en la temperatura media del Océano Pacífico y, por tanto, la tendencia que causa en el flux a la baja captura.

Esta variación en el flux de CO<sub>2</sub>, causada por eventos tales como El Niño y La Niña, se explica principalmente si se tiene en cuenta lo propuesto por Wolter y Timlin (1998), quienes desarrollaron el índice MEI (*Multivariate ENSO index*) índice multivariado de oscilación sureña de El Niño, estableciendo que este evento afecta o determina la variación en la presión atmosférica a nivel del mar, de la dirección y la velocidad del viento como componente superficial local y meridional, la TSM, la temperatura ambiente y la nubosidad (Espinosa,2000, citado por Santana, 2001), factores o variables que son determinantes a la hora de establecer el flux de CO<sub>2</sub>, tal como lo indica la *ecuación 4* y autores como Wanninkhof (1992), Stephens et al. (1995) y Else et al. (2008).

La variabilidad en los datos del flux de CO<sub>2</sub> obtenidos mediante la expresión dada en la *ecuación 4*, y que toma su insumo de datos derivados satelitalmente, no es necesariamente exacta para el contexto del Pacífico

colombiano, dado que esta área de estudio presenta una compleja dinámica oceanográfica, según reporte del Ideam (2014), y la influencia determinante del fenómeno de El Niño, más aun cuando la periodicidad de este fenómeno no está bien comprendida aún, pues algunos autores señalan que se presenta entre cada 7 y 11 años, y además engloba la aparición de corrientes marinas cálidas provenientes del Pacífico Sur, según lo reporta Santana (2001).

Es así como durante el periodo cálido de El Niño se presenta una declive en la productividad primaria y la generación de cambios en las masas de agua que, según Friederichet al. (2002) generan un flux dirigido desde la atmósfera hacia el océano, acentuando el rol de esta zona como sumidero de CO<sub>2</sub>, según lo señala Freely et al. (2004, Como el que se observa en la mayor parte de las zona oceánica del Pacífico colombiano entre 2000 y 2011 en la figuras 8 a la 43.

Por otro lado, el análisis desarrollado por Rojas y Pabón (2002) muestra un flux de CO<sub>2</sub> para el Caribe y el Pacífico colombiano entre los años 1998 y 2001 a partir de datos satelitales. Los autores indicaron que el flux de CO<sub>2</sub> se estimó en  $-11,6 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  en promedio para el Pacífico colombiano en el año 2000, lo cual presenta una relación con los datos obtenidos en el presente estudio, pues si se analizan los obtenidos aquí (ver anexo A), se establece que los promedios de los valores del flux para todas la áreas de la ZEE del Pacífico colombiano durante los meses de enero, junio y noviembre fueron de  $-7,97 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ ,  $-9,38 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$  y  $-16,58 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , respectivamente, y, realizando el promedio de este año, sería alrededor de  $-11,31 \text{ mmol}/\text{m}^2/\text{día}$ , evidenciando que la diferencia con respecto a los datos reportados por Rojas y Pabón (2002) es insignificante.

Sin embargo, realizar un promedio de datos del flux sin discriminar las áreas de la ZEE es muy discutible, debido a su heterogeneidad y a la presencia de las variables que afectan el flux de CO<sub>2</sub> anteriormente descritas. La investigación realizada por Rojas y Pabón (2002) tampoco establece una diferenciación entre las zonas donde se desarrolla el flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano, ni realiza una limitación de las áreas costeras, introduciendo un margen de incertidumbre a sus estimaciones debido a la influencia de la actividad biológica originada por las descargas de los ríos provenientes de la plataforma continental.

No obstante, en este estudio, el único disponible para la misma zona de interés que coincide con la de la presente investigación, también muestra la marcada tendencia a categorizar al Pacífico colombiano como un sumidero

de CO<sub>2</sub>, debido a la predominancia de fluxes negativos, e incluso menciona la dificultad de establecer un patrón del flux de CO<sub>2</sub> en el Pacífico colombiano.

Según la información derivada de las figuras 46 a la 57, el análisis de las distribuciones temporales y zonales de los fluxes de CO<sub>2</sub> en la ZEE del Pacífico colombiano, evidencia cómo para el periodo analizado se identificó que la zona oceánica del área de estudio absorbe mayor cantidad de CO<sub>2</sub> en comparación con las zonas costeras. Según Rojas y Pabón (2002) se presentó el mismo comportamiento para la misma área pero en la escala de tiempo 1998 y 2002, e inclusive esta tendencia se manifiesta también en el Caribe colombiano, mostrando una inclinación global generalizada en la que las zonas oceánicas son las que reportan la mayor cantidad de flux negativo de CO<sub>2</sub>, según lo menciona Takahashi et al. (2002).

El flux de CO<sub>2</sub> presentó un comportamiento no uniforme en toda el área de estudio durante el tiempo analizado, debido a que el consumo y la generación de CO<sub>2</sub> no presenta una uniformidad en su distribución, tal como lo indica Nightingale y Liss (2003), sino que este flux se encuentra en permanente cambio en virtud de las variables físicas, químicas y biológicas del océano, generando así diferencias en una escala regional y temporal (Takahashi et al., 2002).

De esta forma, se aprecia que el área de estudio se comportó como un sumidero de CO<sub>2</sub> proveniente de las actividades antropogénicas y los procesos biológicos generados en la plataforma continental, lo que tiene relación con lo reportado por autores tales como Mukhopadhyay, Biswas, De, Sen, y Jama (2002) y Dore, Lukas, Sadlery Karl (2003).

Esta tendencia también se aprecia en otras latitudes del Océano Pacífico, tal como la porción sur de la corriente de California, según las investigaciones realizadas por Takahashi et al. (2007).



## Conclusiones

- Teniendo en cuenta los resultados de las mediciones del flux de  $\text{CO}_2$  para el Pacífico colombiano, durante los años comprendidos entre 2000 y 2011, estos mostraron que la zona en estudio tiene un comportamiento de sumidero, dado el constante flux negativo en la mayor parte de esta; es decir, se da la tendencia a la captura o fijación de  $\text{CO}_2$ , la cual podría llegar a incrementar y acelerar los procesos de acidificación en dicha área. Para establecer su impacto, es preciso realizar a futuro estudios detallados que muestren la contribución de la captura de  $\text{CO}_2$  en el proceso de acidificación en el Pacífico colombiano.
- Al validar los datos del flux de  $\text{CO}_2$ , obtenidos *in situ* y satelitalmente, se encontró una buena relación ( $\text{RSM}=37\%$ , coeficiente de correlación de 0,58) en el periodo seleccionado para el mes de noviembre de 2010, en relación con la validación de los datos de enero del mismo año, lo cual indica la necesidad de realizar una nueva validación que cuente con el mayor número de datos *in situ* posible.
- Si bien la validación de los datos mostró que la aplicación del algoritmo del flux de  $\text{CO}_2$  descrito en la ecuación 4, usando datos satelitales, tiene una tendencia para el Pacífico colombiano a subestimar dichos valores, esta alternativa de estimación se convierte en una herramienta útil para tomar decisiones a la hora de establecer zonas de manejo, dado que mediante la obtención de dichos valores se disminuye el tiempo y los costos asociados a la toma de estos mismos datos de forma experimental, más aun si se tiene en cuenta que el Estado colombiano adolece de políticas ambientales enfocadas al monitoreo de dicho fenómeno, razón por la cual, para nuestro contexto, no existe una disponibilidad logística para realizar dichas campañas.



## Recomendaciones

Una de las principales problemáticas a nivel global en los últimos cincuenta años ha sido el cambio climático y sus repercusiones sobre los ecosistemas y la economía de las naciones. Así, una de las causas y simultáneamente una consecuencia de esta problemática es el aumento en la concentración de CO<sub>2</sub> en los océanos, razón por la cual urge, en el contexto colombiano, incentivar proyectos de investigación relativos al monitoreo del flux del gas. Dichas iniciativas se deben focalizar hacia el estudio local y regional de la variabilidad en las condiciones oceánicas, ausentes en la actualidad en la política y la normativa ambiental de Colombia, con el fin de tener un aproximado de los impactos ecológicos, económicos, políticos y sociales que traería consigo la captura de CO<sub>2</sub> en los mares de la Nación y, a partir de ello, proponer e implementar estrategias, técnicas científicas y políticas encaminadas a la prevención, el control, la mitigación y la compensación de los fluxes negativos de CO<sub>2</sub>.

## Anexo A

Comparación entre el flux real vs. El flux satelital de CO<sub>2</sub>  
(en mmol/m<sup>2</sup>/día) para enero de 2010\*

Enero de 2010			Enero de 2010		
	Flux satelital	Flux real		Flux satelital	Flux real
1	-15,75459627	-11,31431573	24	-30,12245425	-15,5547139
2	-16,51321239	-11,46659039	25	-31,40529548	-15,66349614
3	-17,68500718	-11,80540534	26	-32,32105977	-17,35958377
4	-19,03898956	-12,38104558	27	-33,8799092	-17,6295819
5	-20,79477139	-13,15641069	28	-35,24293872	-16,96811445
6	-23,08125685	-13,93630531	29	-37,36737362	-17,40826802
7	-25,47513242	-14,67012063	30	-40,13534341	-18,79909624
8	-29,28427679	-14,06992962	31	-42,32954881	-18,36781162
9	-29,40432192	-10,47733119	32	-43,02261178	-10,14572745
10	-16,01469445	-19,94519081	33	-15,5708127	-10,52511156
11	-30,85792808	-6,821389125	34	-15,95289225	-11,29318059
12	-13,02314493	-5,036791279	35	-17,08159949	-11,89286089
13	-12,3486769	-6,067656731	36	-18,36648075	-13,022705
14	-14,01291853	-8,078541353	37	-19,79912456	-13,86435876
15	-15,2580079	-8,984212043	38	-26,75685893	-16,08685189
16	-23,84814931	-11,28177845	39	-12,71037794	-3,420029999
17	-25,05491138	-11,95714526	40	-10,40936909	-6,352685949
18	-25,81000613	-12,7964123	41	-11,53470643	-5,057764942
19	-26,79596822	-12,68836747	42	-13,56801614	-6,053071542
20	-27,5027191	-13,16222656	43	-16,00946262	-6,999214762
21	-28,31224905	-14,40375903	44	-17,53206485	-7,804060934
22	-29,22083223	-14,89559025	45	-19,38179706	-9,377822519
23	-29,53195729	-16,08310028	46	-20,63142014	-10,81310168

Enero de 2010		
	Flux satelital	Flux real
47	-22,1695831	-11,536078
48	-23,8811671	-11,35952239
49	-24,82161092	-11,22396236
50	-25,03420878	-11,83434991
51	-26,01464329	-12,42919933
52	-26,42059072	-12,02380591
53	-27,11145865	-11,51293311
54	-27,42258435	-12,34548348
55	-27,77193872	-12,76735884
56	-27,92930983	-13,811917
57	-28,79002894	-14,4298982
58	-29,0590134	-14,3574973
59	-29,86636874	-14,29172337
60	-31,37692936	-14,53193789
61	-31,95271336	-15,11667683
62	-33,5585539	-15,20303067
63	-35,64880472	-14,68476653
64	-36,89886486	-16,10619979
65	-36,9407641	-15,93924655
66	-14,9540191	-10,10876904
67	-15,52629457	-10,68036609
68	-15,91721678	-11,27970915
69	-17,14111633	-11,71389349
70	-18,35817665	-12,30087047
71	-19,65060618	-13,56393666
72	-21,52759523	-14,4409375
73	-24,2911979	-14,68864858
74	-25,16896879	-14,23967742
75	-23,39786315	-12,00219806
76	-21,36725891	-10,23557359
77	-22,75644042	-14,42117846
78	-1,775147282	-2,667956095
79	-9,241288699	-7,526549308
80	-10,40499431	-6,729703643
81	-12,6015314	-6,311180157
82	-15,3662289	-7,195755095

Enero de 2010		
	Flux satelital	Flux real
83	-17,78926583	-7,891353032
84	-19,8124123	-10,11378806
85	-21,25609813	-10,39017858
86	-22,98888354	-10,56877644
87	-24,07321805	-10,61460772
88	-24,60322256	-10,17627413
89	-25,54949971	-10,05210501
90	-26,05329568	-11,30121364
91	-27,01084249	-10,27669031
92	-27,38538164	-11,38909524
93	-27,62754074	-11,64611788
94	-28,04464647	-12,82152684
95	-28,36383667	-14,10042885
96	-29,0469895	-13,5682588
97	-29,88353896	-13,05422559
98	-30,58743742	-13,0777266
99	-31,73849237	-12,40611424
100	-33,0647311	-12,42018488
101	-35,07145718	-12,02275814
102	-35,88132876	-12,81528773
103	-35,26110325	-12,67202464
104	-14,07360615	-10,00391478
105	-14,13778225	-10,16267584
106	-14,44943135	-10,56053163
107	-15,27671796	-11,24364959
108	-15,82099656	-12,64304494

Fuente: \*Para la presentecomparación se analizaron en total 1545 datos; en este anexo se presenta una muestra de ellos.

## Anexo B

Comparación del flux real vs. el flux satelital de CO<sub>2</sub>  
(en mmol/m<sup>2</sup>/día) para noviembre de 2010

Noviembre de 2010			Noviembre de 2010		
	Flux satelital	Flux real		Flux satelital	Flux real
1	-7,229613688	-5,314920216	26	-17,77144364	-8,15469578
2	-7,6003661	-5,386451512	27	-18,49378461	-8,281527889
3	-7,772755887	-5,545610444	28	-20,04302873	-7,970802361
4	-8,102351536	-5,816018488	29	-19,86413358	-8,177565295
5	-8,819375338	-6,180247646	30	-20,01273082	-8,830909358
6	-9,793746097	-6,546604551	31	-6,828017117	-8,628312629
7	-11,348835	-6,89131562	32	-7,331413019	-4,765973763
8	-14,36012511	-6,609374808	33	-7,865782509	-4,944190134
9	-11,77812398	-4,921745218	34	-9,070394953	-5,304991946
10	-16,0139143	-9,369289348	35	-9,245930139	-5,586692847
11	-7,027423589	-3,204359842	36	-10,06274294	-6,117439155
12	-7,940046512	-2,366041786	37	-10,94691413	-6,51280753
13	-8,030591048	-2,850292691	38	-5,76042419	-7,556827684
14	-8,618007982	-3,794909368	39	-6,49326212	-1,606565259
15	-7,664883483	-4,220349807	40	-7,234674766	-2,98418568
16	-10,15331378	-5,29963577	41	-7,369290879	-2,375894201
17	-10,50173332	-5,616890548	42	-8,084784247	-2,843441272
18	-10,72147156	-6,01113775	43	-8,172168366	-3,287893755
19	-10,92230101	-5,960383497	44	-8,383005712	-3,665971696
20	-11,32399649	-6,182979661	45	-8,356435149	-4,405249038
21	-12,22626153	-6,766191776	46	-7,703853782	-5,079474012
22	-14,85103455	-6,99723038	47	-8,039583674	-5,419093442
23	-16,25344629	-7,555065359	48	-9,495561425	-5,336156127
24	-17,19942225	-7,306854904	49	-10,53456133	-5,272476559
25	-18,86839346	-7,357955556	50	-9,68693663	-5,55920721

Noviembre de 2010		
	Flux satelital	Flux real
51	-11,35879056	-5,838638799
52	-10,47786641	-5,64820451
53	-11,46549934	-5,408221088
54	-13,54449979	-5,799313125
55	-14,74275962	-5,997489839
56	-15,43070394	-6,488172916
57	-15,7510879	-6,7784707
58	-15,46580095	-6,744460245
59	-16,38749162	-6,713562824
60	-16,24191212	-6,826404028
61	-14,52095006	-7,101086201
62	-14,68478782	-7,141651073
63	-6,846621691	-6,898195558
64	-7,350094026	-7,565916393
65	-7,484921483	-7,487489806
66	-8,591306375	-4,748612486
67	-9,310923777	-5,017121231
68	-9,728067421	-5,298663714
69	-10,0879624	-5,502622591
70	-11,10116583	-5,778356086
71	-11,71345689	-6,371683705
72	-11,09440609	-6,783656431
73	-9,857636822	-6,900019156
74	-10,29976067	-6,689114143
75	-4,166152871	-5,638054181
76	-5,808585753	-4,808179151
77	-6,8582084	-6,774374587
78	-6,902656959	-1,253277186
79	-7,543864199	-3,535610109
80	-7,1445749	-3,161290421
81	-7,948525107	-2,964688259

Noviembre de 2010		
	Flux satelital	Flux real
82	-6,784919478	-3,380218931
83	-6,908236071	-3,706977316
84	-7,929713238	-4,750970177
85	-9,180818493	-4,880805126
86	-9,40883224	-4,964701788
87	-8,846649986	-4,986231115
88	-10,17506607	-4,780323122
89	-11,50913366	-4,721994456
90	-12,3171067	-5,308765485
91	-12,64766516	-4,827493804
92	-13,79010205	-5,350048026
93	-15,64586896	-5,470784877
94	-15,10106803	-6,022935352
95	-14,11535225	-6,623701878
96	-13,67195226	-6,373714035
97	-13,98677085	-6,132246008
98	-13,49418425	-6,143285652
99	-8,342653765	-5,827794537
100	-8,41571761	-5,834404241
101	-9,107649697	-5,647712314
102	-10,0729563	-6,02000452
103	-11,16461331	-5,952706426
104	-11,32339468	-4,699357006
105	-11,98386081	-4,773935299
106	-12,64774576	-4,960828775
107	-12,10818957	-5,281724671
108	-10,35480498	-5,939093159

Fuente: \*Para la presente comparación se analizaron en total 1590 datos; en este anexo se presenta una muestra de ellos.

## Anexo C

### Valores promedio del flux de CO<sub>2</sub> en función de la ZEE del Pacífico colombiano entre los años 2000 y 2011

Promedio del flux de CO <sub>2</sub> en mmol/m <sup>2</sup> /mes													
Enero entre los años 2000 y 2011													
	ENECL_2000	ENECL_2001	ENECL_2002	ENECL_2003	ENECL_2004	ENECL_2005	ENECL_2006	ENECL_2007	ENECL_2008	ENECL_2009	ENECL_2010	ENECL_2011	
Flux CO <sub>2</sub>	-7,803201369	-18,37045031	-13,57329517	-8,865531632	-10,43786603	-9,315056067	-9,22733563	-6,873321028	-7,059849854	-5,695282857	-6,622238419	-15,03275878	
Flux CO <sub>2</sub>	-7,542634194	-16,05199352	-10,17595061	-9,003669972	-7,839115314	-11,99047766	-10,23668873	-8,968028803	-8,369973772	-6,194446241	-7,685044457	-14,71993205	
Flux CO <sub>2</sub>	-4,37286258	-12,50492997	-6,037607465	-4,043163079	-3,799332688	-18,5852656	-4,294760403	-3,699282237	-7,245921482	-3,879853036	-4,751732084	-12,80110181	
Flux CO <sub>2</sub>	-8,026591887	-12,51653646	-6,803972869	-9,937380126	-7,154515878	-12,08169982	-8,047737982	-10,08582426	-8,962412553	-5,570877287	-6,868483035	-13,64286941	
Flux CO <sub>2</sub>	-10,74856397	-19,09066742	-14,22774952	-13,052320089	-12,51545177	-10,54455256	-12,42461737	-10,20384124	-9,882073393	-7,293382479	-9,061632472	-13,89590459	
Flux CO <sub>2</sub>	-9,3559243512	-18,82480671	-13,05059242	-10,45472977	-10,11945106	-13,40252872	-12,29938459	-9,466586456	-9,933193037	-6,498824124	-8,300362797	-15,05885333	

Promedio del flux de CO <sub>2</sub> en mmol/m <sup>2</sup> /mes												
Junio entre los años 2000 y 2010												
	JUNCL_2000	JUNCL_2001	JUNCL_2002	JUNCL_2003	JUNCL_2004	JUNCL_2005	JUNCL_2006	JUNCL_2007	JUNCL_2008	JUNCL_2009	JUNCL_2010	JUNCL_2011
Flux CO <sub>2</sub>	-4,956065368	-18,54598156	-14,27067738	-11,28665974	-13,1584903	-15,19838488	-9,899114672	-10,38371777	-13,75343552	-39,36946858	-40,05927418	-18,5785043
Flux CO <sub>2</sub>	-13,28520157	-15,12496718	-16,7089572	-16,656001855	-17,46948109	-21,03054854	-13,3582072	-15,43058284	-14,30417067	-31,25285545	-35,3081288	-35,3081288
Flux CO <sub>2</sub>	-3,596256031	-11,87107478	-7,178645199	-5,485413158	-5,98180902	-7,592664379	-4,142595184	-13,3240085	-9,208517325	-25,95515351	-25,34594742	-12,06741749
Flux CO <sub>2</sub>	-8,766073457	-11,03389993	-12,40788325	-11,49782781	-15,0328006	-7,341972365	-7,341972365	-12,42704823	-7,934308682	-22,46996184	-30,11416188	-14,09973762
Flux CO <sub>2</sub>	-10,68809844	-16,8002086	-18,42384788	-17,96167627	-19,17599787	-19,74883965	-15,91865961	-13,1555221	-18,85128069	-41,13466849	-39,3727973	-19,2022377
Flux CO <sub>2</sub>	-15,01332992	-16,80242767	-17,43630571	-17,41879476	-18,86329735	-22,52810284	-16,32761348	-17,16248827	-20,18811807	-38,03903453	-43,36815334	-20,94772034
Noviembre entre los años 2000 y 2010												
	NOVCL_2000	NOVCL_2001	NOVCL_2002	NOVCL_2003	NOVCL_2004	NOVCL_2005	NOVCL_2006	NOVCL_2007	NOVCL_2008	NOVCL_2009	NOVCL_2010	NOVCL_2011
Flux CO <sub>2</sub>	-16,47255832	-14,38355499	-14,88937105	-16,25436506	-16,00010219	-16,90204222	-19,05782031	-19,26515364	-18,47072	-15,81247007	-20,02754196	-17,144977
Flux CO <sub>2</sub>	-17,15190642	-12,20410754	-12,38487829	-13,3189611	-13,78141413	-14,33121994	-18,13154713	-17,72673125	-16,84398599	-15,50589407	-20,84043111	-18,19420805

Promedio del flux de CO <sub>2</sub> en mmol/m <sup>2</sup> /mes												
Flux CO <sub>2</sub>	-15,02095759	-6,741117915	-6,762219806	-12,12705245	-10,02309554	-14,42284636	-12,91594916	-15,31636303	-13,69740765	-12,54050631	-20,24828284	-13,22585803
	NOVN2_2000	NOVN2_2001	NOVN2_2002	NOVN2_2003	NOVN2_2004	NOVN2_2005	NOVN2_2006	NOVN2_2007	NOVN2_2008	NOVN2_2009	NOVN2_2010	NOVN2_2011
Flux CO <sub>2</sub>	-15,17271491	-6,9592985977	-7,336307069	-11,36077537	-10,82938894	-13,22926188	-16,30135362	-16,94480834	-14,795161083	-13,778122742	-22,64050888	-16,67602902
	NOVS1_2000	NOVS1_2001	NOVS1_2002	NOVS1_2003	NOVS1_2004	NOVS1_2005	NOVS1_2006	NOVS1_2007	NOVS1_2008	NOVS1_2009	NOVS1_2010	NOVS1_2011
Flux CO <sub>2</sub>	-17,83255352	-17,98257273	-17,64951506	-16,26767455	-16,34491501	-14,98673619	-19,59691351	-17,62901655	-17,891433	-15,95174551	-18,98481355	-17,53586014
	NOVS2_2000	NOVS2_2001	NOVS2_2002	NOVS2_2003	NOVS2_2004	NOVS2_2005	NOVS2_2006	NOVS2_2007	NOVS2_2008	NOVS2_2009	NOVS2_2010	NOVS2_2011
Flux CO <sub>2</sub>	-17,83255352	-17,98257273	-17,64951506	-16,26767455	-16,34491501	-14,98673619	-19,59691351	-17,62901655	-17,891433	-15,95174551	-18,98481355	-17,53586014



## Anexo D

Resultados del ANOVA mediante SAS v8 para el año 2010, en los meses de enero, junio y noviembre.

Información de nivel de clase		
Clase	Niveles	Valores
mes	3	Ene/jun/nov

Número de observaciones leídas	18
Número de observaciones usadas	18

Fuente	DF	Suma de cuadrados	Cuadrado de la media	F-Valor	Pr > F
Modelo	2	2421.230877	1210.615438	72.51	<.0001
Error	15	250.439248	16.695950		
Total corregido	17	2671.670124			

R-cuadrado	Coef. Var.	Raíz MSE	CO <sub>2</sub> Media
0.906261	-19.42771	4.086068	-21.03216

Fuente	DF	Tipo I SS	Cuadrado de la media	F-Valor	Pr > F
mes	2	2421.230877	1210.615438	72.51	<.0001

Fuente	DF	Tipo III SS	Cuadrado de la media	F-Valor	Pr > F
mes	2	2421.230877	1210.615438	72.51	<.0001

Alpha	0.05
Error Degrees of Freedom	15
Error de cuadrado medio	16.69595
Valor crítico de t	2.13145
Diferencia menos significativa	5.0283

Medias con la misma letra no son significativamente diferentes			
t Agrupamiento	Media	N	mes
A	-7.215	6	Ene

Medias con la misma letra no son significativamente diferentes			
t Agrupamiento	Media	N	mes
B	-20.287	6	Nov
C	-35.595	6	Jun



## Bibliografía

- Argote, K., Reymondin, L. y Arvis, A. (junio, 2011). Uso de datos MODIS en el monitoreo de cambios en la cobertura vegetal. Caso de estudio: la Amazonia, Brasil. *Memorias de la II Reunión del comité técnico subregional del proyecto Análisis de las dinámicas de cambio de cobertura de la tierra*. Bogotá, D. C., Colombia.
- Barreto, C. G., Borda, C. A. y Álvarez, R. (julio-diciembre, 2014). Análisis bioeconómico de las pesquerías de camarón blanco del Pacífico colombiano. *Luna Azul*, (39). Recuperado de [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1909-24742014000200010](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1909-24742014000200010)
- Benavidez, H. O. y Rocha, C. E. (2012). *Indicadores que manifiestan cambios en el sistema climático de Colombia: Años y décadas más calientes y las más y menos lluviosas* (Nota Técnica: Ideam-meteo/001-292). [Documento en línea] Recuperado de <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21138/Indicadores+de+cambio+climatico+en+el+pa%C3%ADs.pdf/5ac540b8-e3f7-4076-91fe-d876f31101f9>
- Brown, O.B. y Minnett, P.J. (1999). *MODIS infrared sea surface temperature algorithm: Algorithm theoretical Basis* (versión 2.0) [documento en línea]. Recuperado de [http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod25.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf)
- Bubnov, V. A. (1990). Circulación de las aguas de la zona ecuatorial del océano mundial. *Hidrometeoizdat*, 190, 200-278.
- Buddemeier, R.W., Kleypas, J.A. y Aronson, R.B. (2004). *Coral reefs and global climate change: Potential contributions of climate change to stresses on coral reef ecosystems*. Arlington: Pew Center on Climate Change. Versión en línea disponible en [http://www.c2es.org/docUploads/Coral\\_Reefs.pdf](http://www.c2es.org/docUploads/Coral_Reefs.pdf)
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J. y Bailey, P.K. (Mayo, 2010). The sedimentary architecture of outburst flood eskers: A comparison of ground penetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Skeiðarárjökull, Iceland. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10), 1637-1645. doi: 10.1130/B30008.1
- Caldeira, K., y Wickett, M.E. (septiembre, 2005). Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 110, 1435-1455. doi: 10.1029/2004JC002671
- Cantera, J.R. (1993). Océanografía. En P. Leyva (Ed), *Colombia: Pacífico, Tomo I*. (pp. 396). Bogotá, D. C.: Fondo para la Protección del Medio Ambiente "José Celestino Mutis".
- Carder, K.L., Chen, F., Lee, A., Hawes, S. y Cannizzaro, J.P. (2003). *MODIS Ocean Science Team: Algorithm Theoretical Basis Document, ATBD 19, Case 2 Chlorophyll a, Version 7, 30 January 2003* [documento en línea]. Recuperado de [http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd\\_mod19.pdf](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod19.pdf)
- Centro de Control Contaminación del Pacífico-CCCP. (2002). *Compilación oceanográfica de la cuenca pacífica colombiana* [documento en línea]. Recuperado de [file:///C:/Users/juan/Desktop/2002\\_958-33-3869-9.pdf](file:///C:/Users/juan/Desktop/2002_958-33-3869-9.pdf)

- Chávez, F. y Takahashi, T. (2007). Coastal oceans. En *The first state of the carbon cycle report (SOCCR): North American carbon budget and implications for the global carbon cycle* (pp. 83-92). Silver Spring, MD: National Ocean and Atmospheric Administration, Climate Program Office.
- Clarke, H.R. y Gorley, R.N. (2006). *PRIMER v6: User Manual/tutorial*. Plymouth: PRIMER-E.
- Coronado, K. V., Selvaraj, J.J. y Guzmán, A.I. (2012). Efecto del fenómeno El Niño en la productividad primaria en el Pacífico colombiano. *Acta Agronómica*, 61 (5), 7-8.
- Doney, S.C., Mahowald, N., Lima, I., Feely, R.A., Mackenzie, F.T., Lamarque, J.-F. y Rasch, P.J. (Septiembre, 2007) The impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America -PNAS*, 104 (37), 14580-14585. doi:10.1073/pnas.0702218104.
- Dore, J.E., Lukas, R., Sadler, D.W. y Karl, D.M. (Agosto, 2003). Climate-driven changes to the atmospheric CO<sub>2</sub> sink in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature*, 424, 754-757.
- Else, B., Yackel, J. y Papakryakou, T. (Septiembre, 2008). Application of satellite remote sensing techniques for estimating air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in Hudson Bay, Canada during the ice-free Season. *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3550-3562. doi: 10.1016/j.rse.2008.04.013
- Emerson, S. y Hedges, J. (2008). *Chemical oceanography and the marine carbon cycle*. Cambridge: EE.UU.
- Eplee, R.E., Robinson, W. D., Bailey, S. W., Clark, D. K., Werdell, P. J., Wang, M., Barnes, R. A. y McClain, C. R. (Diciembre, 2001). Calibration of SeaWiFS: II. Vicarious techniques. *Applied Optics*, 40 (36), 6701- 6718.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V.J. y Millero, F.J. (julio, 2004). Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science*, 305 (5682), 362-366. doi: 10.1126/science.1097329
- Fine, M. y Tchernov, D. (Marzo, 2007). Scleractinian Coral Species Survive and recover from de calcification. *Science*, 315(5820), 1811. doi: 10.1126/science.1137094. Versión en línea disponible en [https://www.researchgate.net/publication/51379157\\_Scleractinian\\_Coral\\_Species\\_Survive\\_and\\_Recover\\_from\\_Decalcification](https://www.researchgate.net/publication/51379157_Scleractinian_Coral_Species_Survive_and_Recover_from_Decalcification)
- Fisher, K.S., Beitler, C., Reuter, C. y Searcy K. (2005). *Integrating MEA regeneration with CO<sub>2</sub> compression and peaking to reduce CO<sub>2</sub> capture cost* (Final report DE-FG02-04ER84111 to U.S. Department of Energy National Energy Technology Laboratory). Austin, TX: Trimeric Corporation.
- François, J. (coord.). (2011). *Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio* (1ª Ed.). México, D. F.: Semarnat, INE, Unam, CIGA.
- Friederich, G.E., Ledesma, J., Ulloa, O. y Chávez, F. (Octubre-diciembre, 2008). Air-sea carbon dioxide fluxes in the coastal southeastern tropical Pacific. *Program Océanographic*, 79 (2-4), 156-166. doi:10.1016/j.pocean.2008.10.001
- Friederich, G. E., Walz, P. M., Burczynski, M. G. y Chávez, F. P. (Julio-septiembre, 2002). Inorganic carbon in the central California upwelling system during the 1997-1999 El Niño-La Niña events. *Program Océanographic*, 54(2-4), 185-203. doi:10.1016/S0079-6611(02)00049-6

- García, J. y Porras, A.M. (1998). *Diseño estadístico de experimentos: Análisis de la varianza*. Bogotá, D. C.: Grupo Editorial Universitario, Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá.
- García, H. (2012). *Beneficios de reservas marinas para Colombia*. Bogotá, D. C.: Fedesarrollo.
- Gattuso, J.P., Frankignoulle, M. y Wollast, R. (Noviembre, 1998) Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review Ecology and Systematic*, 29, 405-434. doi: 10.1146/annurev.ecolsys.29.1.405.
- Gazeau, F., Quiblier, C., Jansen, J. M., Gattuso, J.-P., Middelburg, J. J., y Heip, C. H. R. (Abril, 2007). Impact of elevated CO<sub>2</sub> on shellfish calcification. *Geophysical Research Letters*, 34(7), doi:10.1029/2006GL028554. Versión en línea disponible en <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2006GL028554/abstract>
- Gregg, W. y Casey, N. (2004). Global and regional evaluation of the SeaWiFS data set. *Remote sensing of environment*, 93(4), 463-479. doi: 10.1016/j.rse.2003.12.012
- Gruber, N. (mayo, 2011). Warming up, turning sour, losing breath: Ocean biogeochemistry under global change. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 369 (1943), 1980-1996. doi: 10.1098/rsta.2011.0003.
- Gruber, N. y Sarmiento, J.L. (2002). En A. R. Robinson, J. J. McCarthy y B. J. Rothschild (Eds.), *The Sea: Biological-physical Interactions in the ocean*, Vol. 12. (pp. 337-399). New York: Wiley and Sons.
- Guinotte, J.M., Orr, J., Cairns, S., Freiwald, A., Morgan, L. y George, R. (Abril, 2007). Will human-induced changes in seawater chemistry alter the distribution of deep-sea scleractinian corals frontiers. *Ecology and the Environment*, 4(3), 141-146. doi: 10.1890/1540-9295(2006)004[0141:WHCISC]2.0.CO;2
- Hendriks, I.E., Duarte C.M. y Álvarez, M. (Enero, 2010). Vulnerability of marine biodiversity to ocean acidification: A meta-analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 86(2), 157-164. doi: 10.1016/j.ecss.2009.11.022
- Hoegh-Guldberg, O. (2005). Low Coral Cover in a High CO<sub>2</sub> world. *Journal of Geophysical Research*, 110, 114-127. doi: 10.1029/2004JC002528,
- Hood, E.M., Merlivat, L. y Johannessen, T. (Septiembre, 1999). Variations off CO<sub>2</sub> and air sea flux of CO<sub>2</sub> in the Greenland Sea gyre using high-frequency time series data from CAROCA drift buoys. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9), 20571-20583.
- Ideam, PNUD, Alcaldía de Bogotá, Gobernación de Cundinamarca, CAR, Corpogavio, Instituto Alexander von Humboldt, Parques Nacionales Naturales de Colombia, Ministerio Ambiente y Desarrollo Sostenible -MADS, Dirección Nacional de Planeación -DNP. (2014). *Evolución de precipitación y temperatura durante los fenómenos El Niño y La Niña en Bogotá - Cundinamarca (1951-2012): Elementos para la acción institucional* (Plan Regional Integral de Cambio Climático región Bogotá-Cundinamarca; documento de apoyo para la toma de decisiones 2) [Documento en línea]. Recuperado de <http://oab.ambientebogota.gov.co/es/documentacion-e-investigaciones/resultado-busqueda/evolucion-de-precipitacion-y-temperatura-durante-los-fenomenos-el-nino-y-la-nina-en-bogota-cundinamarca-1951-2012>.
- Jähne, B., Heinz, G. y Dietrich, W. (Septiembre, 1987). Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C10), 767-776.

- Jensen, J. R. (2005). *Digital image processing: A remote sensing perspective* (3<sup>a</sup> Ed.). New Jersey: Prentice Hall.
- Jensen, J. R. (2007). *Remote sensing of the environment: An Earth resource perspective* (2<sup>a</sup> Ed.). New Jersey: Prentice Hall.
- Ledwell, J.R. (1984). The variation of gas transfer coefficient with molecular diffusivity. En W. Brutsaert y G.H. Jirka (Eds.), *Gas transfer at water Surfaces*—Series: Water Science and Technology Library, Vol. 2—(pp. 293-302). Dordrecht: Springer Netherlands. doi 10.1007/978-94-017-1660-4\_27
- Lefèvre, N. y Taylor, A. (2002). Estimating pCO<sub>2</sub> from sea surface temperatures in the Atlantic Gyres. *Deep Sea Research*, 1(49), 539-554.
- Loyola, E., Castillo, C., Nájera, P., Vidaurre, M., Mojica, D. y Martínez, R. (Diciembre, 2002). Los sistemas de información geográfica como herramienta para monitorear las desigualdades de salud. *Revista Panamericana de Salud Pública*, 12 (6), 415-428.
- Madrid, J., Ruiz, A. y Rosado, I. (1998). Peces de la plataforma continental de Michoacán y sus relaciones regionales en el Pacífico mexicano. *Biología Tropical*, 46(2), 267-276.
- Millero, F.J. (Febrero, 2007) The marine inorganic carbon cycle. *Chemical Reviews*, 107 (2), 308-341. doi: 10.1021/cr0503557
- Morse, J.W., Andersson, A.J. y Mackenzie, F.T. (Diciembre, 2006). Initial responses of carbonate-rich shelf sediments to rising atmospheric pCO<sub>2</sub> and “ocean acidification”: Role of high Mg-calcites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23), 5814-5830. Doi: 10.1016/j.gca.2006.08.017
- Mukhopadhyay, S.K., Biswas, H., De, T.K., Sen, S. y Jama, T.K. (Agosto, 2002). Seasonal effects on the air-water carbon dioxide in the Hooghly estuary, NE coast of Bay of Bengal, India. *Journal of Environmental Monitoring*, 4 (4), 595-555.
- Murray, J.W., Barber, R.T., Roman, M., Bacon, M. y Feely, R.A. (1994). Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Science*, 266(5182), 58-65.
- Nelson, N. B., Bates, N., Siegel, D. A. y Michaels, A. F. (2001). Spatial variability of the CO<sub>2</sub> sink in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research*, 48(8-9), 1801-1821. doi: 10.1016/S0967-0645(00)00162-4.
- Nightingale, P. D. y Liss, P. S. (2003). Gases in Seawater. En: H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *The oceans and marine geochemistry*, Vol. 6 (pp. 49-81).
- Olsen, A., Triñanes, J. A. y Wanninkhof, R. (Febrero, 2004). Sea-air flux of CO<sub>2</sub> in the Caribbean Sea estimated using *in situ* and remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 89 (3), 309-325. doi: 10.1016/j.rse.2003.10.011
- Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Feely, R.A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Key, R.M., Lindsay, K., Maier-Reimer, E., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R.G., Plattner, G.K., Rodgers, K.B., Sabine, C.L., Sarmiento, J.L., Schlitzer, R., Slater, R.D., Totterdell, I.J., Weirig, M. F., Yamanaka, Y. y Yool, A. (Septiembre, 2005). Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437, 681-686. doi:10.1038/nature04095
- Padin, X.A., Navarro, G., Gilcoto, M., Ríos, F. A. y Pérez, F.F. (Enero, 2009). Estimation of air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the Bay of Biscay based on empirical relationships and remotely sensed observations. *Journal of Marine Systems*. 75(1-2), 280-289. doi:10.1016/j.jmarsys.2008.10.008

- Pariona, E., Eche. C., Martín, J., Carrillo, F. y Rojas, J. (Marzo, 2002). Software de procesamiento de imágenes del sensor AVHRR de la serie de satélites NOAA. *Electrónica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos*, (8), 33-40.
- Peng, T. H. (Septiembre, 1990). Oceanic CO<sub>2</sub> uptake and future atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. En J. S. Gulliver y J. P. Holland (Presidencia), *Second International Symposium on Gas Transfer at Water Surfaces*, simposio del Oak Ridge National Laboratory, llevado a cabo en Minneapolis, MN, EE. UU.
- Pennington, J.T., Friederich, G.E., Castro, C.G., Collins, C.A., Evans, W.W. y Chávez, F. P. (2010). The Northern and Central California Coastal upwelling system (capítulo 2 "Eastern boundary current system"). En K.-K. Liu, L. Atkinson, R. Quiñones y Talaue-McManus (Eds.), *Carbon and nutrient fluxes in continental margins: Global change—Series IGBP*, No. 25— (pp. 29-44). Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. doi: 10.1007/978-3-540-92735\_1
- Schubert, P., Eklundh, L., Lund, M. y Nilsson, M. (Junio, 2010). Estimating northern peatland CO<sub>2</sub>. *Remote Sensing of Environment*, 114(6), 1178-1189. doi:10.1016/j.rse.2010.01.005
- Prahl, H. von, Cantera, J. R. y Contreras, R. (1990). *Manglares y hombres del Pacífico colombiano*. Bogotá, D. C.: Fonde / FEN / Colciencias
- Richards, J. A. y Jia, X. (2006). *Remote sensing digital image analysis: An introduction* (4ª Ed.). Berlín: Springer.
- Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B., Tortell, P. D., Zeebe, R. E. y Morel, F. M. (Septiembre, 2000). Reduced calcification in marine plankton in response to increased atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 407, 634-637.
- Rojas, P.J. y Pabón, J.D. (Marzo, 2002). Fluxes de dióxido de carbono entre el océano y la atmósfera en las áreas marítimas colombianas durante el periodo 1998-2001. *Meteorología Colombiana*, 5, 139-145.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T. y Ríos, A. F. (Julio, 2004). The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*, 305 (5682), 367-371. doi: 10.1126/science.1097403
- Santana, H. (2001). Estructura de la comunidad de pelágicos mayores capturados con palangre en el Pacífico mexicano (1983-1996) y su relación con la temperatura superficial del mar (Tesis doctoral). Universidad de Colima, México.
- Stephens, M. P., Samuels, G., Olson, D. B., Fine, R. A. y Takahashi, T. (Julio, 1995). Sea-air flux of CO<sub>2</sub> in the North Pacific using shipboard and satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C7), 13, 571-13,583. doi: 10.1029/95JC00901
- Takahashi, T., Sutherland, S.C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R.A., Chipman, D.W., Hales, B., Friederich, G., Chávez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D.C., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Kortzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T.S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C.S., Delille, B., Bates, N.R. y Baar, H.J. de (Abril, 2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research*, 56 (8-10), 554-577. doi:10.1016/j.dsr.2008.12.009



- Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J.G., Chipman, D.W. y Sutherland, S.C (Diciembre, 1993). Seasonal variation of CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*, 7 (4), 843–878. doi: 10.1029/93GB02263
- Takahashi, T., Sutherland, S.C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzler, N., Tillbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Freely, R., Sabine, C., Olafsson, J. y Nojiri, Y. (2002). Global sea air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub> and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research*, 49 (9-10), 1601-1622. doi:10.1016/S0967-0645(02)00003-6
- Teng, H., Masutani, C.M., Kinoshita I. y Nihous, G.C. (Junio-agosto, 1996). Solubility of CO<sub>2</sub> in the ocean and its effect on CO<sub>2</sub> dissolution. *Energy Conversion and Management*, 37 (6-8), 1029-1038. doi:10.1016/0196-8904(95)00294-4
- Thiébaux, H. J. (1994). *Statistical data analysis for ocean and atmospheric sciences*. San Diego, CA, EE. UU. / Londres: Academic Press.
- Torres, R., Turner, D.R., Rutllant, J. y Lefèvre N. (Octubre, 2003). Continued CO<sub>2</sub> outgassing in an upwelling area off northern Chile during the development phase of El Niño 1997-1998. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), 116-131. doi:10.1029/2000JC000569
- Wang, M., Tang, J., Shi, W. (Marzo, 2007). MODIS-derived ocean color product along the China east coastal region. *Geophysical Research Letters*, 34 (6), 456-471. doi: 10.1029/2006GL028599.
- Wanninkhof, R. (Mayo, 1992). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97 (C5), 7373-7382. doi: 0.1029/92JC00188.
- Wanninkhof, R. (Junio, 2014). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnology and Oceanography*, 12 (6), 351–362. doi: 10.4319/lom.2014.12.351
- Watson, S. R., Fennie, C. y Lasky, L. A. (Enero, 1991). Neutrophil influx into an inflammatory site inhibited by a soluble homing receptor-IgG chimera. *Nature*, 349, 164-167. doi:10.1038/349164a0.
- Weiss, R. F. (Abril, 1971). Solubility of helium and neon in water and seawater. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 16 (2), 235-241. doi:10.1021/jc60049a019.
- Wofsy, S.C. y Harriss, R.C. (2001). *The North American Carbon Program Plan (NACP): A Report of the Committee of the U.S. Carbon Cycle Science Steering Group*. Washington, D. C.: U. S. Change Global Research Program.
- Wolter, K. y Timlin, M.S. (Septiembre, 1998). Measuring the strength of ENSO events: How does 1997/98 rank. *Weather*, 53(9), 315-323. doi:10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x

## Lista de tablas

Tabla 1.	Reservas globales de carbono	20
Tabla 2.	Características del sensor MODIS	28
Tabla 3.	Área de las zonas que conforman la ZEE del Pacífico colombiano	33
Tabla 4.	Coefficientes de ecuación tercer orden para el cálculo del número de Schmidt	35
Tabla 5.	Coefficientes de la ecuación tercer orden para el cálculo del número de Schmidt, según Wanninkhof (2014)	36
Tabla 6.	Solubilidad del CO <sub>2</sub> en agua de mar	37
Tabla 7.	Coefficientes estacionales para el cálculo de la presión parcial del CO <sub>2</sub> en agua de mar a partir de la TSM	38
Tabla 8.	Variables vs. instrumentos de medición in situ	40
Tabla 9.	Comparación de la captura de CO <sub>2</sub> entre años	87
Tabla 10.	Comparación del promedio de CO <sub>2</sub> entre los meses evaluados por año	88

## Lista de figuras

Figura 1.	Proceso de acidificación de los océanos por CO <sub>2</sub> .	17
Figura 2.	Ciclo global del carbono.	19
Figura 3.	Estado de saturación de aragonito de los océanos vs. Crecimiento de los corales.	21
Figura 4.	Área de estudio: Pacífico colombiano	31
Figura 5.	Zona de Exclusividad Económica del Pacífico colombiano.	32
Figura 6.	Datos in situ disponibles en (LDEO) DatabaseV2013 para el Pacífico Colombiano.	40
Figura 7.	Metodología para la elaboración de mapas del flux de CO <sub>2</sub> en el Pacífico colombiano	41
Figura 8.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2000.	46
Figura 9.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2001.	47
Figura 10.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2002.	47
Figura 11.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2003.	48
Figura 12.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2004.	49
Figura 13.	Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2005.	50

Figura 14. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2006.	50
Figura 15. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2007.	51
Figura 16. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2008.	52
Figura 17. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2009.	53
Figura 18. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2010.	53
Figura 19. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de enero en el año 2011.	54
Figura 20. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2000.	55
Figura 21. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2001.	55
Figura 22. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2002.	56
Figura 23. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2003.	56
Figura 24. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2014.	57
Figura 25. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2005.	58
Figura 26. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2006.	58
Figura 27. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2007.	59
Figura 28. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2008.	60
Figura 29. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2009.	61
Figura 30. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2010.	61
Figura 31. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de junio en el año 2011.	62
Figura 32. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2000.	64
Figura 33. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2001.	64
Figura 34. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre 2002 en el año 2011.	65
Figura 35. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2003.	65

Figura 36. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2004.	67
Figura 37. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2005.	67
Figura 38. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2006.	68
Figura 39. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2007.	68
Figura 40. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2008.	69
Figura 41. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2009.	70
Figura 42. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2010.	70
Figura 43. Distribución de los fluxes de CO <sub>2</sub> (mmol/m <sup>2</sup> /día) en el Océano Pacífico colombiano para el mes de noviembre en el año 2011.	71
Figura 44. Diagrama de dispersión de los datos satelitales e in situ del flux de CO <sub>2</sub> para el mes de enero de 2010.	73
Figura 45. Diagrama de dispersión de los datos satelitales e in situ del flux de CO <sub>2</sub> para el mes de noviembre de 2010.	73
Figura 46. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2000.	76
Figura 47. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2001	77
Figura 48. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2002	78
Figura 49. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2004	79
Figura 50. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2004	80
Figura 51. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2005	80
Figura 52. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2006	81
Figura 53. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2007	81
Figura 54. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2008	83
Figura 55. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2009	83
Figura 56. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2010	84
Figura 57. Análisis de aglomerados para la ZEE del Pacífico colombiano en función del flux de CO <sub>2</sub> para el año 2011	85

Figura 58. Representación esquemática de las corrientes que tienen influencia en el Pacífico Centro-Oriental.	90
Figura 59. Índice de El Niño y La Niña entre los años 1970 y 2008 para el Pacífico colombiano.	91