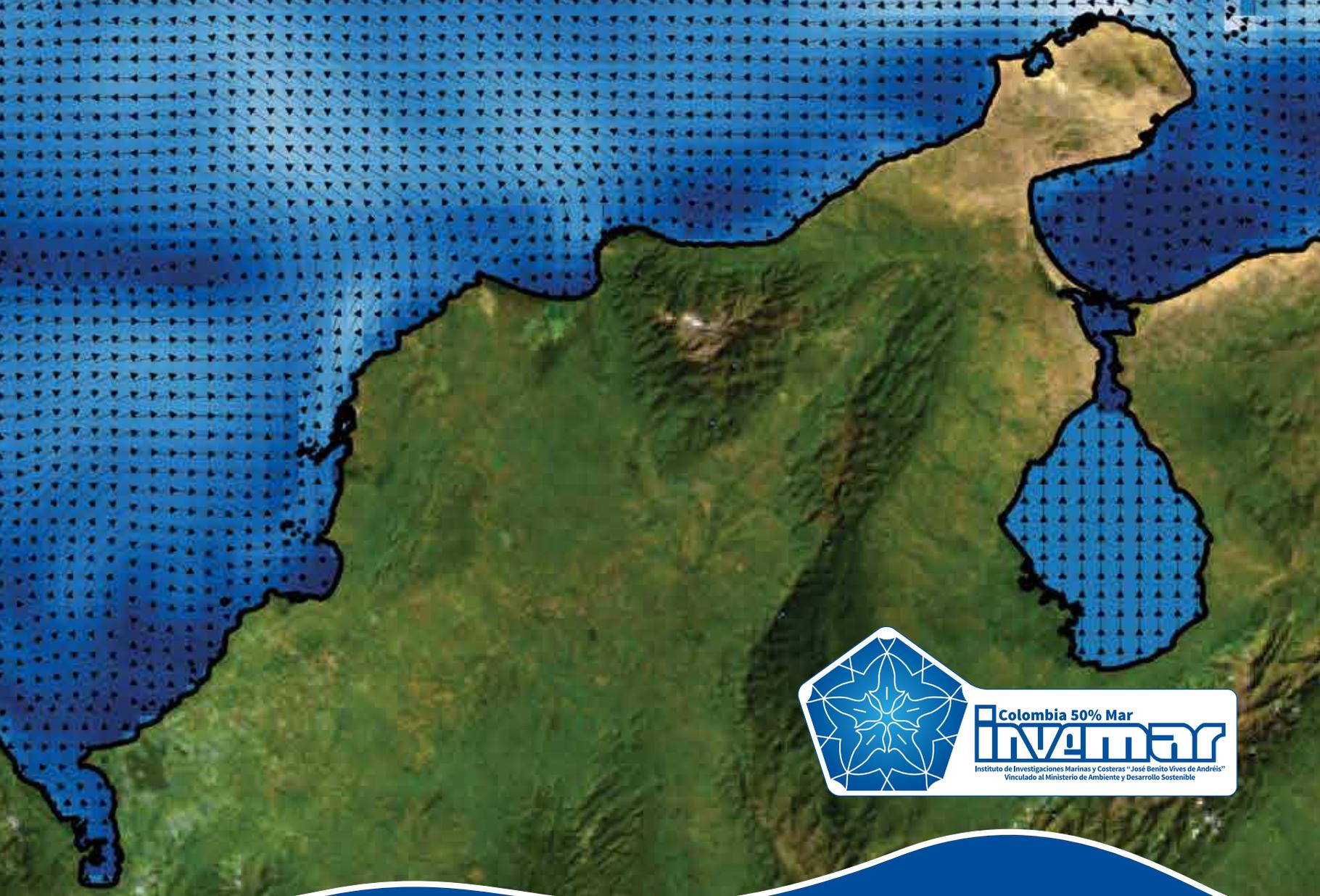


Regionalización oceanográfica

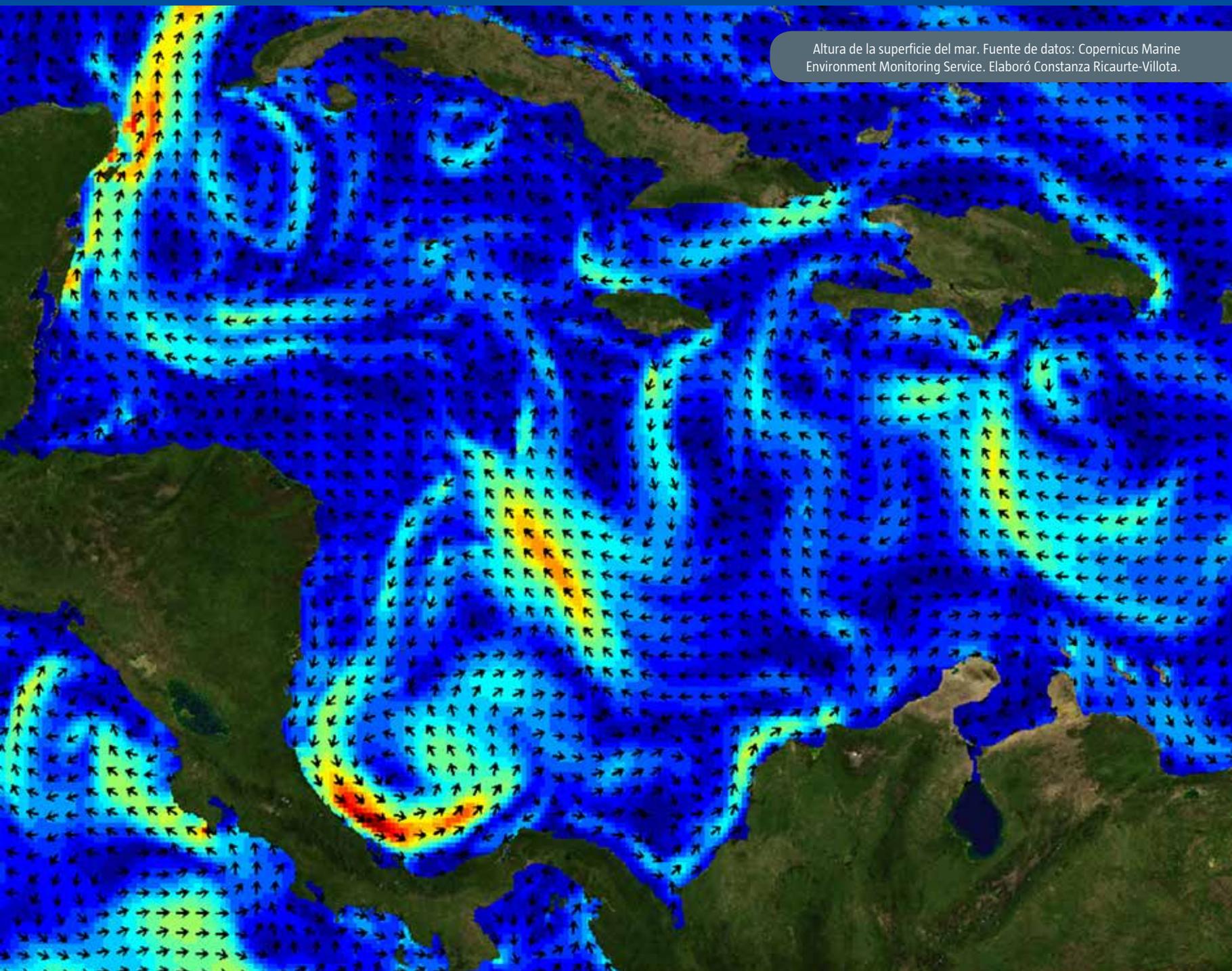
UNA VISIÓN DINÁMICA DEL CARIBE



Colombia 50% Mar
invemar
Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras "José Benito Vives de Andrés"
Vinculado al Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible

Regionalización oceanográfica

UNA VISIÓN DINÁMICA DEL CARIBE





Director

Francisco A. Arias Isaza

Subdirector

Coordinador de Investigaciones (SCI)

Jesús Antonio Garay Tinoco

Subdirectora Administrativa (SRA)

Sandra Rincón Cabal

**Coordinadora de Investigación e Información
para la Gestión Marina y Costera (GEZ)**

Paula Cristina Sierra Correa

Coordinador

Programa Biodiversidad y Ecosistemas Marinos (BEM)

David Alonso Carvajal

Coordinadora

Programa de Geociencias Marinas (GEO)

Constanza Ricaurte Villota

Programa Calidad Ambiental Marina (CAM)

Luisa Fernanda Espinosa

Coordinador

**Programa Valoración y Aprovechamiento de Recursos
Marinos Vivos (VAR)**

Mario Enrique Rueda Hernández

Coordinador

Coordinación de Servicios Científicos (CSC)

Julián M. Betancourt Pórtela

Calle 25 # 2-55-Playa Salguero-Rodadero
Santa Marta D.T.C.H., Colombia • PBX: (575) 432 8600
www.invemar.org.co

Cítese la obra completa así: Ricaurte-Villota, C. y M.L. Bastidas Salamanca (Eds.). 2017. Regionalización oceanográfica: una visión dinámica del Caribe. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR). Serie de Publicaciones Especiales de INVEMAR # 14. Santa Marta, Colombia 180 p.

Cítense los capítulos así: Autores. 2017. Título del capítulo. pp (intervalo de páginas). En Ricaurte-Villota, C. y M.L. Bastidas Salamanca (Eds.). 2017. Regionalización oceanográfica: una visión dinámica del Caribe. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR). Serie de Publicaciones Especiales de INVEMAR # 14. Santa Marta, Colombia 180 p.

Palabras clave: Caribe colombiano, oceanografía, clima.

Esta publicación fue preparada y publicada por el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR) con fondos del proyecto del Banco de Proyectos de Inversión Nacional (BPIN) "Investigación básica y aplicada de los recursos naturales renovables y del medio ambiente en los litorales y ecosistemas marinos y oceánicos de interés nacional"

Revisión técnica: Samuel Núñez y Adriana González-Silvera.

Imagen portada: Modelo de corrientes y topografía del caribe. Fuente de datos: Copernicus Marine Environment Monitoring Service (corrientes) y NASA Blue Marbell (topografía). Elaboró Silvio Andrés Ordóñez.

Cartografía: Marco Elías González Arteaga y Paola Andrea Quintero Rodríguez. Revisión: Venus Rocha (LabSIS).

Diseño y montaje: John Khatib/Carlos González (ediprint.com.co).

Revisión ortotipográfica: Néstor Mauricio Torres (ediprint.com.co).

ISBN versión impresa: 978-958-8935-24-9

ISBN versión digital: 978-958-8935-25-6

©Derechos reservados según la ley, los textos pueden ser reproducidos parcial o totalmente citando la fuente.

Se imprimen 500 ejemplares, enero de 2017

Impresión: Ediprint S.A.S.

Nota aclaratoria de límites: Las líneas de delimitación presentadas en los mapas son una representación gráfica aproximada, con fines ilustrativos y no expresan una posición de carácter oficial. El Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras -INVEMAR- no asume ninguna responsabilidad sobre interpretaciones cartográficas que surjan a partir de estas.

El INVEMAR, realiza investigación básica y aplicada de los recursos naturales renovables y del medio ambiente en los litorales y ecosistemas marinos y oceánicos de interés nacional con el fin de proporcionar el conocimiento científico necesario para la formulación de políticas, la toma de decisiones y la elaboración de planes y proyectos que conduzcan al desarrollo de éstas, dirigidos al manejo sostenible de los recursos, a la recuperación del medio ambiente marino y costero y al mejoramiento de la calidad de vida de los colombianos, mediante el empleo racional de la capacidad científica del instituto y su articulación con otras entidades públicas y privadas.

Presentación

El mar Caribe representa la zona más septentrional del continente suramericano y una fracción de este gigantesco cuerpo de agua representa el 28.46% del territorio colombiano, éste hace parte de un complejo sistema oceánico donde confluyen diversos procesos físicos y químicos que moldean nuestras costas; reciclan elementos que provienen del continente y proveen de hábitat y alimento a diversas especies marinas, entre otros. En él una amplia variedad de ecosistemas marinos y una extensa biodiversidad continúan asombrándonos con la riqueza de sus aguas tropicales. Durante varias décadas, el interés científico ha fijado su inquietud en conocer los misterios que se esconden en las profundidades del océano; desde ahí hemos aprendido que sus aguas no solo proveen de alimento al hombre, sino que a su vez representan un elemento significativo de nuestro planeta, el cual nos ofrece de una gran variedad de servicios; desde la regulación del clima hasta paisajes paradisiacos. Claramente esto implica que su estudio sea un verdadero desafío, ya que para lograr entender una fracción de su complejidad se deben considerar todos los elementos que influyen en su dinámica y composición.

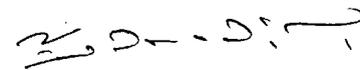
Cada uno de los departamentos costeros del Caribe colombiano, desde las cristalinas aguas del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina hasta las turbias y mezcladas aguas del golfo de Urabá, poseen unidades costeras y fisiográficas particulares que le confieren a cada una de las regiones características oceánicas y costeras propias. En este gran rompecabezas, los principales ríos de la región -el Magdalena, el Sinú y el Atrato- juegan un papel clave e intervienen de manera particular en la dinámica oceánica y costera del Caribe.

Es un orgullo compartir con ustedes esta obra científica, producto del esfuerzo y dedicación de

investigadores que con su amor y pasión por las ciencias de mar, han interpretado y combinado a lo largo de varios años la información recolectada en diferentes cruceros de investigación y salidas de campo, que junto con información oceanográfica y climática proveniente de bases de datos nacionales e internacionales, permiten tener hoy en día un panorama más claro y lógico de cómo opera a diferentes escalas nuestro mar Caribe colombiano.

Esperamos que la investigación plasmada en estas páginas fluya en la mente y genere curiosidad en ustedes como lectores, de la misma forma como las corrientes del Caribe transportan agua y vida a nuestras costas. Esta investigación, presentada de manera sencilla pero con todo el rigor científico, ha sido posible gracias a la colaboración de diferentes entidades e instituciones nacionales y extranjeras, las cuales han contribuido con su apoyo a fortalecer del conocimiento científico del país, al tiempo que, han sido parte de nuestro compromiso en darle un enfoque integrador y responsable a nuestros mares.

Sea esta una invitación para que disfruten de este gran esfuerzo institucional, que las mentes y corazones de nuestros lectores se abran con mirada profunda hacia los secretos y tesoros que el mar Caribe aún esconde en su extensa inmensidad.

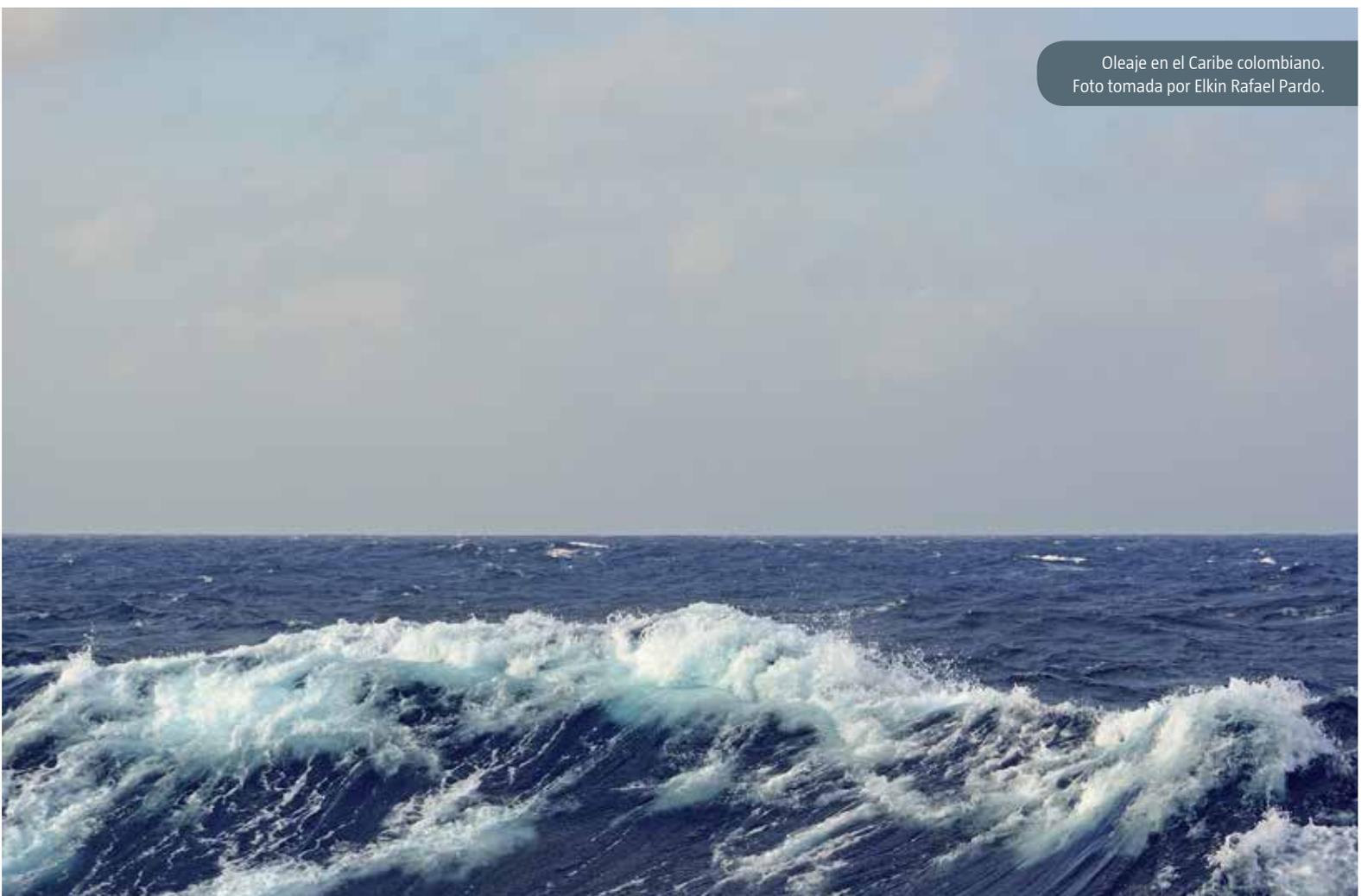


Francisco A. Arias Isaza
Director General INVEMAR

Agradecimientos

Regionalización oceanográfica: una visión dinámica del Caribe, es un esfuerzo de los investigadores del Programa de Geociencias Marinas y Costeras (GEO) del INVEMAR por presentar ante la comunidad científica el producto de seis años de investigación en oceanografía y clima del Caribe. La realización de cruceros oceanográficos y salidas de campo en nuestras costas, han sido posibles gracias al financiamiento de proyectos de investigación y autorización para el uso científico de los datos por parte de diferentes instituciones: el Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible (MADS); el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM); la Red de Vigilancia para la Conservación y Protección de la Calidad de las Aguas Marinas y Costeras de Colombia (RedCAM);

la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) (Convenios: 016 de 2010, 171 de 2013 y 188 de 2014); Pacific Stratus Energy Colombia Corp.; Ecopetrol y Colciencias. Así mismo, gracias al trabajo conjunto e interdisciplinario al interior del Programa GEO, fue posible el desarrollo exitoso de las campañas de campo; por lo cual los autores expresan sus agradecimientos a los investigadores del Laboratorio de Instrumentación Marina en especial a Rafael Pardo-Oñate de la Línea de Geología Marina y Costera, a Marco González-Arteaga por el apoyo cartográfico y a Anelena Campuzano-Hernández por el apoyo logístico y administrativo. Igualmente, queremos agradecer a muchos colaboradores del Programa que ya no están con nosotros.



Oleaje en el Caribe colombiano.
Foto tomada por Elkin Rafael Pardo.

Contenido

Índice de figuras	6
Índice de tablas.	11
Listado de siglas	12
Listado de abreviaturas	13
Capítulo 1	
Regionalización dinámica del Caribe	14
Capítulo 2	
Región 1: sistema de La Guajira	32
Capítulo 3	
Región 2: contracorriente	48
Capítulo 4	
Región 3: insular	62
Capítulo 5	
Región 4: Caribe oceánico.	82
Capítulo 6	
Región 5: La Guajira-Tayrona	94
Capítulo 7	
Región 6: Ciénaga Grande de Santa Marta, río Magdalena, Bolívar	106
Capítulo 8	
Región 7: golfo de Morrosquillo	124
Capítulo 9	
Región 8: Sinú-Urabá	138
Capítulo 10	
Región 9: plataforma centroamericana	156

Índice de figuras

Capítulo 1.

Regionalización dinámica del Caribe 14

Figura 1. Geografía submarina del Caribe. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall <i>et al.</i> , 2015).	18
Figura 2. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de la temperatura superficial del mar (WOA09) y vectores de viento superficial NARR.	19
Figura 3. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de la salinidad superficial del mar (WOA09).	20
Figura 4. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) del oxígeno disuelto (ml.L^{-1}) superficial (WOA09).	21
Figura 5. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de fosfatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WOA09).	22
Figura 6. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de nitratos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WOA09).	23
Figura 7. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de silicatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WOA09).	24
Figura 8. Regionalización dinámica con base en reflectancias en el ciclo anual diciembre (a)-noviembre (l) y corrientes simuladas.	25
Figura 9. Regiones oceanográficas identificadas en el Caribe a partir de regionalización dinámica durante el mes de enero.	26
Figura 10. Desviación estándar (m/s) de la componente zonal U (a) y meridional V (b) del viento junto con los contornos que delimitan las regiones del mes de enero.	27
Figura 11. Ciclo anual de la precipitación acumulada en las principales ciudades costeras del Caribe Colombia. Fuente de datos: IDEAM.	27

Capítulo 2.

Región 1: sistema de La Guajira 32

Figura 12. Ubicación espacial de las estaciones de la climatología WOA09, estaciones del crucero oceanográfico GUA-OFF-3 y ubicación del punto de donde se extrajo la serie de viento.	34
Figura 13. Rrs443 para el mes de febrero climatológico.	36
Figura 14. Rrs443 para el mes de julio climatológico.	37
Figura 15. Rrs443 para el mes de noviembre climatológico.	37
Figura 16. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de febrero en el transecto de los 12.5°N	38
Figura 17. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos, y silicatos en el mes de febrero en el transecto de los 74.5°W	38
Figura 18. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 12.5°N	39
Figura 19. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 74.5°W	39
Figura 20. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de noviembre en el transecto de los 12.5°N	40
Figura 21. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 74.5°W	41
Figura 22. Variación superficial de la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante noviembre de 2013. Fuente de datos: (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014).	41

Figura 23. Perfiles de a) temperatura (°C) y b) salinidad durante noviembre de 2013. Fuente de datos: (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014)	42
Figura 24. Perfil de oxígeno (ml.L ⁻¹) durante noviembre de 2013. Fuente de datos: (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014)	42
Figura 25. Masas de agua identificadas en la zona de La Guajira durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3 noviembre de 2013 (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014).	42
Figura 26. Transecto costero de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3, noviembre de 2013 (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014).	43
Figura 27. Transecto costero de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3, noviembre de 2013 (Garrido-Linares <i>et al.</i> , 2014)	44
Figura 28. Circulación y nitratos (μmol.L ⁻¹) en superficie para febrero climatológico.	44
Figura 29. Circulación y nitratos (μmol.L ⁻¹) en superficie para julio climatológico.	45
Figura 30. Circulación y los nitratos (μmol.L ⁻¹) en superficie para noviembre.	45
Figura 31. Comportamiento interanual del índice de surgencia y la magnitud del viento.	45

Capítulo 3.

Región 2: contracorriente 48

Figura 32. Principales sistemas de corrientes en el Caribe: Giro Panamá-Colombia (GPC), Corriente del Caribe (CC), Contra Corriente Panamá-Colombia (CCPC). Modificado de: Bastidas <i>et al.</i> , (2015).	50
Figura 33. Regionalización dinámica en el mar Caribe con vectores de circulación de corrientes para los meses de (a) enero, (b) julio y (c) octubre climatológico.	51
Figura 34. Ubicación de zonas de muestreo para cruceros oceanográficos APEM Fuerte Norte, ANH bloques COL 4 y COL 5, y puntos WOA09.	52
Figura 35. Perfil completo de (a) temperatura y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.	52
Figura 36. Perfil completo de (a) temperatura y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.	53
Figura 37. Perfil completo de (a) salinidad y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.	53
Figura 38. Perfil completo de (a) salinidad y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.	54
Figura 39. Perfil completo de (a) oxígeno disuelto y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.	54
Figura 40. Perfil completo de (a) oxígeno disuelto y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.	55
Figura 41. Masas de agua identificadas para los meses de (a) junio de 2012 (APEM Fuerte Norte) y (b) octubre de 2014 (bloques COL 4 y COL 5).	55
Figura 42. Ciclo anual de la magnitud del viento en la región de influencia del GPC. Fuente de datos: NARR (1979-2015). 57	57
Figura 43. Rosas de vientos en la región de influencia del GPC durante (a) diciembre-marzo y (b) abril-noviembre. Fuente de datos: NARR (1979-2015).	58
Figura 44. Promedio anual (a) y desviación estándar de la TSM (b). Fuente de datos: MODIS 2003-2013.	59
Figura 45. Rrs443 para la región de influencia del GPC en los meses de (a) enero, (b) julio y (c) octubre. Se muestran los vectores de viento con su dirección de procedencia y magnitud.	60

Capítulo 4.

Región 3: insular 62

Figura 46. Mapa de la región 3 en verde oscuro, muestra las diferentes fuentes de datos usados para la caracterización de la zona.	64
Figura 47. Modelo de elevación digital de la zona insular. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall <i>et al.</i> , 2015).	65

Figura 48. Precipitación en el aeropuerto Sesquicentenario Gustavo Rojas Pinilla de San Andrés (serie de tiempo de 1959 a 2015) y aeropuerto El Embrujo de Providencia (entre 1973 y 2015). Fuente de datos: IDEAM.	66
Figura 49. Velocidad promedio del viento en San Andrés (serie de tiempo de 1965 a 2012) y Providencia (entre 1976 y 2011). Fuente de datos: IDEAM.	66
Figura 50. Ciclo de vientos en el punto de la boya virtual, a los 81°30' longitud oeste y 12°40'12" latitud norte. Fuente de datos: NARR.	66
Figura 51. Rosa de vientos para la boya 33, (a) época 1 (diciembre a abril) y (b) época 2 (mayo a noviembre).	67
Figura 52. Rosa de oleaje para la Boya 30 (a) época 1 (diciembre a abril) y (b) época 2 (mayo a noviembre).	68
Figura 53. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de febrero. Fuente de datos: WOA09.	69
Figura 54. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de julio. Fuente de datos: WOA09.	70
Figura 55. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de octubre. Fuente de datos: WOA09.	72
Figura 56. Transecto de la concentración de silicatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$), entre la desembocadura del río Magdalena y la región insular, para los meses de febrero (a), julio (b) y octubre (c). Fuente de datos: WOA09.	74
Figura 57. Corrientes superficiales y silicatos en octubre.	75
Figura 58. Rrs443 y campo de vientos promedio de enero a diciembre en la región insular.	76
Figura 59. Temperatura, salinidad y oxígeno en superficie durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: crucero ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013.	77
Figura 60. Precipitación en el aeropuerto Ernesto Cortissoz entre 1980 a 1990 y el IOS (Índice de Oscilación del Sur). Fuente de datos: IDEAM y CPC/NCEP/NOAA, 2016.	77
Figura 61. Masas de agua presentes en la zona ARC Jamaica durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: crucero ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013. ASS: Agua Subsuperficial Subtropical, ACAN: Agua Central del Atlántico Norte, AIS: Agua Intermedia Subantártica, y APAN: Agua Profunda del Atlántico Norte.	78
Figura 62. Transecto de 4 estaciones en los 13.5°N para el mes de septiembre. Fuente de datos: WOA09, lado izquierdo. Estaciones del norte en la zona ARC Colombia-Jamaica durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: crucero ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013, lado derecho.	79

Capítulo 5.

Región 4: Caribe oceánico. 82

Figura 63. Ubicación geográfica de la región Caribe oceánico. Los círculos con punto marcan las estaciones de vientos y los círculos con estrella; las de la climatología WOA09.	84
Figura 64. Variabilidad del nivel del mar (m) y corrientes superficiales en el Caribe.	85
Figura 65. Ciclo anual para un año climatológico de (a) magnitud y (b) dirección del viento.	86
Figura 66. Rrs443 y campo de vientos promedio para los meses de (a) febrero, (b) octubre y (c) noviembre.	90
Figura 67. Rrs555 y campo de vientos promedio para los meses de (a) febrero, (b) octubre y (c) noviembre.	91

Capítulo 6.

Región 5: La Guajira-Tayrona 94

Figura 68. Área de la región La Guajira-Tayrona y fuentes de información.	96
Figura 69. Promedio anual de la concentración de clorofila para la región La Guajira-Tayrona. Fuente datos: MODIS 2003-2015.	99
Figura 70. Rrs555 en la región La Guajira-Tayrona y vectores del viento durante febrero (a) y octubre (b), meses climatológicos.	100
Figura 71. TSM para la región La Guajira-Tayrona durante (a) febrero y (b) octubre, meses climatológicos.	101
Figura 72. Magnitud del viento en las subregiones calculada a través de la NARR (a) y altura significativa de la ola en las subregiones calculada a partir de boyas virtuales (b).	102
Figura 73. Transecto de temperatura de las estaciones en el PNN Tayrona durante el mes de marzo (a) y octubre (b).	104
Figura 74. Sólidos suspendidos totales para los sectores del PNN Tayrona, Riohacha y Cabo de la Vela entre los meses de febrero-abril y agosto-noviembre.	104

Capítulo 7.

Región 6: Ciénaga Grande de Santa Marta, río Magdalena, Bolívar 106

Figura 75. Área de estudio y ubicación de las fuentes de datos.	108
Figura 76. Magnitud del viento en cuatro sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: NARR (1979-2015).. . .	110
Figura 77. Hs en los sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: Boyas virtuales (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012)..	111
Figura 78. Rosa de oleaje climatológica de marzo y octubre en punta Canoas (a y b) e islas del Rosario (c y d). Fuente de datos: Boyas virtuales (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012)..	111
Figura 79. Precipitación promedio mensual (mm) en diferentes estaciones cerca del borde costero. Fuente de datos: IDEAM (1991-2014).	112
Figura 80. Ciclo anual del caudal del río Magdalena en las estaciones de Calamar y Santa Helena. Fuente de datos: IDEAM (1991-2014).	112
Figura 81. Ciclo anual de la temperatura superficial del mar (TSM) en cuatro sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015)..	113
Figura 82. Temperatura superficial del mar. Climatológico de (a) marzo y (b) octubre. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015).	114
Figura 83. Agrupación de TSM en las islas del Rosario y San Bernardo durante el mes de marzo de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013).	115
Figura 84. Perfiles de temperatura y salinidad en la zona del PNNCRSB durante (a y c) marzo de 2013 y (b y d) octubre 2012 (INVEMAR-GEO, 2013).	115
Figura 85. Distribución vertical de (a) temperatura y (b) salinidad a lo largo del transecto en la región costera entre el PNNCRSB y Bocas de Ceniza durante diciembre de 2009. Fuente de datos: INVEMAR, (2010).	116
Figura 86. Diagrama T-S para la identificación de masas de agua en el margen continental entre el PNNCRSB y Bocas de Ceniza durante diciembre de 2009. Fuente de datos: INVEMAR, (2010).	116
Figura 87. Sólidos suspendidos totales (SST) a lo largo del área de estudio. Fuente de datos: REDCAM (2001-2015).	117
Figura 88. Variabilidad espacio-temporal de la banda 555 nm. Las flechas representan la magnitud y dirección del viento. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015)..	118
Figura 89. Distribución vertical de temperatura y salinidad a lo largo del transecto en la zona del golfo de Salamanca durante (a y c) marzo y (b y d) octubre de 2014. (INVEMAR-GEO, 2014)..	120
Figura 90. Rrs412 en marzo (a) y octubre (b). Fuente de datos: MODIS (2003-2015).	121

Capítulo 8.

Región 7: golfo de Morrosquillo 124

Figura 91. Ubicación del golfo de Morrosquillo y fuentes de información.	126
Figura 92. Rosa de vientos en el golfo de Morrosquillo durante las épocas: (a) seca: diciembre a abril y (b) húmeda: mayo a noviembre. Fuente de datos: NARR (1979-2015)..	129
Figura 93. Ciclo anual (diciembre-noviembre) de la precipitación acumulada en el municipio de Tolú. Fuente de datos: IDEAM.	130
Figura 94. Temperatura superficial del mar en el golfo de Morrosquillo durante las épocas: (a) seca: diciembre a abril y (b) húmeda: mayo a noviembre. Fuente de datos: MODIS 2002-2015.	131
Figura 95. Desviación estándar anual de la TSM. Fuente de datos: MODIS 2002-2015.	132
Figura 96. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b) y CIS (c) del golfo de Morrosquillo y ciclo anual de la precipitación en Cispatá y Tolú (d).	133
Figura 97. Diagramas TS en ISB (a) y en CGM (b) durante noviembre de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013), Bolaño <i>et al.</i> (2015).	134
Figura 98. Perfiles de oxígeno disuelto (OD) en ISB (a) y en CGM (b) durante noviembre de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013), Bolaño <i>et al.</i> (2015).	134
Figura 99. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b), CIS (c) y de la Rrs443 (d).	135
Figura 100. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b), CIS (c) y de la Rrs555 (d)..	135

Capítulo 9.

Región 8: Sinú-Urabá 138

- Figura 101.** Mapa de localización de la zona de estudio. Fuentes de información en símbolos: IDEAM, cruceros oceanográficos INVEMAR, boyas virtuales y puntos de viento NARR. 140
- Figura 102.** Ciclo anual de la dirección y velocidad del viento para las zonas (a) interior del golfo de Urabá (b) sobre el punto V2, (c) sobre el punto V1. El área sombreada representa la desviación estándar de la velocidad y las flechas la dirección hacia donde se dirige el viento. 142
- Figura 103.** Ciclo anual de precipitaciones para las estaciones sobre la zona de estudio. Fuente de datos IDEAM 1985-2014 143
- Figura 104.** Rosas de oleaje en BVO3 durante (a) época media y (b) época húmeda.. . . . 144
- Figura 105.** Ciclo anual de niveles de los ríos en la zona costera de los departamentos de Córdoba, Antioquia y Chocó. Fuente de datos: IDEAM. 145
- Figura 106.** Perfil de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) masas de agua en la estación 374 del bloque COL 5 durante noviembre de 2014. Fuente de datos: Garrido-Linares *et al.*, (2014).. 146
- Figura 107.** Distribución vertical de temperatura (a) y salinidad (b) en el océano a 20 km frente a Arboletes (departamento de Antioquia) durante julio de 2012. Fuente de datos: Báez *et al.* (2012). 147
- Figura 108.** Distribución vertical de temperatura (a) y salinidad (b) a lo largo del transecto en la zona costera cercana al delta de Tinajones, desembocadura del río Sinú durante octubre de 2015. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2015). 148
- Figura 109.** Ciclo anual (diciembre-noviembre) de la Rrs443, vectores de viento y precipitación acumulada en las estaciones Ac: Acardí, Ti: Titumate, Ta: Tanela, Me: Mellito, Ar: Arboletes, CR: Cristo Rey y SBdV: San Bernardo del Viento. Fuentes de datos: MODIS (2003-2015), NARR (1979-2015) e IDEAM (1985-2014). 150
- Figura 110.** Imágenes de reflectancia sensor MODIS de Rrs412 y Rrs555 (en sr⁻¹), Kd (en m) del mes de marzo (a, b y c) y octubre(d, e y f). 151
- Figura 111.** Ciclo anual de la extensión de los parámetros satelitales por debajo del umbral de los 0.004 sr⁻¹. 153

Capítulo 10.

Región 9: plataforma centroamericana 156

- Figura 112.** Mapa de la región 9, en violeta, muestra las diferentes fuentes de datos usados para la caracterización de la zona. 158
- Figura 113.** Modelo de elevación digital de la plataforma centroamericana. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall *et al.*, 2015). 159
- Figura 114.** Precipitación a lo largo de la costa centroamericana en la zona norte (ZN), zona centro 1 (ZC1), zona centro 2 (ZC2), y en la zona sur (ZS). Fuente de datos: Legates y Willmott, 1990.. . . . 160
- Figura 115.** Ciclo de vientos en cuatro puntos de la costa: zona norte (a); centro (b); sur (Costa Rica) (c); y Panamá (d). Fuente de datos: NARR.. 161
- Figura 116.** Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en febrero. Fuente de datos: WOA09. 165
- Figura 117.** Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en julio. Fuente de datos: WOA09. . . 166
- Figura 118.** Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en septiembre. Fuente de datos: WOA09. 167
- Figura 119.** Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en octubre. Fuente de datos: WOA09. 168
- Figura 120.** Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en noviembre. Fuente de datos: WOA09. 169
- Figura 121.** Magnitud del viento e índice de surgencia (m.s⁻¹ por 100 m de línea de costa) para punta Gorda. 171
- Figura 122.** Rrs443 de la plataforma centroamericana y campo de vientos promedio de enero a diciembre. 172
- Figura 123.** Rrs555 de la plataforma centroamericana y campo de vientos promedio de enero a diciembre. 173
- Figura 124.** Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en noviembre. Fuente de datos: WOA09.. . 175
- Figura 125.** Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en febrero. Fuente de datos: WOA09.. . . 175
- Figura 126.** Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en el mes de julio. Fuente de datos: WOA09. 176
- Figura 127.** Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en el mes de septiembre. Fuente de datos: WOA09.. . . . 177

Índice de tablas

Capítulo 1.

Regionalización dinámica del Caribe 14

Tabla 1. Regiones oceanográficas encontradas a partir de regionalización dinámica empleando reflectancias satelitales y funciones empíricas ortogonales. 28

Capítulo 3.

Región 2: contracorriente 48

Tabla 2. Intervalos máximos de profundidad para las capas identificadas y estadísticos básicos (mínimo, máximo y promedio) de concentraciones de nitratos, fosfatos y silicatos en la columna de agua para los datos proporcionados por WOA09 y cruceros oceanográficos. 56

Capítulo 6.

Región 5: La Guajira-Tayrona 94

Tabla 3. Correlación de Spearman de la magnitud del viento entre los sectores de la región La Guajira-Tayrona. PNNT: Tayrona; Rio: Riohacha; CV: Cabo de la Vela; GV: Golfo de Venezuela. 103

Listado de siglas

ACAN:	Agua Central del Atlántico Norte.
AIS:	Agua Intermedia Subantártica.
ANH:	Agencia Nacional de Hidrocarburos.
ASS:	Agua Subsuperficial Subtropical.
APAN:	Agua Profunda del Atlántico Norte.
APEM:	Área de Perforación Exploratoria Marina.
ASC:	Agua Superficial del Caribe.
AWP:	Atlantic Warm Pool.
CC:	Corriente del Caribe.
CCPC:	Contra Corriente Panamá-Colombia.
CDOM:	Materia Orgánica Disuelta Coloreada.
CGSM:	Ciénaga Grande de Santa Marta.
CPC:	Climate Prediction Center.
DIMAR:	Dirección General Marítima.
EBUEs:	Eastern Boundary Upwelling Ecosystem.
ENOS:	El Niño-Oscilación del Sur
GCPC:	Giro Ciclónico Panamá-Colombia.
GPC:	Giro Panamá-Colombia.
IALJ:	Chorro de Bajo Nivel Intra-Américas.
IDEAM:	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia.
IOS:	Índice de Oscilación del Sur.
MODIS:	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
NARR:	North American Regional Reanalysis.
NCEP:	National Center for Environmental Prediction.
NOAA:	National Oceanic and Atmospheric Administration.
PNNCRSB:	Parque Nacional Natural Corales del Rosario y San Bernardo.
PNNT:	Parque Nacional Natural Tayrona.
REDCAM:	Red de Vigilancia para la Conservación y Protección de las Aguas Marinas y Costeras.
SEOF1:	Primera Función Empírica Ortogonal Estandarizada.
SST:	Sólidos Suspendidos Totales.
WOA09:	World Ocean Atlas 2009.
ZCIT:	Zona de Convergencia Intertropical.

Listado de abreviaturas

BC:	Bocas de Ceniza.
BS:	Barra de Salamanca.
Cla:	concentración de clorofila.
CIS:	Cispatá.
CGM:	centro del golfo de Morrosquillo.
CV:	Cabo de la Vela.
DE:	desviación estándar.
E:	este.
Hs:	altura significativa de la ola.
IR:	islas del Rosario.
ISB:	islas de San Bernardo.
Kd:	coeficiente de atenuación difusa.
N:	norte.
NE:	noreste.
nLw:	radianzas normalizadas.
NO:	noroeste.
O:	oeste
OD:	oxígeno disuelto.
PC:	punta Canoas.
PB:	Puerto Bolívar.
PG:	Punta Gallinas.
Rrs:	reflectancias satelitales.
S:	salinidad.
SB:	San Bernardo.
SBdV:	San Bernardo del Viento.
SM:	Santa Marta.
SE:	sureste.
SO:	suroeste.
T:	temperatura.
TSM:	temperatura superficial del mar.
ZMO:	zona de mínimo de oxígeno.

A satellite view of the Caribbean region, showing the continent of South America on the left, the Caribbean Sea in the center, and the northern part of South America and the northern coast of South America on the right. The image is dominated by the blue of the ocean and the green of the land, with white clouds scattered across the scene.

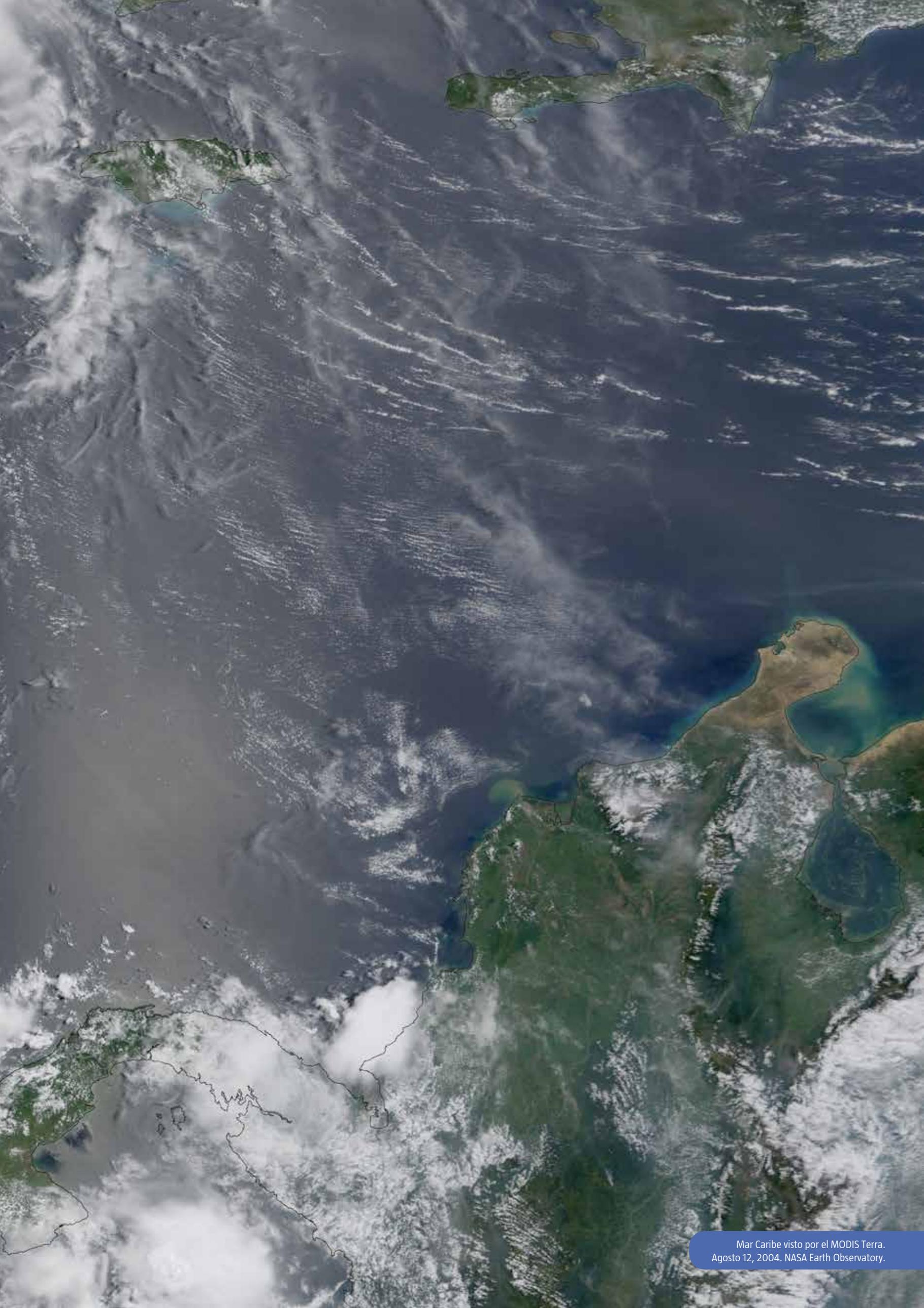
Capítulo 1

Regionalización dinámica del Caribe

**Martha Bastidas-Salamanca¹,
Constanza Ricaurte-Villota¹,
Eduardo Santamaría-del-Ángel²,
Andrés Ordóñez-Zúñiga¹,
Magnolia Murcia-Riaño¹ y
Deisy Alejandra Romero-Rodríguez¹**

¹ INVEMAR-Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (Colombia)

² Universidad Autónoma de Baja California (México)



Mar Caribe visto por el MODIS Terra.
Agosto 12, 2004. NASA Earth Observatory.



Introducción

La riqueza de un país se basa en el potencial de recursos que se encuentran en su territorio nacional (Mercado-Santana *et al.*, 2016). En el milenio actual, estos recursos han sido catalogados como servicios ecosistémicos. Se ha observado que existe un mayor número de servicios ecosistémicos en ambientes con mayor heterogeneidad, siendo la zona costera un ejemplo representativo de esta relación (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2015). En Latinoamérica, el gran Caribe es el caso típico de una amplia gama de servicios ecosistémicos basados y mantenidos por la inmensa variabilidad espacio-temporal que en él se presenta.

Esta gran variabilidad se debe, entre otros factores, a los cambios en la intensidad de los vientos durante el ciclo anual (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009) y el desplazamiento norte-sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Pujos *et al.*, 1986; Vernet, 1985; Nystuen y Andrade, 1993). Los resultados colaterales de estas dos influencias se pueden ver reflejados en los cambios intranuales de las descargas de los ríos (Restrepo *et al.*, 2014; Chollet *et al.*, 2012), la hidrodinámica superficial del mar Caribe (Ruiz-Ochoa, 2011), el alcance espacial de la contracorriente, que corresponde al brazo costero del Giro Ciclónico Panamá-Colombia (GCPC) que fue descrita por Andrade *et al.* (2003), la presencia de

remolinos (Andrade y Barton, 2000; Jouanno *et al.*, 2012) y la surgencia de La Guajira (Andrade y Barton, 2005; Lonin *et al.*, 2010)

Simulaciones de la circulación y estructura térmica en el Caribe colombiano (Bastidas-Salamanca *et al.*, 2015), mostraron que durante el ciclo anual, los máximos gradientes de temperatura superficial del mar (TSM) ocurren en el mes de febrero frente a punta Canoas (Cartagena), el Parque Nacional Natural Tayrona (Magdalena) y el Cabo de la Vela (La Guajira), los cuales coinciden con el encuentro de estructuras de mesoescala tipo giros, originados por la alta heterogeneidad y dinámica de la zona.

Estos gradientes de temperatura en el Caribe, han sido reportados por Bernal *et al.* (2006), quienes diferencian entre el sector suroccidental o piscina cálida (giro de Panamá-Colombia) y el nororiental del Caribe o piscina fría (surgencia de La Guajira). Sin embargo, la delimitación de las fronteras entre estos sectores al estar ligadas a las estructuras de mesoescala varía en el tiempo y en el espacio.

El alto dinamismo propio de los océanos impide concebirlo con fronteras estáticas o geográficas. El establecimiento de regiones con características físicas, químicas o biológicas similares en el océano resulta importante para el adecuado manejo de los recursos marinos (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 2011). La conservación y el uso sostenible de estos



Tolú, golfo de Morrosquillo, Sucre.
Foto tomada por Oswaldo Coca.

es un objetivo destacado y de actual crecimiento e inclusión en las políticas gubernamentales; no obstante, se ha visto obstaculizado por la falta de un sistema biogeográfico detallado para clasificar los océanos (Spalding *et al.* 2007). Emplear información derivada de sensores remotos es una aproximación alternativa al uso de datos *in situ*; sin embargo, la información debe ser cuidadosamente seleccionada para poder advertir los cambios espaciales y temporales que suceden en un sistema como el océano.

Las variables más utilizadas para la caracterización oceanográfica empleando información satelital son la TSM y la concentración de clorofila-a (Cla); la primera de ellas como indicadora de los procesos físicos y la segunda, de los biológicos. Sin embargo, en áreas como el gran Caribe y el golfo de México, diversos autores han identificado que no es posible establecer regiones basadas en TSM y Cla debido a los bajos gradientes espaciales que presentan (Callejas-Jiménez *et al.*, 2012; González-Minaya y Santamaría-del-Ángel, 2014).

A partir de una aproximación multisensor y funciones empíricas ortogonales, Cañón (2010) identificó 15 regiones dentro del gran Caribe a partir de radianzas normalizadas (nLw), de las cuales 11 resultaron costeras y cuatro oceánicas. Una aproximación similar fue empleada por Callejas-Jiménez *et al.*

(2012) para el golfo de México, donde las regiones encontradas pudieron ser asociadas a patrones de circulación y descargas de ríos.

Tanto Cañón (2010) como Callejas-Jiménez *et al.* (2012), evaluaron su aproximación bajo escenarios de huracanes y no huracanes, tal que en el golfo de México, hay una variación biestacional modulada por la temporada de huracanes. Estos trabajos concluyen que la regionalización dinámica realizada a partir de nLw, es la apropiada para zonas con pequeños gradientes en clorofila y temperatura, incluyendo la identificación de pequeñas estructuras como *eddies*. Una aproximación similar, empleando datos del color del océano, pero a partir de reflectancias satelitales en lugar de nLw, fue realizada por González-Minaya y Santamaría-del-Ángel (2014) para la isla de Santo Domingo ubicada en el centro del Caribe.

De otro lado, el uso de datos satelitales e *in situ*, junto con una aproximación de clúster a partir de redes neuronales, permitió a Chollet *et al.* (2012) realizar una regionalización del Caribe con base en propiedades fisicoquímicas (temperatura, salinidad y transparencia del agua) y mecanismos forzantes como el viento (oleaje y huracanes). Estos autores encontraron 16 provincias fisicoquímicas en el Caribe, dentro de las cuales se pueden identificar siete en el mar territorial de Colombia moduladas principalmente por las descargas de los ríos y la influencia de la surgencia costera.

Este libro presenta una nueva aproximación a la descripción del gran Caribe así como una nueva visión de nuestros océanos, la cual excluye fronteras estáticas o geográficas y da paso a un enfoque de regionalización dinámica con el objetivo de aportar conocimiento para el manejo de sus recursos.

Contexto climático y oceanográfico

El área de estudio del presente libro está inmersa dentro del gran Caribe; abarca la cuenca de Colombia, la plataforma centroamericana, el golfo de Mosquitos, el margen continental colombiano y el golfo de Venezuela (Figura 1). Con el objeto de describir el ciclo anual del campo de vientos superficial, se empleó la climatología disponible del *North American Regional Reanalysis*

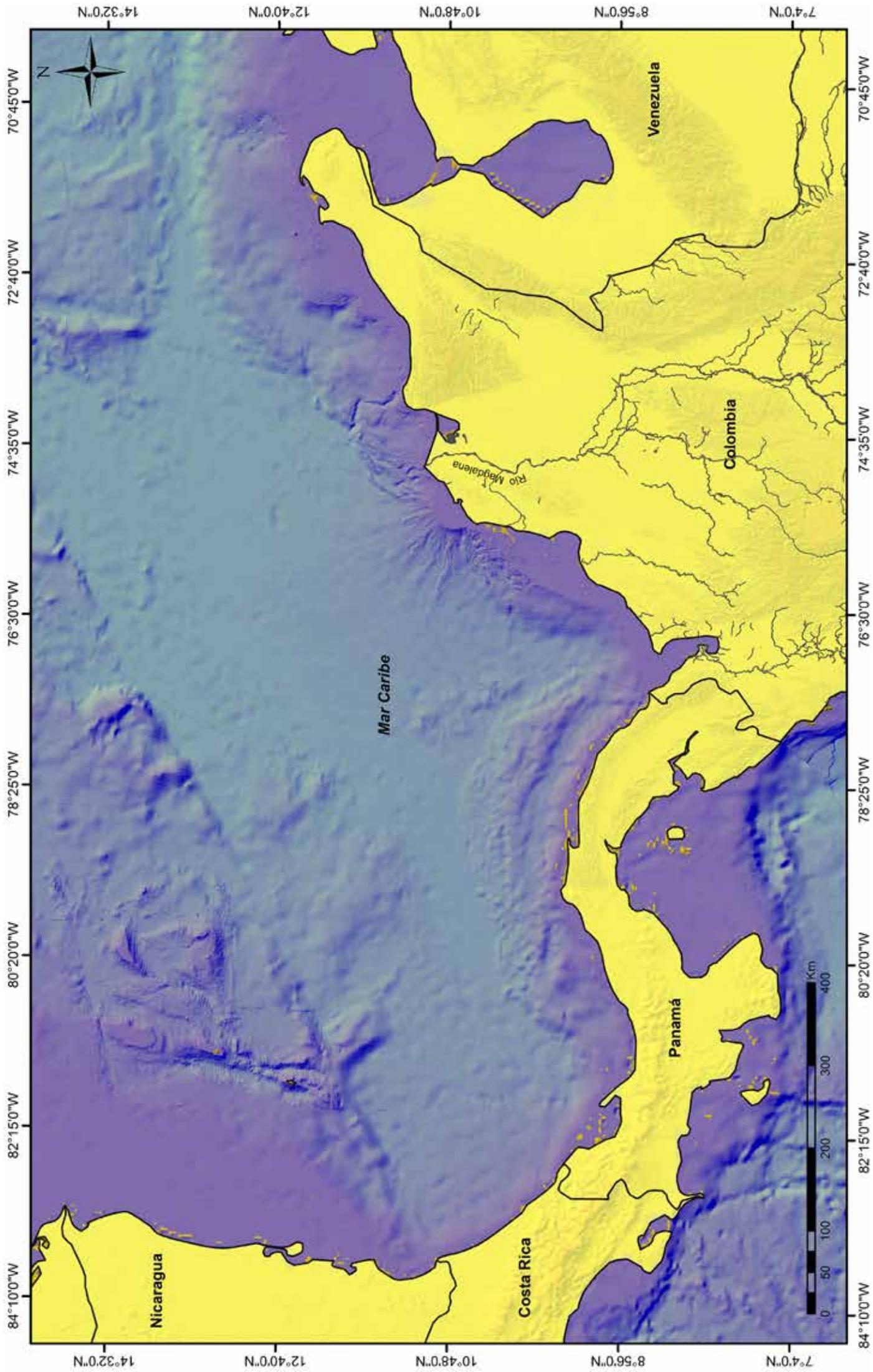


Figura 1. Geografía submarina del Caribe. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall *et al.*, 2015).

(NARR) (Mesinger *et al.*, 2006) entre el periodo 1979-2015 con una resolución espacial de 32 km. La descripción de las variables superficiales de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y nutrientes, se realizó empleando la climatología del *World Ocean Atlas 2009* (WOA09) (Locarnini *et al.*, 2010; Antonov *et al.*, 2010; García *et al.*, 2010a; García *et al.*, 2010b). Las climatologías se presentan en el lapso diciembre-noviembre debido al comportamiento observado en las variables.

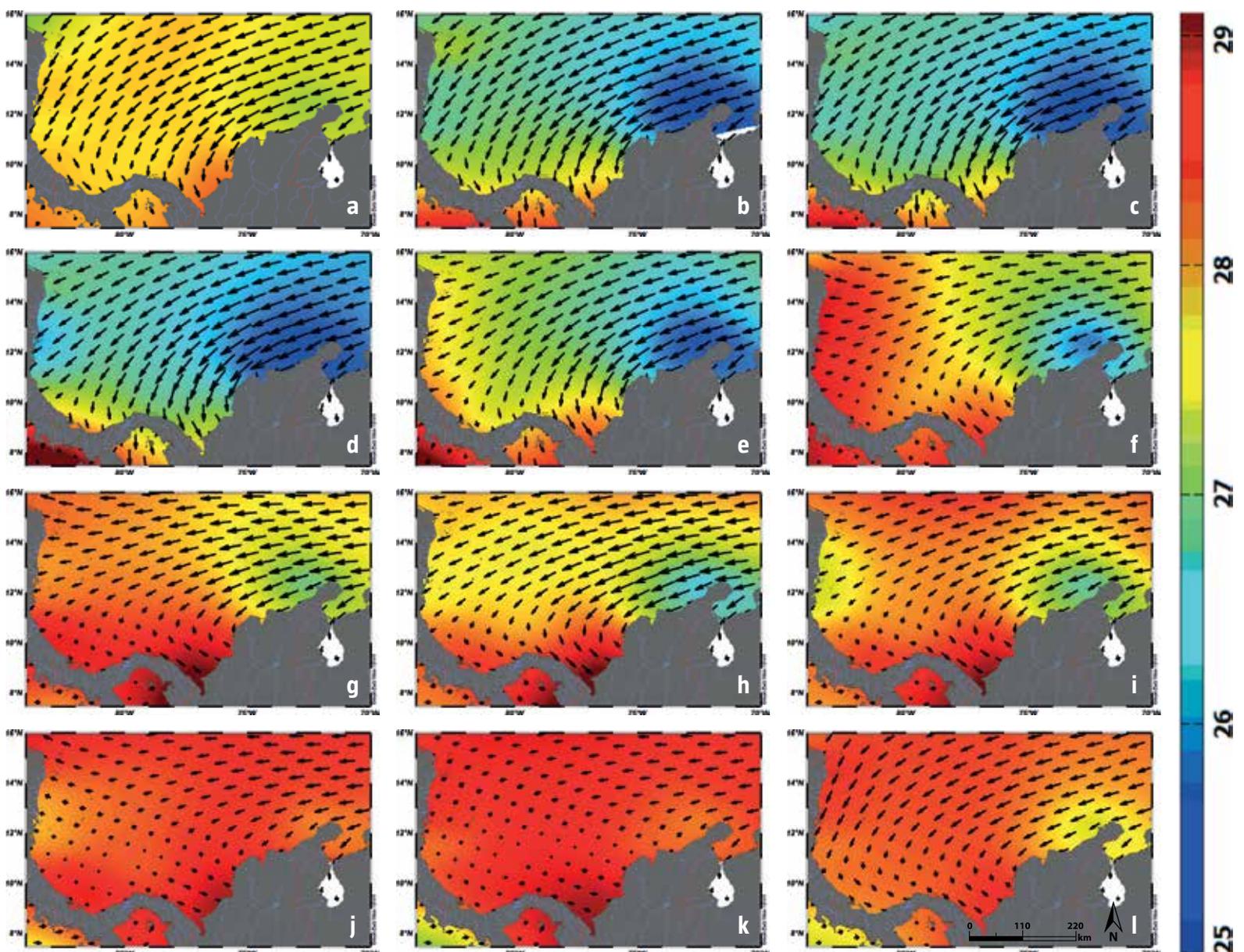
A lo largo del año dominan los vientos provenientes del este (Figura 2), lo cual es debido a la influencia del chorro superficial del Caribe, cuyo núcleo se localiza entre 13° y 15°N (Bernal *et al.*, 2006; Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009).

La intensificación de este chorro ocurre desde diciembre hasta marzo (Figuras 2a hasta 2d) y genera un enfriamiento al noreste en la superficie del océano. Durante los meses de septiembre y

octubre (Figuras 2j y 2k) los vientos se debilitan y coinciden con los mayores valores de TSM. A partir de la climatología NARR, se identificó que la mayor dispersión en dirección del viento a lo largo del ciclo anual, ocurre sobre los 10.5°N, donde los vientos pasan de ser noreste a noroeste para los departamentos sur del Caribe colombiano: Bolívar, Sucre, Córdoba, Antioquia y la costa norte de Panamá.

Sobre esta misma latitud también se observa la transición en TSM que permite diferenciar la piscina fría del noreste de la cálida al suroeste (Bernal *et al.*, 2006). Bastidas *et al.* (2015) identificaron esta como la zona de máximo gradiente de TSM en el ciclo anual y de encuentro de remolinos ciclónicos y anticiclónicos. Así mismo, Lonin *et al.* (2010) marcan esta latitud como el límite sur del afloramiento costero, que es bloqueado por aguas más cálidas y menos salinas provenientes del GCPC.

Figura 2. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de la temperatura superficial del mar (WOA09) y vectores de viento superficial NARR.



La salinidad superficial (Figura 3), responde en la zona costera colombiana al patrón de vientos y precipitación descrito por otros autores, quienes identifican octubre como el mes de máximas precipitaciones (Mesa *et al.*, 1997).

En el mes de abril, frente al río Magdalena (Figura 3e), se identifica una pluma de baja salinidad que no corresponde con la época de mayores caudales cuenca arriba (estación Calamar, Higgins *et al.*, 2016), ni con las precipitaciones locales de la época lluviosa menor descrita para el departamento del Magdalena (Mancera *et al.*, 2016; INVEMAR-GEO, 2015).

El mes de junio, (Figura 3g) por su parte, presenta una baja salinidad generalizada sobre las costas de Costa Rica y Panamá, que obedece a la distribución de la precipitación en el sur de México y la mayor parte de Centroamérica, cuyo ciclo anual está caracterizado por una distribución bimodal de la

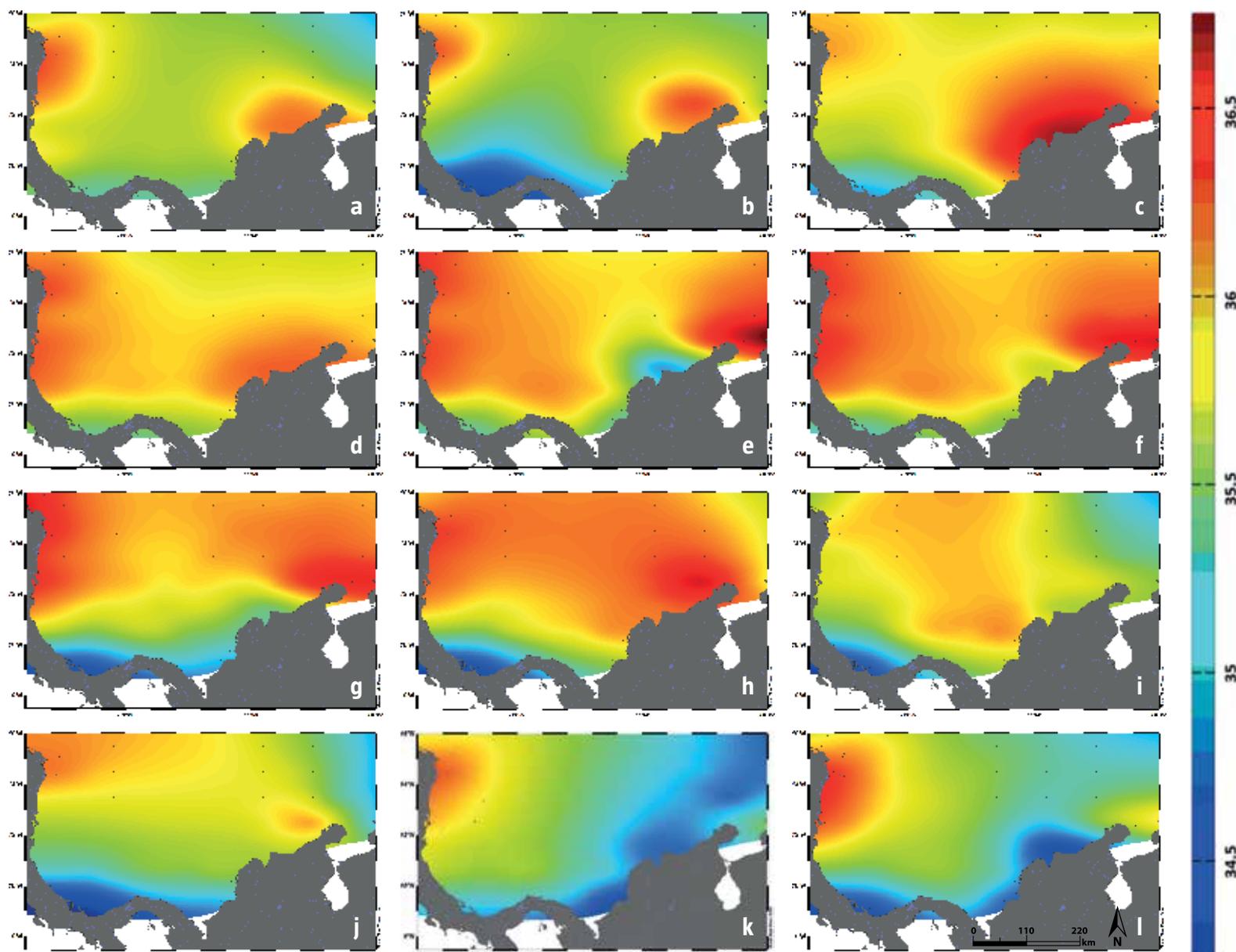
precipitación con máximos en junio y septiembre-octubre (Chérubin y Richardson, 2007).

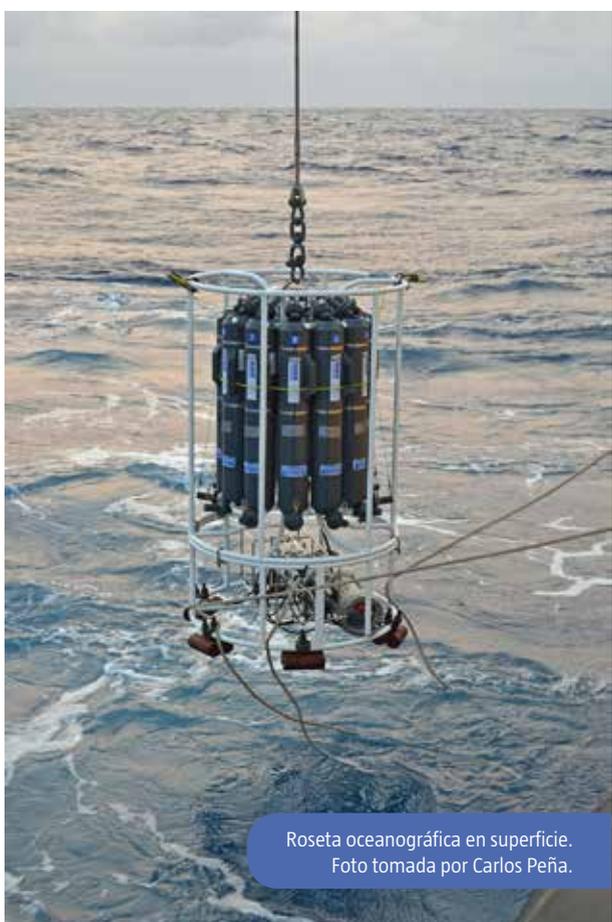
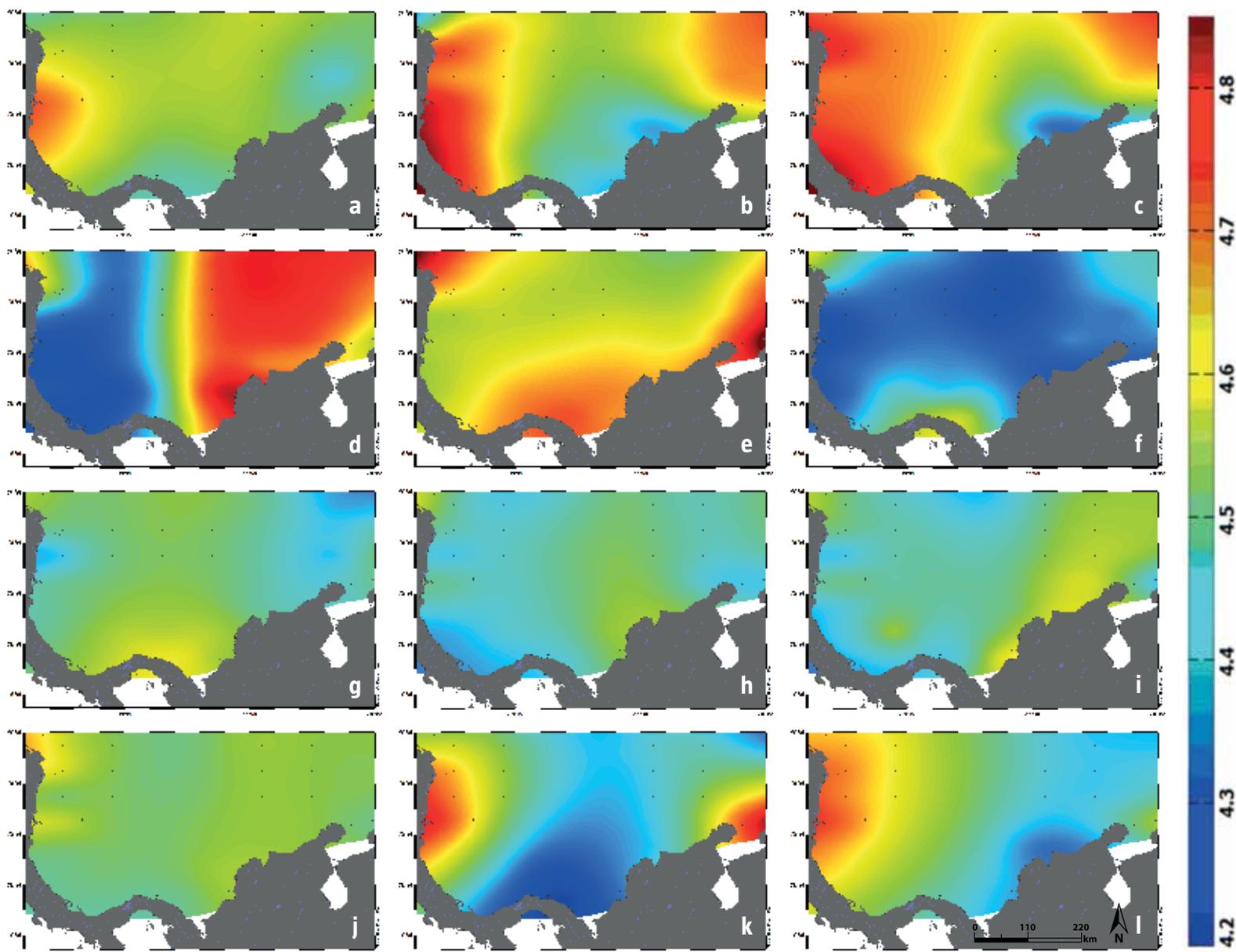
Desde el mes de agosto (Figura 3i), se observa un pulso de baja salinidad proveniente del este, lo cual se asocia con las plumas de los ríos Orinoco y Amazonas que se extienden estacionalmente hacia el oeste a lo largo del Caribe de agosto a noviembre, tres a cuatro meses después del máximo de las lluvias estacionales (Chérubin y Richardson, 2007).

Para el mes de octubre (Figura 3k), este pulso se suma junto con el proveniente del río Magdalena y los otros ríos que drenan al Caribe, que corresponden con las más bajas salinidades del Caribe en el ciclo anual, que se observan hasta el mes de noviembre (Figura 3l).

El oxígeno disuelto (OD) también varía en el ciclo anual diciembre-noviembre (Figura 4) y presenta sus menores valores en mayo (Figura 4f), aspecto

Figura 3. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de la salinidad superficial del mar (WOA09).





generalizado en toda el área de estudio y que corresponde con el mes de mayores salinidades (Figura 3f). El comportamiento del OD para los meses de enero y febrero en La Guajira, corresponde con el de máximos vientos y mínimas temperaturas, esto podría ser evidencia de aguas afloradas del fondo bajas en oxígeno. Sin embargo, marzo (Figura 3d) presenta un aumento súbito del OD en el costado este del área de estudio, que se mantiene hasta abril (Figura 3e).

El mar Caribe está influenciado por las descargas de agua provenientes de los ríos que drenan directo en él y por aquellos como el Orinoco y Amazonas, los cuales descargan sus aguas al Atlántico tropical y son advectadas hacia el mar Caribe (Chérubin y Richardson, 2007), los cuales llevan consigo una carga de nutrientes que proviene del continente.

El fósforo juega un papel importante en el metabolismo celular, ya que es un nutriente

Figura 4. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) del oxígeno disuelto (ml.L^{-1}) superficial (WOA09).

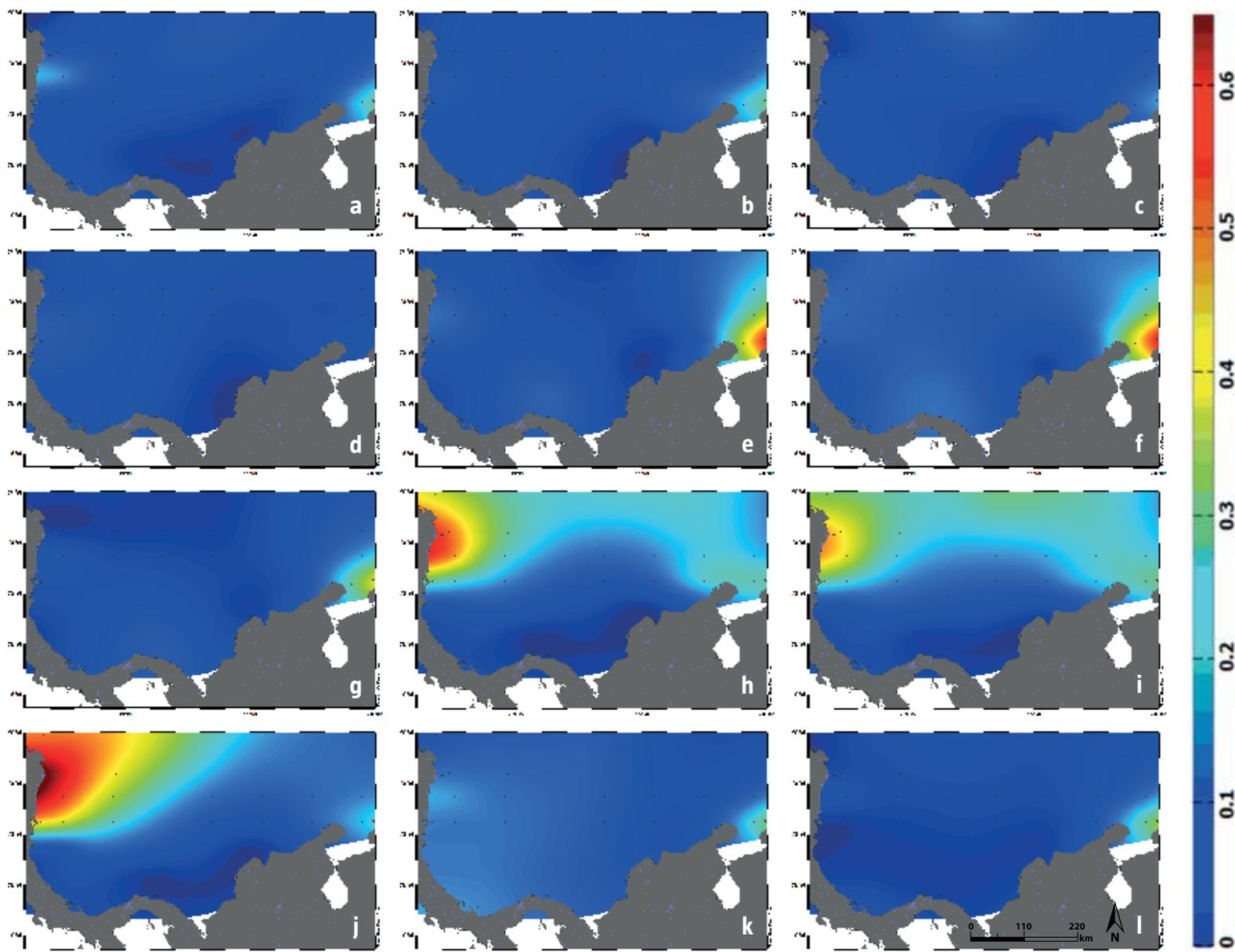


Figura 5. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de fosfatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WOA09).

esencial utilizado por todos los organismos para el almacenamiento de energía y crecimiento (Benitez-Nelson, 2000). Su principal fuente hacia el océano es la meteorización continental, aunque también existen aportes asociados a deposición atmosférica (Paytan y McLaughlin, 2007). En el

ciclo anual (Figura 5), las mayores concentraciones corresponden a la zona este de La Guajira durante abril (Figura 5e), mayo (Figura 5f) y junio (Figura 5g); mientras que durante julio (Figura 5h), el núcleo se ubica frente a Nicaragua, mes que corresponde con uno de los máximos de precipitación descritos por Magaña *et al.* (1999) para Centroamérica.

Los nitratos por su parte, son el nutriente más limitante en el océano y entre sus fuentes se destacan los aportes de aguas profundas por afloramientos, fijación por cianobacterias y aportes continentales (Zehr y Ward, 2002, Galloway *et al.* 2004).

En el costado oriental de La Guajira, se presenta un pulso de alta concentración en el mes de febrero (Figura 6c) y julio (Figura 6h), lo cual podría explicarse como advección proveniente del este. No obstante, no se evidencia un aporte directo asociado a la surgencia de La Guajira.



Zona costera de la isla de Salamanca.
Foto tomada por Carlos Peña.

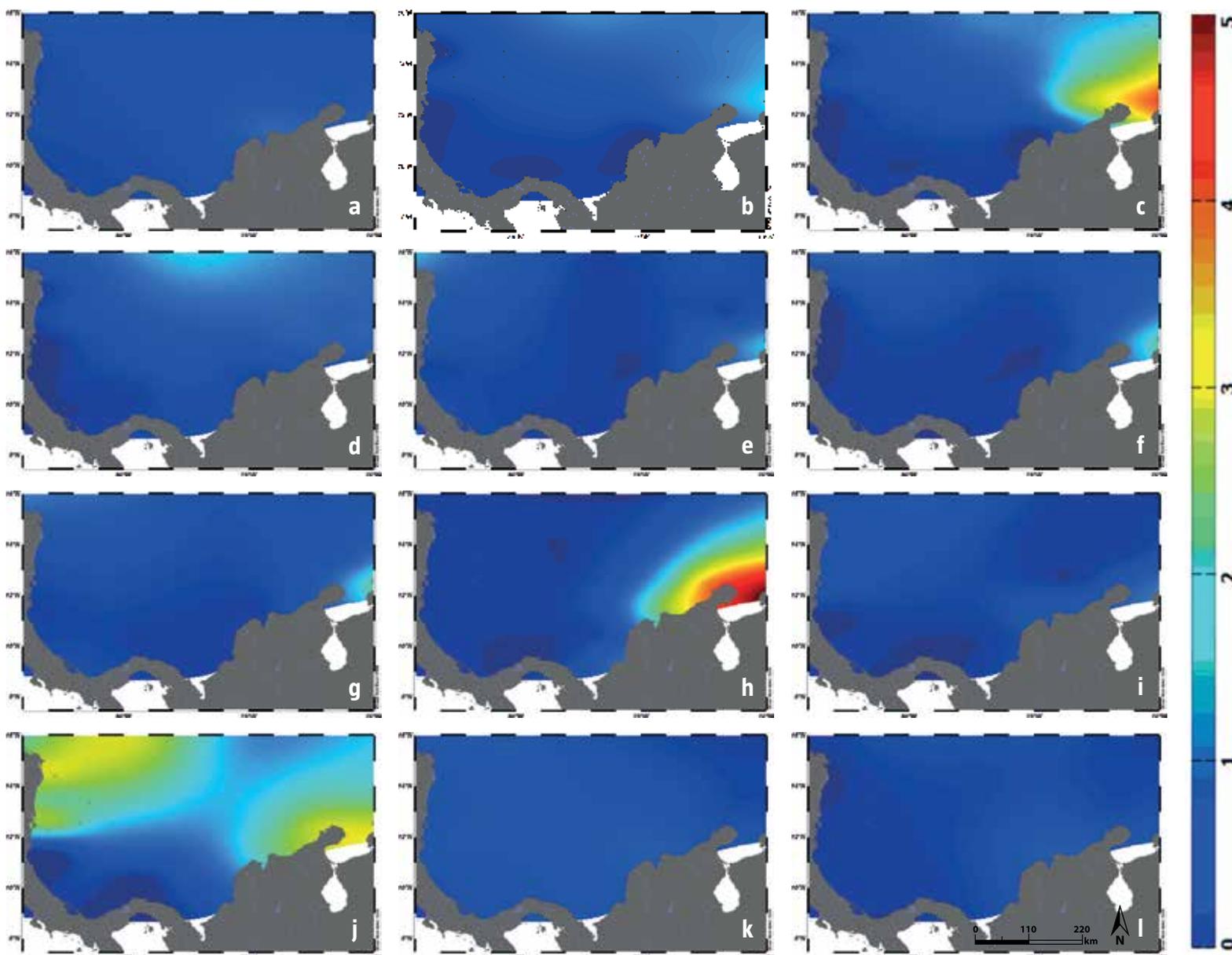


Figura 6. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de nitratos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WAO09).

En el mes de septiembre (Figura 6j) se da un comportamiento particular; en primer lugar se presentan altas concentraciones asociadas a La Guajira y a la costa este de Nicaragua y en segundo lugar hay vientos más débiles en el ciclo anual durante este mes (Figura 2j).

Finalmente, los silicatos (Figura 7) presentan sus máximos en los meses de septiembre a diciembre. Los silicatos se consumen en superficie y se regeneran en aguas profundas a partir de la disolución del ópalo biogénico. La principal fuente hacia el océano son los ríos, reflejada por el elevado pulso proveniente del este en el mes de septiembre (Figura 7j) y se refuerza en octubre frente al río Magdalena y frente a Nicaragua, comportamiento que se mantiene hasta el mes de diciembre (Figura 7a).

De enero (Figura 7b) a marzo (Figura 7c), meses en los que se intensifica el viento y descienden las

temperaturas (Figuras 2b y 2c), no se presentan pulsos de nutrientes frente a La Guajira; mientras que los altos valores de nitratos encontrados cerca del área para estos meses, corresponden a aquellos advectados desde el este.

Regionalización oceanográfica del Caribe

De acuerdo con lo propuesto por Santamaría-del-Ángel *et al.* (2011), se realizó una aproximación a la regionalización dinámica, empleando reflectancias satelitales (Rrs) y basada en funciones empíricas ortogonales estandarizadas. Se emplearon Rrs mensuales medidas por el espectroradiómetro MODIS-Aqua a 4 km de resolución en el periodo 2003-2016, a partir de las cuales se calculó el ciclo anual.

Algunas de las ventajas del empleo de tecnología satelital sobre los datos adquiridos *in situ*,

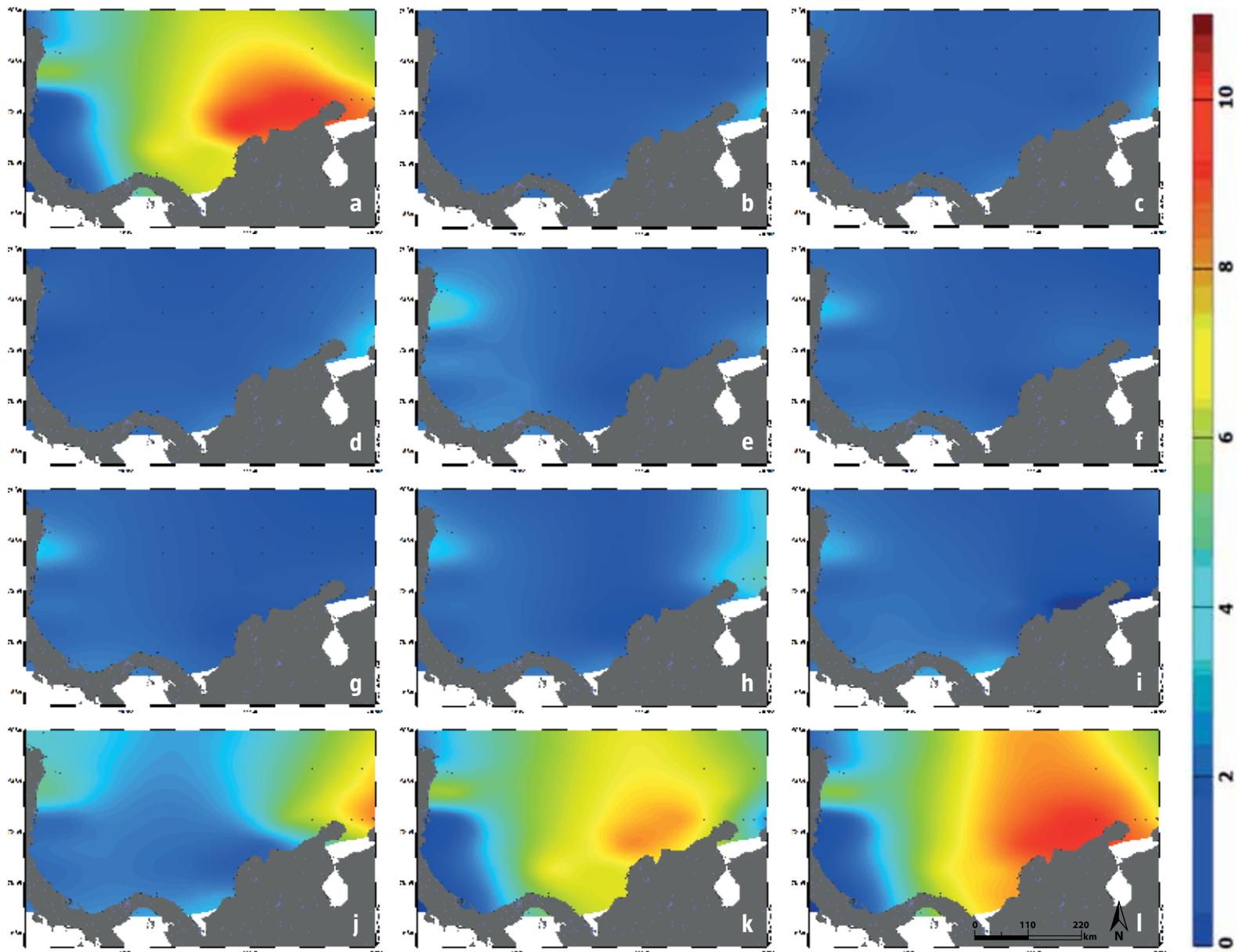


Figura 7. Climatología diciembre (a)-noviembre (l) de silicatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) a nivel superficial (WOA09).

son: mayor cobertura espacial, obtención de información en lugares de difícil acceso y aumento en la periodicidad de toma de los mismos, razón por la cual son óptimos para realizar estudios dinámicos o variables en el tiempo y de gran alcance espacial. Sin embargo, los complejos procesos de interacción atmósfera-superficie del océano, hacen que los datos geofísicos del color del océano adquiridos desde plataformas espaciales, tengan cierto nivel de incertidumbre; por lo cual, los resultados derivados de los mismos deben ser interpretados como una aproximación y requieren ser validados con observaciones de campo.

El color del océano depende de los constituyentes del agua de mar y es un reflejo de los procesos oceanográficos y costeros que allí ocurren. La escogencia de las bandas se sustentó en las longitudes de onda de absorción del principal pigmento del fitoplancton, la clorofila-a. De acuerdo con Bricaud *et al.* (2004), las mayores

absorciones se presentan en el azul y el rojo, mientras la menor en el verde; por esta razón, las bandas MODIS seleccionadas fueron la 443 nm (azul), la 555 nm (verde) y la 667 nm (roja). Además de corresponder a la mínima absorción por pigmentos del fitoplancton, la banda del verde ha sido evaluada en diferentes sensores del color del océano para la detección de la señal reflejada por los sedimentos (Acker, 2005; Tan *et al.*, 2006 y 2007) y como indicadora de plumas de ríos (Nezlin *et al.*, 2005; Lahet y Stramsky, 2009).

Con el objetivo de establecer la mejor combinación lineal entre las bandas seleccionadas y extraer la información más relevante de cada una, se calculó el conjunto de funciones empíricas ortogonales de las variables estandarizadas, también denominadas SCORES; la cual es una técnica multivariada que permite obtener la mejor combinación numérica de un conjunto de variables.

Siguiendo la aproximación presentada en Santamaría-del-Ángel *et al.* (2011), se obtuvieron los SCORES de las matrices mensuales de Rrs443, Rrs555 y Rrs667 y se seleccionó el primero de ellos (primera función empírica ortogonal estandarizada-SEOF1), por que explica el mayor porcentaje de la varianza de los datos, el cual puede interpretarse como una combinación numérica mejor que el promedio.

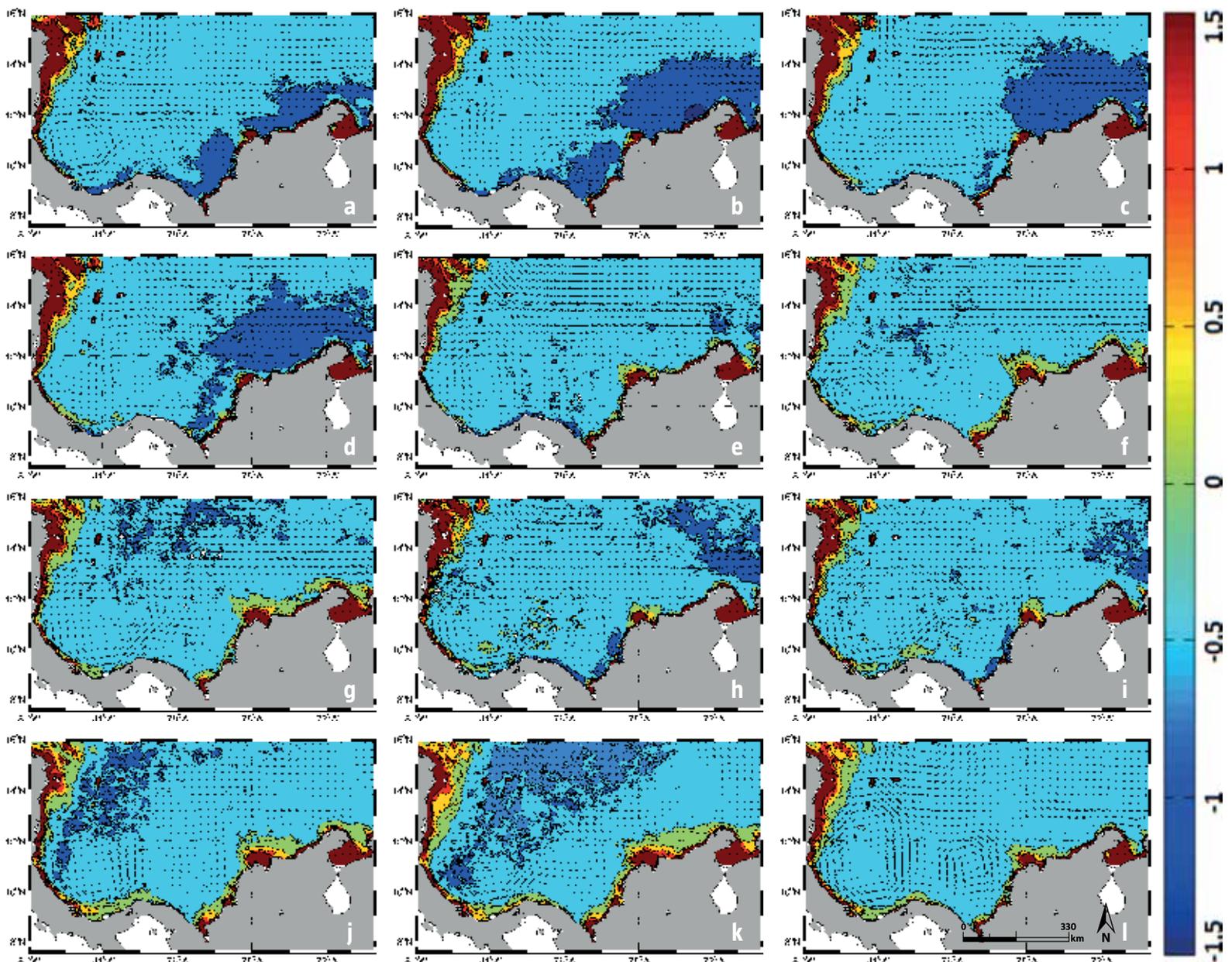
La proporción de varianza explicada por el SEOF1 estuvo entre el 60 y el 70% para cada uno de los meses, siendo mayor en enero (68%) y menor en mayo (60%). Las matrices del SEOF1 obtenidas para cada mes, fueron graficadas como mapas de contornos y siguiendo los criterios de Callejas-Jiménez *et al.* (2012), se seleccionaron los valores de -1.5, -0.5, 0, 0.5, 1 y 1.5, lo cual permitió delimitar regiones de igual variabilidad a lo largo del ciclo anual.

Finalmente, cada una de las regiones encontradas fue descrita en términos de sus procesos forzantes, como la variabilidad del campo de vientos en sus componentes zonal y meridional y de los ciclos anuales de la precipitación en las principales ciudades costeras.

La aproximación empleada, permitió identificar que a lo largo del año se mantiene la alta variabilidad en la zona costera con respecto a la oceánica, siendo variable también, su alcance o extensión (Figura 8).

Entre diciembre (Figura 8a) y marzo (Figura 8d), no es posible distinguir el contorno de variabilidad cero en la costa colombiana y panameña y hay un fuerte contraste entre la zona costera y la oceánica. La región que se establece frente a La Guajira no se delimita en los meses de abril (Figura 8e)-noviembre (Figura 8l), aspecto que sugiere que esta alta variabilidad se desplaza hacia el Caribe

Figura 8. Regionalización dinámica con base en reflectancias en el ciclo anual diciembre (a)-noviembre (l) y corrientes simuladas.



occidental, lo que aporta indicios de una potencial conectividad entre estas dos zonas.

En el mes de noviembre (Figura 8), las regiones identificadas para la zona oceánica desaparecen, con excepción de la insular y la alta variabilidad solamente está asociada con la zona costera, lo cual es permanente a lo largo del año y lleva a identificar cinco regiones que cambian solamente en extensión.

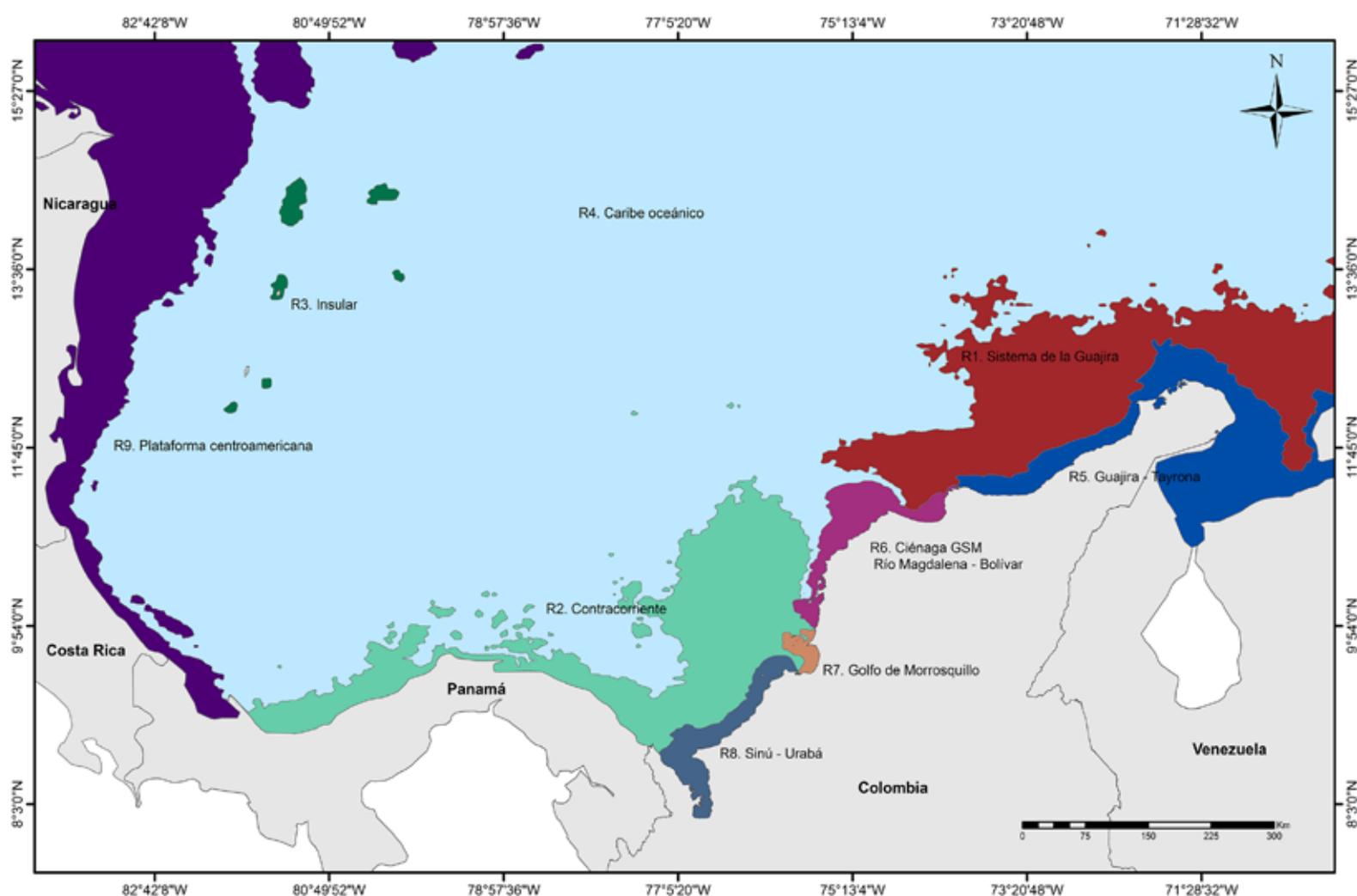
A partir de esta aproximación, fueron identificadas nueve regiones de alta variabilidad espacial -tanto positiva como negativa- en el Caribe: cuatro oceánicas y cinco costeras, las cuales cambian a lo largo del año; algunas desaparecen en unos meses y se refuerzan en otros. Es necesario aclarar que se escogió el mes de enero como representativo de las regiones identificadas (Figura 9), dado que su SEOF1 fue el que explicó la mayor varianza de los datos (68%).

El campo de vientos ya había sido identificado como el principal forzante en la zona oceánica (Figura 2). La mayor desviación estándar (DE) en la componente U se asocia a las regiones R1, R5 y R6

y se hace mínima para R2 y R9 (Figura 10a). Esta mayor variabilidad es responsable de eventos de relajación e intensificación de la surgencia (Lonin, 2010) y es indicio de actividad intraestacional (Bastidas-Salamanca *et al.*, 2016). De otro lado, la mayor DE en la componente V se asocia a las regiones R2 y R9, que son las zonas donde los vientos provenientes del este cambian de dirección y pasan a ser del oeste. La región R6 presenta alta DE en ambas componentes y previamente fue identificada como una zona de transición. El golfo de Mosquitos (Panamá) presenta baja DE en ambas componentes, lo que indica vientos constantes a lo largo del año.

De otro lado, las climatologías de los nutrientes y la extensión variable de las regiones costeras en el ciclo anual, llevó a identificar a los aportes continentales como forzante para la zona costera. En este sentido, se presenta el ciclo anual de la precipitación en algunas ciudades costeras de Colombia (Figura 11), que corresponden a datos oficiales de las estaciones meteorológicas del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM).

Figura 9. Regiones oceanográficas identificadas en el Caribe a partir de regionalización dinámica durante el mes de enero.



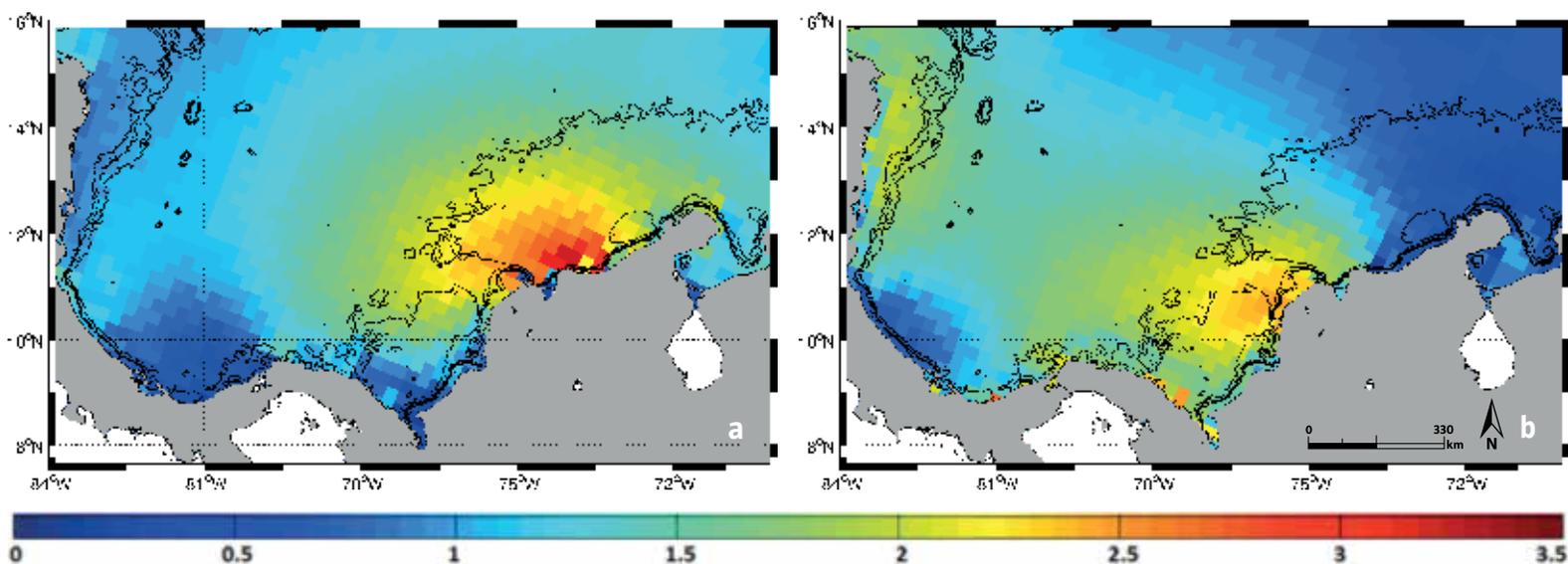


Figura 10. Desviación estándar (m/s) de la componente zonal U (a) y meridional V (b) del viento junto con los contornos que delimitan las regiones del mes de enero.

A partir de esta información se advierte un gradiente de precipitación en la zona costera colombiana, es así que, Riohacha en La Guajira (R1) presenta los menores acumulados mensuales; mientras que Acandí en Chocó (R8), los mayores en el ciclo anual. Este gradiente ha sido explicado en términos de la acción de dos chorros superficiales, contrarios en su dirección; el de San Andrés que es responsable del clima seco en La Guajira y el chorro del Chocó, que transporta humedad desde el Pacífico (Bernal *et al.*, 2006).

Para todas las estaciones, los meses de febrero, marzo y abril corresponden a los de menores valores; mientras que de mayo a octubre se presentan los mayores, aunque el máximo no ocurre en el mismo mes. En las estaciones más al sur ocurre en el mes de junio; mientras que en las estaciones al norte ocurren en octubre. El ciclo anual en las estaciones de Arboletes (Antioquia) y Acandí (Chocó) al parecer

está conectado con la distribución de la precipitación en la costa Caribe de Centroamérica, la cual está caracterizada por una distribución bimodal de la precipitación con máximos durante la época de veranillo (Magaña *et al.*, 1999).

Un caso particular es la estación de Tolú (golfo de Morrosquillo), donde no se presenta un máximo bien definido en la precipitación y se advierte un comportamiento unimodal, con un periodo seco entre diciembre y abril y uno de lluvias entre mayo y noviembre.

Finalmente, este capítulo resume en la Tabla 1 las regiones encontradas y sus principales rasgos oceanográficos y climáticos y constituye un preámbulo a los capítulos posteriores, donde se describen a detalle en un contexto ambiental, como aporte al conocimiento de las zonas marinas y costeras de Colombia.

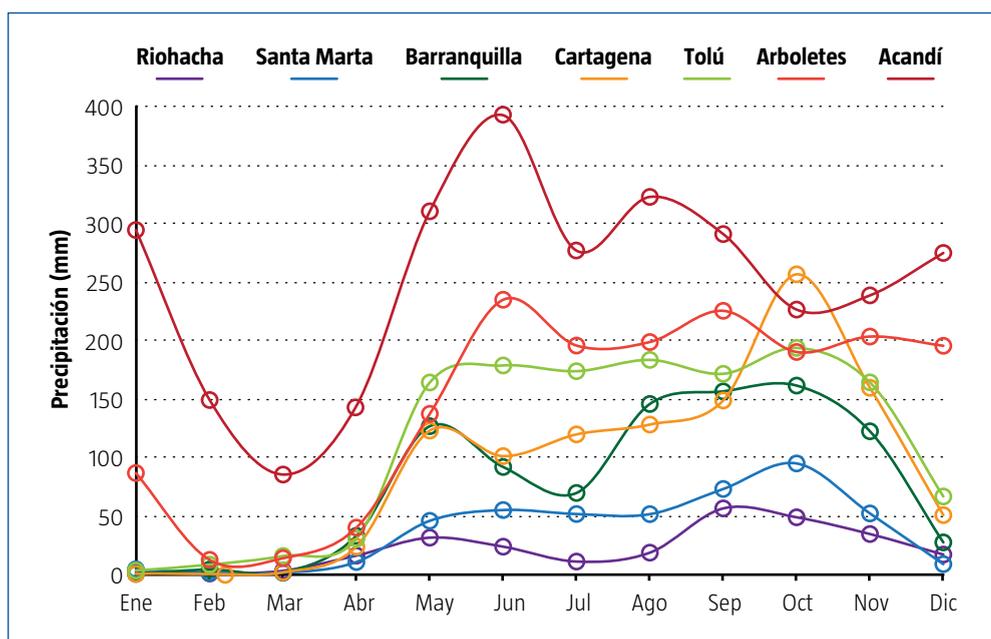


Figura 11. Ciclo anual de la precipitación acumulada en las principales ciudades costeras del Caribe Colombia. Fuente de datos: IDEAM.

Tabla 1. Regiones oceanográficas encontradas a partir de regionalización dinámica empleando reflectancias satelitales y funciones empíricas ortogonales.

DOMINIO OCEÁNICO	
REGIÓN	DESCRIPCIÓN
<p>R1: Sistema de La Guajira</p> 	<p>Ubicada el noreste del Caribe, se demarca por la alta variabilidad (SEOF1<1.5) de diciembre a marzo, esto se asocia a bajas Rrs443 (lo que indica alta absorción de luz por fitoplancton) que corresponden con la mayor actividad de los vientos Alisios del noreste, la corriente del Caribe y formación de giros sobre la península de La Guajira. En el mes de febrero se presenta un núcleo de máxima variabilidad. Esta zona se caracteriza por vientos constantes del noreste persistentes en el ciclo anual, pero variables en magnitud, lo que genera un enfriamiento de la superficie y altas salinidades a principios de año. Esta región no se delimita en los meses de abril-noviembre, lo que sugiere que esta alta variabilidad se desplaza hacia el Caribe occidental, donde es posible advertirla en estos meses, lo que aporta indicios de una potencial conectividad entre estas dos zonas. Esta región corresponde con la descrita por Cañón (2010) como "Afloramiento Paraná Guajira".</p>
<p>R2: Contracorriente</p> 	<p>Ubicada al sur del Caribe, en la parte oceánica entre el golfo de Urabá, el río Magdalena y sobre el brazo costero del GCPC, presenta alta variabilidad (SEOF1<1.5) de diciembre a marzo; meses que presentan las menores TSM y una intensificación del giro ciclónico. En esta región los vientos provenientes son del noroeste a lo largo del año y en comparación con las otras regiones, presenta las aguas más cálidas en el ciclo anual. Desde el mes de abril y hasta noviembre, aparece el contorno de variabilidad cero en la zona costera y desaparece en las regiones del este (R1 y R2).</p>
<p>R3: Insular</p> 	<p>A lo largo del año presenta alta variabilidad espacial (SEOF1>1.5), respecto del mar adyacente, cuyos valores son contrastantes entre sí. Esta zona está caracterizada por una compleja batimetría, compuesta por bancos alrededor de 40 metros de profundidad promedio, en los cuales a su alrededor es posible encontrar depresiones mayores a 600 m. Esta configuración del fondo facilita el ascenso de las masas de agua profundas enriquecidas de nutrientes por efecto de masa en isla.</p>
<p>R4: Caribe oceánico</p> 	<p>Abarca la mayor parte del dominio analizado, presenta baja variabilidad espacial de noviembre a mayo, con excepción de los meses comprendidos entre junio y octubre, que corresponde con la temporada de huracanes y tormentas tropicales en el Caribe colombiano (Ortiz, 2007). El viento resulta variable en ambas componentes (zonal y meridional) a lo largo del año y se identifica como el principal forzante de esta zona a lo largo del ciclo anual.</p>

DOMINIO COSTERO

REGIÓN	DESCRIPCIÓN
<p>R5: La Guajira-Tayrona</p> 	<p>Abarca desde la parte norte de La Guajira (incluyendo el golfo de Venezuela) y desaparece a la altura del Parque Nacional Natural Tayrona (PNNT). Presenta alta variabilidad espacial con respecto al resto del Caribe y es constante en extensión a lo largo del año. Esta zona se caracteriza por escasas precipitaciones en la zona costera, alta hidrodinámica en el mar adyacente y un cambio abrupto en la plataforma continental entre el sector norte y el sur. La presencia del desierto de La Guajira en la zona norte y sus aportes por escorrentía durante la época lluviosa, junto a una plataforma somera en el golfo de Venezuela, representan una fuerte señal de sedimentos que puede ser advertida en imágenes RGB (Ayala y Medina, 2007).</p>
<p>R6: Ciénaga Grande de Santa Marta, río Magdalena, Bolívar</p> 	<p>Esta región comprende desde el PNNT hasta las islas de San Bernardo (Bolívar) y presenta alta variabilidad espacial (SEOF1>1) a lo largo del año y su extensión mar aduera también cambia en el ciclo anual. Está caracterizada por aportes provenientes del río Magdalena que condicionan el núcleo de bajas salinidades, así como por ser una zona de alta dispersión en la dirección de los vientos (tanto en la componente U como en la V), donde se ubica el frente de punta Canoas, zona de máximo gradiente en TSM para el Caribe colombiano. Corresponde con la región "río Magdalena" descrita por Cañón (2010).</p>
<p>R7: golfo de Morrosquillo</p> 	<p>El golfo de Morrosquillo exhibió un comportamiento particular en el ciclo anual, con alta variabilidad espacial tanto positiva como negativa a lo largo del año. Debido a su configuración topográfica de golfo, presenta una zona expuesta y otra protegida debido a la presencia de punta San Bernardo al norte. Estudios previos han evidenciado un gradiente en la TSM, así como en la magnitud del oleaje al interior del mismo (MADS-INVEMAR, 2013).</p>
<p>R8: Sinú-Urabá</p> 	<p>Limitada por los deltas de los ríos Sinú y Urabá, presenta alta variabilidad espacial y su extensión mar aduera cambia también en el ciclo anual, principalmente frente al golfo de Urabá, exhibiendo un fuerte contraste con el mar adyacente de diciembre a marzo. Presenta las mayores precipitaciones en el litoral, lo que incrementa la señal tanto de Rrs443 como de Rrs555. Su régimen de precipitación es monomodal (Rangel y Arellano, 2010; CVS-INVEMAR, 2015), además junto con Morrosquillo, recibe vientos constantes del noroeste, pero variables en magnitud y son mayores a principios de año. Esta región es reconocida por Cañón (2010) como "golfo del Darién".</p>
<p>R9: Plataforma Centroamericana</p> 	<p>Esta región presenta alta variabilidad espacial en el ciclo anual (SEOF1>1), puesto que posee fuerte señal de Rrs443 y de Rrs555 con respecto a su océano adyacente y siempre se demarca el contorno de cero variabilidad. Su extensión también cambia a lo largo del año. Esta alta variabilidad también se advirtió en los nutrientes, lo que da indicios de una región fuertemente modulada por aportes continentales. Con respecto a los vientos, son variables principalmente en la componente V, esto debido a que a lo largo del año, pasan de ser noreste a este, perdiéndose casi por completo la componente meridional.</p>

Referencias

- Acker, J. 2005. Sedimentia. Disponible en línea: daac.gsfc.nasa.gov/oceancolor/sedimentia.shtml (last accessed on 20 July 2005).
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research- Part C-Oceans* 105(11): 26191-26201.
- Andrade, C. A., E. D. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research* 108 (C6): 1-11.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2005. The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research* 25(9): 1003-1022.
- Antonov, J.I., D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, H.E. García, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010. *World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 p.
- Ayala, R. y L.E. Medina. 2007. Identificación de estructuras oceanográficas de sedimentos en el noroeste de Venezuela utilizando imágenes MODIS a 250 m. Universidad Simón Bolívar.
- Bastidas-Salamanca, M., O. Artal-Arreita y C. Ricaurte-Villota. 2015. Simulación de la circulación y estructura térmica en el Caribe colombiano. XVI Congreso Latinoamericano de ciencias del Mar COLACMAR y XVI Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar SENALMAR, Santa Marta, Colombia. Libro de Resúmenes. 575 p.
- Bastidas-Salamanca M.L, S.A. Ordóñez-Zúñiga y C. Ricaurte-Villota. Eventos de intensificación y relajación del viento en la bahía de Santa Marta (Caribe colombiano): implicaciones oceanográficas. *Bol. Investig. Mar. Costeras* 45 (2): 181-196.
- Benitez-Nelson, C.R. 2000. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth-Science Reviews* 51 (1): 109-135.
- Bernal, G., G., Poveda, P., Roldán, y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras y K. Oubelkheir. 2004. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research* 109(C11): 1-12.
- Cañón, ML. 2010. Regionalización dinámica del gran Caribe con base en productos espectroradiométricos satelitales. Tesis de Maestría en Oceanografía. Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla". 93 p.
- Callejas-Jiménez, M., E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera, R. Millán-Núñez y R. Cajal-Medrano. 2012. Dynamic Regionalization of the Gulf of Mexico based on normalized radiances (nLw) derived from MODIS-Aqua. *Continental Shelf Research* 37: 8-14.
- Chollett, I, P. Mumby, F. Muller-Karger y C. Hu. 2012. Physical environments of the Caribbean Sea. *Limnol. Oceanogr.* 57(4): 1233-1244
- Chérubin, L.M. y P.L. Richardson. 2007. Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep Sea Res. Part I. Oceanogr. Res. Pap.* 54(9): 1451-1473.
- CVS-INVEMAR. 2015. Informe técnico final. Convenio No. 020. Santa Marta.
- Galloway, J. N., F.J. Dentener, D.G. Capone, E.W. Boyer, R.W. Howarth, S.P. Seitzinger, G.P. Asner, C.C. Cleveland, P.A. Green, E.A. Holland, D.M. Karl, A.F. Michaels, J.H. Porter, A.R. Townsend y C.J. Vorosmarty. 2004. Nitrogen cycles: past, present, and future. *Biogeochemistry* 70 (2): 153-226.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010a. *World Ocean Atlas 2009, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 70, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 344 p.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, M.M. Zweng, O.K. Baranova y D.R. Johnson. 2010b. *World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate)*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 398 p.
- González-Minaya, J.L. y E. Santamaría-del-Ángel. 2014. Regionalización dinámica de la isla de Santo Domingo mediante productos de sensores remotos del tipo espectroradiómetros. *Boletín Científico CIOH* 32: 149-161.
- Higgins, A., J.C. Restrepo, J.C. Ortiz, J. Pierini y L. Otero. 2016. Suspended sediment transport in the Magdalena River (Colombia, South America): Hydrologic regime, rating parameters and effective discharge variability. *International Journal of Sediment Research* 31(1): 25-35.
- INVEMAR-GEO. 2015. Variabilidad oceanográfica y climática en la bahía de Santa Marta, ensenada de Gaira y zona de puertos (Caribe colombiano) y su relación con la dinámica sedimentaria del carbón. *Actividad GEO-BPIN INVEMAR*. Santa Marta. 64 p.
- Jouanno, J., J Sheinbaum, B. Barnier, J.M Molines and J. Candela 2012. Seasonal and Interannual Modulation of the Eddy Kinetic Energy in the Caribbean Sea. *Journal of physical oceanography* 42: 2041-2055.
- Lahet F. y D. Stramski. 2010. MODIS imagery of turbid plumes in San Diego coastal waters during rainstorm events. *Remote Sensing of Environment* 114(2): 332-344.
- Locarnini, R.A., A. V. Mishonov, J.I. Antonov, T. P. Boyer, H.E. García, O. K. Baranova, M. M. Zweng y D.R. Johnson. 2010. *World Ocean Atlas 2009, Volume 1:*

- Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 p.
- Lonin, S., J. Hernández y D. Palacios. 2010. Atmospheric events disrupting coastal upwelling in the southeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115(C6): 1-17
- MADS-INVEMAR. 2013. Estudios para la prevención y mitigación de la erosión costera. Informe Técnico Final para Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible. Santa Marta, D.T.C.H. 544 p.
- Mancera, J., G. Pinto y S. Vilarity. 2013. Patrones de distribución estacional de masas de agua en la bahía de Santa Marta, Caribe Colombiano: Importancia relativa del Upwelling y Outwelling. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras* 42(2): 329-360.
- Mercado-Santana J.A., E. Santamaría-del-Ángel, A. González-Silvera, L. Sánchez-Velasco, M. F. Gracia-Escobar, R. Millan-Núñez y C. Torres-Navarrete. 2016. Productivity in the Gulf of California Large Marine Ecosystem. *Environmental Develop* (Summit August 2016).
- Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay y K. Mitchell. 2006. North American regional reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* 87: 343-360.
- Mesa, O., G. Poveda y L. Carvajal. 1997. Introducción al clima de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. Imprenta Universidad Nacional. Santafé de Bogotá, D.C. 390 pág.
- Nezlin, N. y P.M. DiGiacomo. 2005. Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the San Pedro Shelf (southern California) during 1997-2003. *Continental Shelf Research* 25(14): 1692-1711.
- Nystuen, J.A y C.A. Andrade. 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using geosat altimetry *Journal of Geophysical Research* 98 (C5): 8389-8394.
- Ortiz J.C. 2007. Huracanes y tormentas tropicales en el mar Caribe colombiano desde 1900. *Bol. Cient. CIOH* 25: 54-60.
- Paytan, A y K. McLaughlin. 2007. The oceanic phosphorus cycle. *Chemical reviews* 107 (2): 563-576.
- Pujos, M., J. L. Pagliardin, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Boletín Científico, CIOH* 6: 3-15.
- Rangel, J.O. y H. Arellano. 2010. Clima. Rangel-Ch., JO (Ed), *Colombia Diversidad Biótica IX: Ciénagas de Córdoba. Biodiversidad, Ecología y Manejo ambiental*. Instituto de Ciencias Naturales. Bogotá.
- Restrepo, J. C., J. C. Ortiz, J. Pierini, K. Schrottke, M. Maza, L. Otero y J. Aguirre. 2014. Freshwater discharge into the Caribbean Sea from the rivers of Northwestern South America (Colombia): Magnitude, variability and recent changes. *Journal of Hydrology* 509: 266-281.
- Ruiz-Ochoa, M.A 2011. Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales, Tesis Ph.D, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 102p + Anexos.
- Ruiz-Ochoa, M.A., y G. Bernal-Franco. 2009., Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances Recursos Hidráulicos* 20: 7-20
- Santamaría-del-Ángel E., M.E. Sebastias-Frasquet, R. Millán-Núñez, A. González-Silvera y R. Cajal-Medrano. 2015. Anthropocentric bias in management policies. Are we efficiently monitoring our ecosystem? Capítulo 1: 1-12 en *Coastal Ecosystems: Experiences and Recommendations for Environmental Monitoring Programs*. Eds. M.T. Sebastia-Frasquet. Ed. Nova Science Publishers. N.Y. 220 p.
- Santamaría-del-Ángel, E., A. González-Silvera, R. Millán-Núñez, M. Callejas-Jiménez y R. Cajal-Medrano. 2011. Case study 19. In: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.), *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*. EU PRESPO, IOCCG In: Morales, J., Stuart, V., Platt, T., Sathyendranath, S. (Eds.), *Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management*. EU PRESPO, IOCCG.
- Spalding, M, H. Fox, G. Allen, N. Davidson, Z. Ferdaña, M. Finlayson, B. Halpern, M. Jorge, A. Lombana, S. Lourie, K. Martin, E. McManus, J. Molnar, C. Recchia y J. Robertson. 2007. A Bioregionalization of Coastal and Shelf Areas. *Bioscience* 57 (7): 573-583
- Tan, C.K., J. Ishizaka, S. Matsumura, F.M Yusoff y M.I Mohamed. 2006. Seasonal variability of SeaWiFS chlorophyll-a in the Malacca Straits in relation to Asian monsoon. *Continental Shelf Research* 26: 168-178.
- Tan, C.K., J. Ishizaka, A. Manda, E. Siswanto y S.C. Tripathy. 2007. Assessing post-tsunami effects on ocean colour at eastern Indian Ocean using MODIS Aqua satellite. *International Journal of Remote Sensing* 28 (13): 3055-3069.
- Vernet, G. 1985. La plateforme continentale caraibe de Colombie (du débouché du Magdalena au Golfe de Morrosquillo). Importance du diapirisme argileux sur la morphologie et la sédimentation. Thèse d'Etat, Université de Bordeaux. Bordeaux. 387.
- Weatherall, P., K.M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J.E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini y R. Wigley. 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science* 2: 331-345.
- Zehr, J.P y B.B. Ward. 2002. Nitrogen cycling in the ocean: new perspectives on processes and paradigms. *Applied and Environmental Microbiology* 68 (3): 1015-1024.

Capítulo 2

Región 1: sistema de La Guajira

Magnolia Murcia-Riaño,
Constanza Ricaurte-Villota,
Andrés Ordóñez-Zúñiga y
Martha Bastidas Salamanca





Maniobra con roseta oceanográfica.
Foto tomada por Carlos Peña.

Generalidades

La región oceánica de La Guajira se delimita geográficamente al este por el meridiano 71°W, al oeste por el meridiano 75°W, al norte por aguas oceánicas de República Dominicana y Haití, al sur por la plataforma continental de los departamentos de La Guajira y Magdalena (Figura 12). En la zona de La Guajira y Venezuela, se presenta un evento de surgencia estacional que ha sido documentado por varios autores (Corredor, 1979; Andrade y Barton, 2005; Paramo *et al.*, 2011; Rueda-Roa y Muller-Karguer, 2013; Jouanno y Sheinbaum, 2013; entre otros).

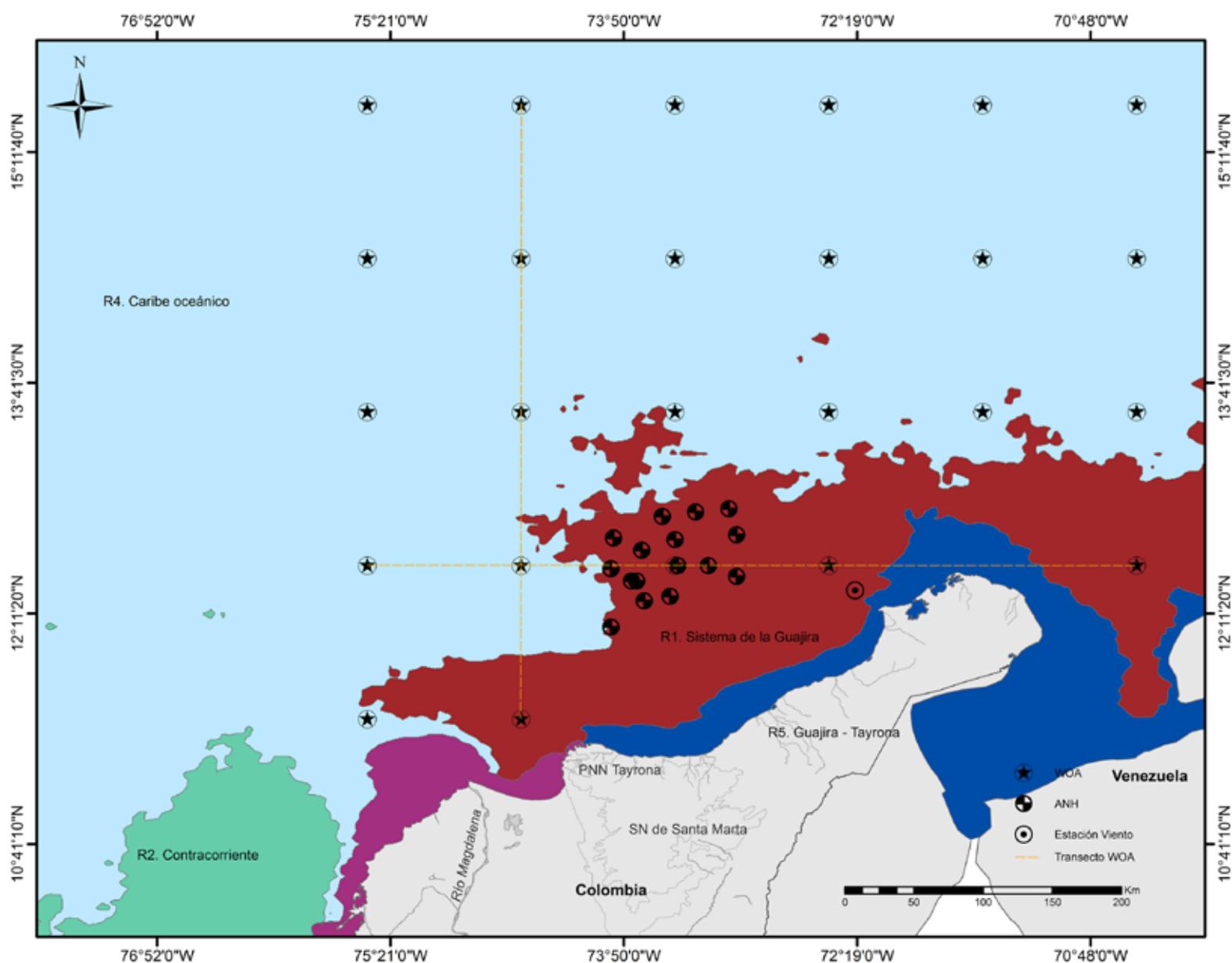
Dicha surgencia no es tan significativa en términos de productividad pesquera como los Ecosistemas de Surgencia de Borde Oriental (EBUEs-*Eastern Boudary Upwelling Ecosystems*). Sin embargo, puede soportar el desarrollo de una importante pesca artesanal en la zona (Paramo y Roa, 2003).

Dicha surgencia modula la oceanografía local, llegando incluso hasta las inmediaciones del golfo de Salamanca, cuando ocurre la época de mayor intensidad de vientos.

Bajo estas condiciones, también se ha documentado la influencia en las poblaciones de coral del Parque Nacional Natural Tayrona (PNNT) (Bayraktarov *et al.*, 2013; Eidens *et al.*, 2014). Por otro lado, se considera que los EBUEs son los ecosistemas marinos más productivos del mundo, de los cuales, los principales son: la corriente de California, Canarias, Humboldt y Benguela. Estas cuatro regiones proveen la quinta parte de las pesquerías a nivel global (Chávez y Toggweiler, 1995).

Una razón por la cual estas zonas son tan productivas se debe a varios factores conectados entre sí: están situadas en el margen oriental lo que implica que cuando se presentan vientos muy intensos, sumando a ello la rotación de la Tierra,

Figura 12. Ubicación espacial de las estaciones de la climatología WOA09, estaciones del crucero oceanográfico GUA-OFF-3 y ubicación del punto de donde se extrajo la serie de viento.



hace que ocurra transporte de Ekman. Esto causa que una gran parcela de agua se desplace costa afuera, haciendo que el agua de profundidad (200-300 m) suba a la superficie (Chávez y Messié, 2009; Steward, 2008).

Esta masa de agua presenta ciertas características: una menor temperatura, gran concentración de nutrientes y baja concentración de oxígeno disuelto (Freon *et al.*, 2009). Esta inyección de nutrientes, ocasiona una fertilización del medio que favorece el crecimiento del fitoplancton y por tanto el incremento de la productividad en todos los niveles tróficos. Adicionalmente, contribuye de forma significativa al intercambio de gases entre el océano y la atmósfera, especialmente el CO₂.

La región de La Guajira oceánica, es particular porque confluyen varios procesos oceanográficos; por un lado, está influenciada por la corriente del Caribe, la cual transporta hasta 20 Sv desde el este a todo el Caribe, por otro lado es baroclínicamente inestable (Jouanno *et al.*, 2008, 2009), lo cual genera un amplio espectro de variabilidad de mesoescala dentro de la cuenca. Adicionalmente, cuando los vientos Alisios se relajan, el Giro Ciclónico Panamá-Colombia también tiene efectos sobre ésta zona por medio de la contracorriente de Colombia, la cual es un ramal de dicho giro (Andrade, 2001; Andrade *et al.*, 2003).

De acuerdo con los cambios en la temperatura y salinidad superficial, Paramo *et al.* (2011), identificaron la existencia de tres núcleos principales de surgencia: la zona costera entre el Cabo de la Vela y Punta Gallinas (CV-PG), la zona entre Puerto Bolívar y el Cabo de la Vela (PB-CV) y la zona entre Santa Marta y el Parque Nacional Natural Tayrona (SM-PNNT).

Contexto climático y oceanográfico

A nivel atmosférico, la zona oceánica de La Guajira está influenciada por el movimiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), cuyo desplazamiento hacia el norte trae consigo mayor precipitación hacia los meses de septiembre y octubre sobre la costa Caribe colombiana, ocasionada por el cambio en los centros de baja presión (Schneider *et al.*, 2014). Esta franja estrecha

de nubes se encuentra ubicada en promedio alrededor de los 6°N.

En la región de La Guajira se presentan vientos dominantes provenientes del noreste, que según varios autores, son éstos los que generan los eventos de surgencia debido al transporte de Ekman. En regiones del borde oriental de zonas templadas, las surgencias con mayor intensidad ocurren en primavera y a principios de verano, aunque persistan durante todo el año (Bakun y Nelson, 1977).

En latitudes más bajas como es el caso de la región del Caribe colombiano, diversos autores han registrado pulsos de surgencia en los primeros tres meses del año (enero-marzo), cuando los vientos Alisios son más intensos, algunos alcanzan magnitudes de hasta (11 m.s⁻¹) (Páramo *et al.*, 2011).

El oleaje se caracteriza por presentar una altura de la ola significativa (Hs) de hasta de 2 m en febrero y julio con periodos de 9 segundos y con dirección de procedencia este-noreste. Los valores de altura de ola más bajos se detectan en noviembre con Hs=1.6 m con un periodo de 7.5 a 8 s (Thomas *et al.*, 2012).



Otro aspecto particular de esta región es la intensa actividad de mesoescala. Jouanno *et al.* (2012) registraron para la cuenca de Colombia numerosos remolinos, cuya máxima energía se registra con un pico anual entre julio y octubre, es decir durante el inicio de la piscina cálida del atlántico o AWP (*Atlantic Warm Pool*).

La TSM derivada de datos WOA09 para la zona oceánica de La Guajira, muestra que existen diferencias entre los primeros meses y el último semestre del año; se registran los menores valores en el mes de febrero, cercanos a 25.2 °C (Figura 2c), valor que incrementa hasta registrar un máximo de 28.7 °C en el mes de octubre (Figura 2k).

Durante este mes, las magnitudes de los vientos descienden y la ZCIT se encuentra más al norte, lo que ocasiona fuertes lluvias en todo el Caribe. Este periodo coincide con los menores valores de salinidad (35.0 ± 0.16) (Figura 3k). Por su parte, el oxígeno disuelto, no muestra una tendencia a lo largo del año, y se registra un rango muy estrecho entre 4.2 y 4.8 ml.L⁻¹ (Figura 4).

En cuanto a los nutrientes a nivel superficial, se observa que hacia los meses de septiembre-diciembre hay un aumento en los silicatos -incluso dos órdenes de magnitud mayor-, lo cual coincide con el registro de las mayores descargas de los ríos hacia esta época del año (Figura 7). Se ha considerado que las mayores contribuciones de este nutriente provienen de escorrentía continental. Contrario a los silicatos, los fosfatos registran las mayores concentraciones en los meses de mayo-julio (Figuras 5f-5h) y los nitratos en febrero (Figura 6c) y julio (Figura 6h).

Sin embargo, todos los trabajos realizados en esta área se han centrado únicamente en mediciones indirectas y en los datos *in situ* de unos cuantos cruceros, que únicamente han tomado en consideración la temperatura y salinidad (Andrade y Barton, 2005; Páramo *et al.*, 2011).

Solo la TSM y la fluorescencia -cómo una medida indirecta de la productividad primaria en la zona-, han sido medidas ampliamente a través de imágenes de color por medio de diferentes sensores y bases de datos: AVHRR, SeaWiFS, MODIS-Aqua, MERIS (Rueda-Roa y Muller-Karguer, 2013). Sin embargo, existen otras variables químicas para considerar un evento de surgencia como tal, donde a partir de cambios en la concentración de oxígeno y nutrientes se puede evidenciar este tipo de eventos (Chaves y Messié, 2009).

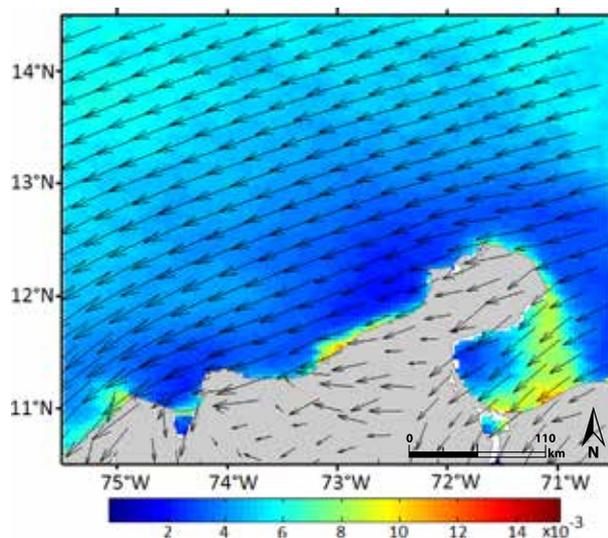
Fertilización por advección en el sistema mesotrófico de La Guajira

Aunque las características físicas del mar Caribe se han estudiado desde diversas perspectivas, no se ha abordado desde el punto de vista fisicoquímico. Es por esta razón, que en este capítulo se estudia la climatología de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nitratos, fosfatos y silicatos, con el objetivo de evaluar la surgencia desde otra perspectiva.

El mar Caribe es considerado una zona oligotrófica debido a las bajas concentraciones de clorofila-a, en comparación con las registradas en otras localidades como el noreste de África o la costa de Perú-Chile, donde se registran concentraciones de clorofila-a hasta de 10 mg.m⁻³ (Chávez y Messié, 2009).

La señal de Rrs443, puede asociarse con absorción por clorofila-a y el campo de vientos para tres meses identificados como contrastantes: febrero, julio y noviembre; muestra que febrero tiene las menores reflectancias (Figura 13), a partir de lo cual se puede inferir que hay una mayor concentración de fitoplancton, lo que convierte a este mes en el que tiene una mayor cobertura espacial de esta baja señal, que alcanza incluso hasta los 14°N.

Figura 13. Rrs443 para el mes de febrero climatológico.



En Julio se registra nuevamente una disminución en la señal, aunque sin la misma intensidad (Figura 14) y de acuerdo a Andrade y Barton (2005), esta señal es visible y puede ser llevada por medio de filamentos hacia el oeste.

Finalmente, el mes de noviembre muestra una elevada señal de Rrs443, evidenciando una baja absorción por pigmentos del fitoplancton y las menores magnitudes de viento (Figura 15). Aunque durante este mes hay una alta concentración de silicatos (Figura 7I), en esta época, las células fitoplanctónicas responden en gran medida a los pulsos de nitratos.

Dugdale y Goering (1967) indican que en aguas tropicales bien estratificadas, como es el caso de La Guajira, para esta época, el nitrógeno es el elemento más importante porque limita el crecimiento del fitoplancton. No obstante, las concentraciones reportadas para la región, si bien son más bajas ($0-5.9 \mu\text{mol.L}^{-1}$ en los primeros 100 m) que las registradas en otros ecosistemas de surgencia ($0-10 \mu\text{mol.L}^{-1}$ en la misma profundidad), es de esperarse que esta señal visible de los pulsos de nitratos y silicatos, se traduzca en un aumento de la concentración de fitoplancton desde septiembre a diciembre, periodo durante el cual se incrementa el aporte de nutrientes por parte del río Magdalena.

Según Corredor (1979), una razón por la cual se registra baja cantidad de clorofila, se debe a que el factor limitante de crecimiento es el desacople entre la absorción de nitratos y aumento de la biomasa de fitoplancton. Se registra que los niveles de nitrato en las aguas de surgencia se reducen rápidamente a concentraciones cercanas a las constantes de saturación promedio.

Las condiciones de temperatura, salinidad, oxígeno y concentración de nutrientes (nitratos, fosfatos y silicatos) en el área de influencia de la surgencia de La Guajira y derivadas a partir de 25 estaciones de la climatología WOA09 (Locarnini *et al.*, 2010; Antonov *et al.*, 2010; García *et al.*, 2010a y García *et al.*, 2010b), muestran una relación entre las aguas con influencia del río Magdalena, el golfo de Salamanca y la zona de surgencia de Venezuela con la productividad que se encuentra en la zona costera y oceánica de La Guajira.

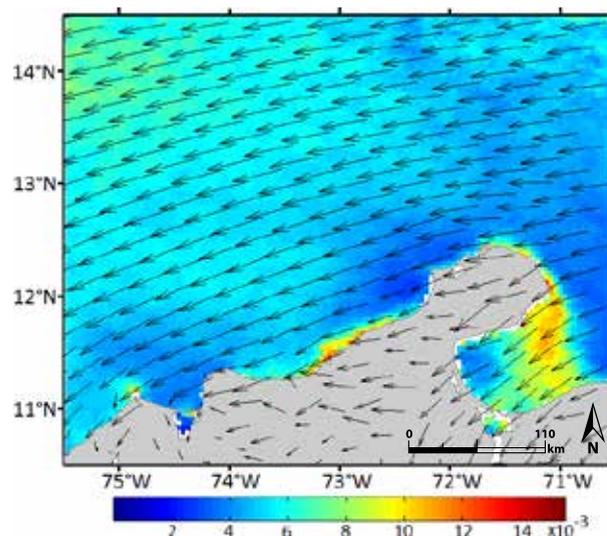


Figura 14. Rrs443 para el mes de julio climatológico.

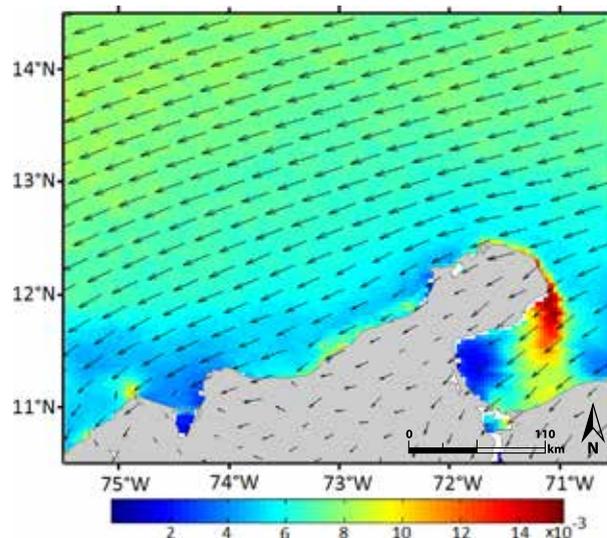


Figura 15. Rrs443 para el mes de noviembre climatológico.

Lo anterior se puede corroborar a través del análisis de las variables físicas y químicas por medio de dos transectos seleccionados: uno longitudinal sobre los 12°N y otro latitudinal en los 74°W .

En el transecto longitudinal, para el mes de febrero, se registra que la profundidad de la capa de mezcla es de 50 m, con una temperatura promedio de 25.5°C (± 0.49) y la salinidad registra un valor promedio de 36.4 (± 0.10) (Figura 16 a y b).

Respecto al oxígeno disuelto, no se registra un pulso de baja concentración ($\leq 2 \text{ ml.L}^{-1}$) como es de esperarse cuando ocurre un evento de surgencia; por el contrario, la concentración promedio fue de 4.5 ml.L^{-1} (± 0.08) (Figura 16c). La señal de nutrientes registra una tendencia similar al oxígeno, es decir no se observa un aumento significativo de su concentración en la capa de mezcla. El valor promedio de fosfatos fue $0.07 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 0.04), del nitrato $1.73 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 1.6) y para silicatos de $2.30 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 0.92) (Figura 16 d, e, f).

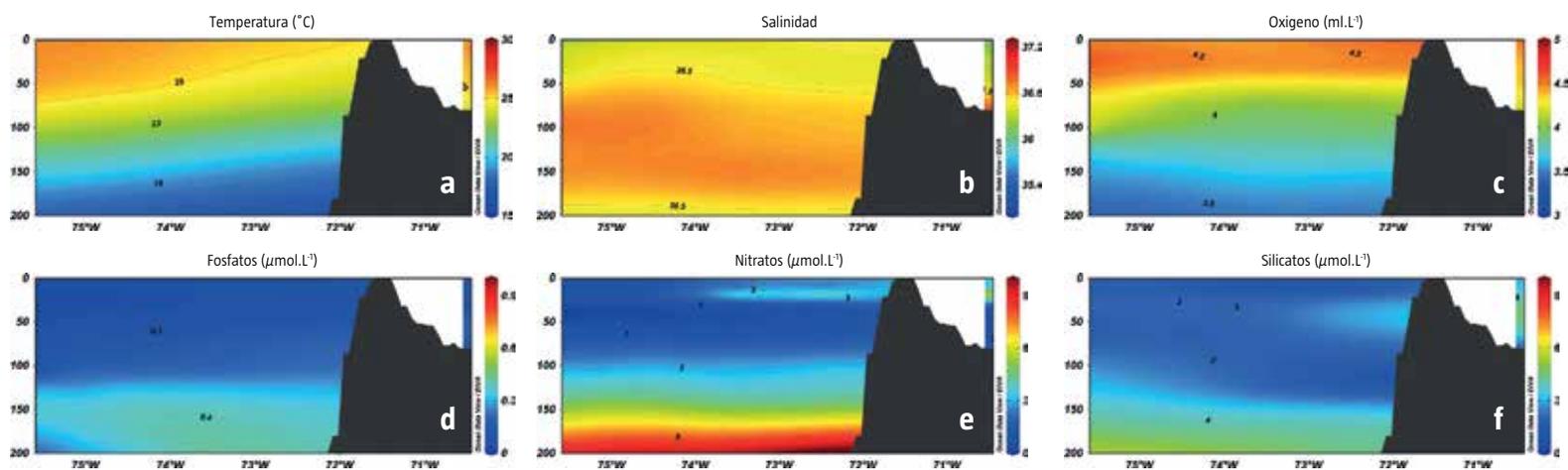


Figura 16. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de febrero en el transecto de los 12.5°N.

Estos resultados evidencian que no hay un pulso de alta concentración de nutrientes o de baja concentración de oxígeno proveniente desde capas más profundas. Aunque el evento de surgencia está documentado a partir de anomalías negativas de TSM y aumento de clorofila-a satelital, los nutrientes en esta zona de La Guajira están llegando por advección desde zonas adyacentes, como la zona de surgencia de Venezuela, que a su vez está siendo fertilizada por la cuenca de Cariaco y el río Orinoco.

Rueda-Roa y Muller-Karguer (2013) sostienen que la surgencia de Venezuela (63-65°W) tiene concentraciones de clorofila mayores (1.65 mg.m⁻³) y vientos moderados (6.12 m.s⁻¹), en comparación con las concentraciones de clorofila-a registradas para la zona de La Guajira (1.15 y vientos de 8.23 m.s⁻¹).

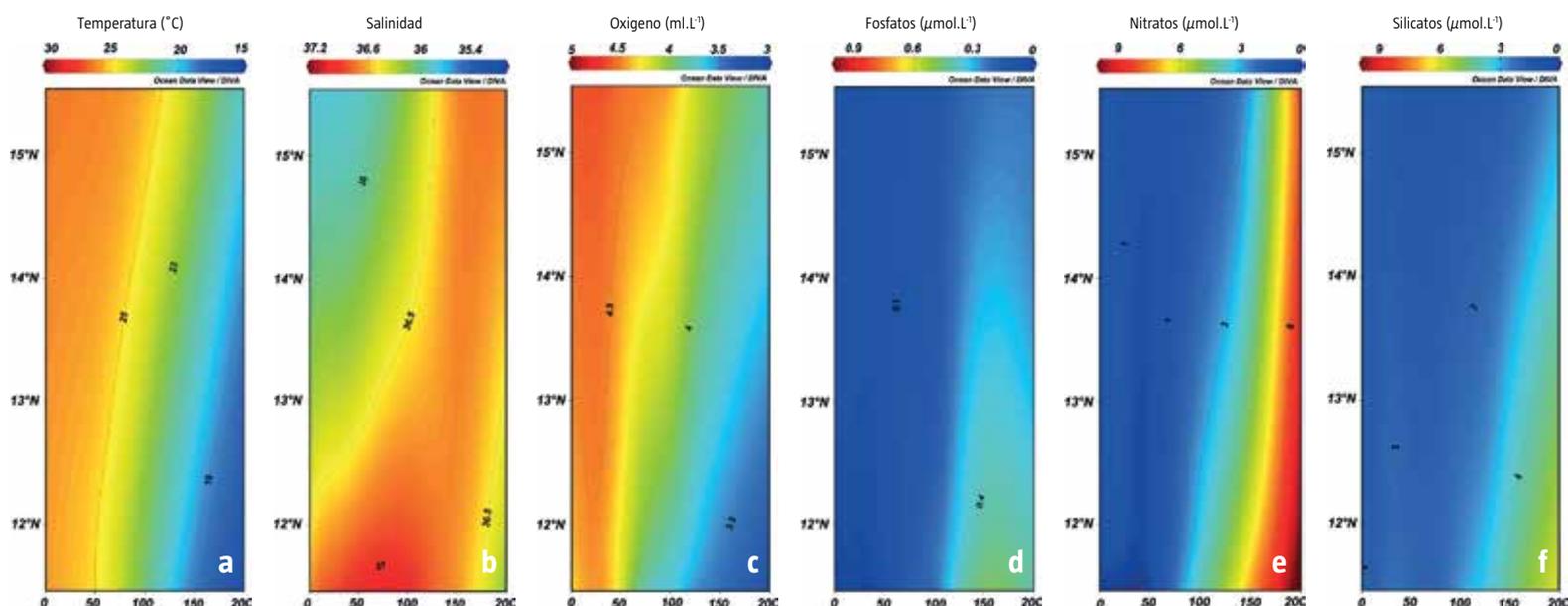
A nivel latitudinal (transecto sobre los 74°W), la temperatura registró un promedio de 25.8 °C (±0.31) en la capa de mezcla (50 m), la cual se profundiza a medida que se aleja de la costa (Figura 17a). Sin embargo, la salinidad con un promedio de

36.4 (±0.33) presentó los menores valores hacia la zona oceánica (35.75), lo cual estaría indicando que no hay una influencia del agua proveniente del golfo de Salamanca (Figura 17b).

Este comportamiento también se ve reflejado en los valores de los nutrientes, específicamente en los silicatos (Figura 17f). Una razón por la cual no se ve esta señal de origen continental, se debe a la ausencia de lluvias en ésta época del año, lo cual ocasiona que no haya un intercambio suficiente entre la boca de la Ciénaga y al área adyacente, siendo el flujo dominante el de la corriente del Caribe que fluye hacia el oeste.

Para el mes de julio la profundidad en la capa de mezcla es menor (30 m) en comparación con la registrada en febrero (50 m). La temperatura aumentó 1.3 °C con un promedio de 26.8 °C (±0.39). Sin embargo, al ser identificado como un mes donde se presenta un segundo pulso de surgencia, no se evidencian aguas de menor temperatura que lleguen desde la subsuperficie (Figura 18a).

Figura 17. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos, y silicatos en el mes de febrero en el transecto de los 74.5°W.



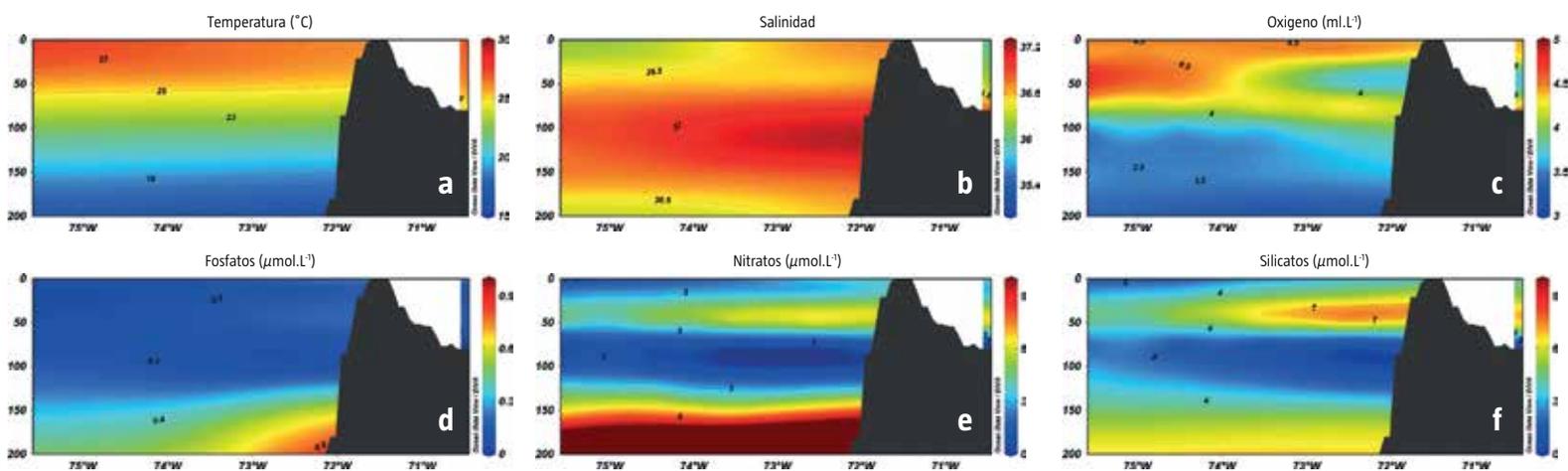


Figura 18. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 12.5°N.

Con respecto a la salinidad, se detectan aguas más salinas (36.7 ± 0.21) que llegan desde las capas más profundas (Figura 18b). Respecto al oxígeno, se encuentra un núcleo de menor concentración (3.75 ml.L^{-1}) en los 50 m de profundidad en la estación más costera y cercana a los núcleos de surgencia (Figura 18c).

Finalmente, y durante este mismo mes, se detecta un pulso de alta concentración de nitratos (Figura 18e) y silicatos (Figura 18f) provenientes del este, producto del pulso de surgencia de Venezuela. Adicionalmente, se advierte un aporte de origen continental del río Magdalena, el cual para el mes de julio presenta un primer pico de descargas (Higgins *et al.*, 2016). La señal en fosfatos no es tan evidente (Figura 18d), alcanzan solo a concentraciones de $0.1 \mu\text{mol.L}^{-1}$ y cuyas concentraciones de los nitratos ($\sim 7 \mu\text{mol.L}^{-1}$) y silicatos ($\sim 8 \mu\text{mol.L}^{-1}$) es alta.

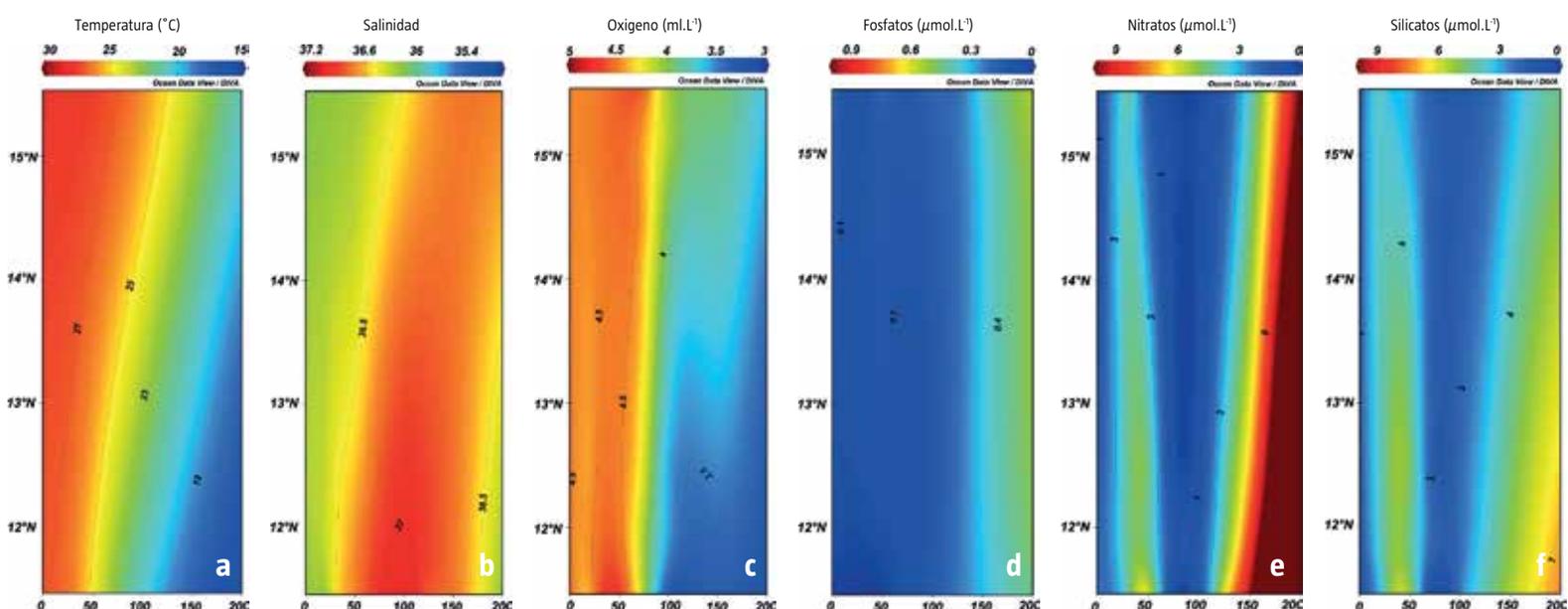
Respecto al transecto latitudinal (sobre los 74°W), la isoterma de los 25°C se ubicó a los 50 m en la costa y en la zona más oceánica estuvo alrededor de

los 125 m aproximadamente (Figura 19a). En cuanto a la salinidad, la isolínea de los 36.7 se ubicó a los 50 m en la estación más cercana a la costa y a nivel oceánico se encontró a los 200 m, lo que indica que hay un fuerte gradiente costa-oceano (Figura 19b). En cuanto al oxígeno, no se registran mayores variaciones (Figura 19c).

Se registraron evidencias de origen continental en los nutrientes, específicamente en nitratos y silicatos más que en las otras variables medidas (Figuras 19e y f). Es probable que la pluma del Magdalena alcance varios cientos de kilómetros y que llegue hasta el centro de la cuenca del Caribe; razón por la cual se observa una señal a nivel subsuperficial de estos nutrientes en sentido sur-norte que evidencia una fertilización. Esta misma tendencia se ha registrado para la pluma del río Orinoco, el cual puede llegar a fertilizar las aguas circundantes a Puerto Rico (Corredor y Morrel, 2001).

En el mes de noviembre se favorece que aguas de la contracorriente de Colombia alcance a llegar hasta

Figura 19. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 74.5°W .



la península de La Guajira, debido a que en esa época los vientos se relajan (Figura 15)

El promedio de temperatura para este mes es de 27.7 °C (± 0.27) (Figura 20a), en comparación con los meses anteriores y la más baja salinidad (35.8 ± 0.35) para el mismo transecto (Figura 20b). Otra evidencia de esto se encontró en los silicatos, los cuales presentaron una alta concentración en todo el transecto de los 12°N con valores de $10 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 20f).

Andrade *et al.*, (2003) documentan que la contracorriente alcanza velocidades cercanas a 1 Sv y llega hasta los 12°N con 72°W. Es en esta localización donde la climatología WOA09 muestra que no hay aguas afloradas desde la subsuperficie, sino que están siendo advectadas desde zonas adyacentes como la desembocadura del río Magdalena.

Sin embargo, aunque hay una señal evidente de fertilización por parte de los silicatos, esto no se ve reflejado en la señal de Rrs443 (Figura 15) indicadora de absorción por fitoplancton, debido a la baja concentración de fosfatos ($0.04 \mu\text{mol.L}^{-1} \pm 0.06$) y nitratos ($0.12 \mu\text{mol.L}^{-1} \pm 0.12$) (Figuras 20 d y e).

En el transecto latitudinal -a lo largo del meridiano 74°W- se encontró la misma señal registrada en el transecto longitudinal -a lo largo del paralelo 12°N-. Incluso, dicha señal fue más evidente en la salinidad y en los silicatos (Figura 21 b y f), lo que comprueba que para ésta época del año las condiciones locales están siendo moduladas más por la precipitación (época de lluvias) que por los vientos.

La temperatura presentó un promedio de 27.9 °C (± 0.32) y la salinidad 35.6 (± 0.41) (Figura 21 a y b). El oxígeno se caracterizó por valores

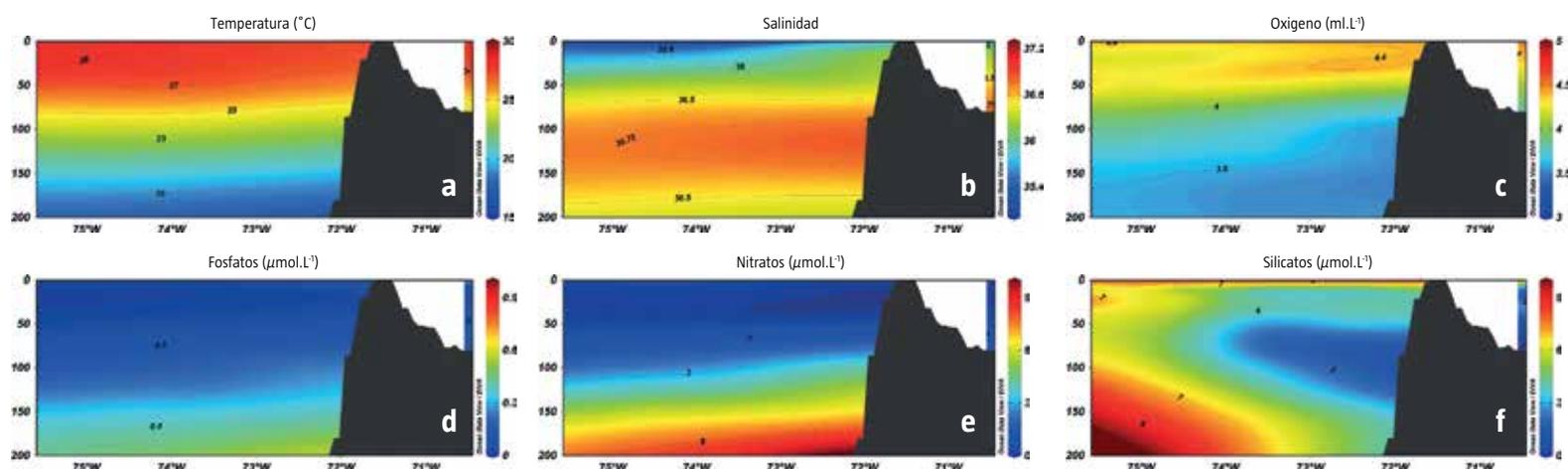
promedio de 4.4 ml.L^{-1} (± 0.14) (Figura 21c). En los nutrientes la única señal visible fue la de silicatos con un promedio de $6.6 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 1.3). Los fosfatos y nitratos presentaron concentraciones promedio de $0.02 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 0.01) y $0.15 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (± 0.16) respectivamente (Figuras 21 d y e).

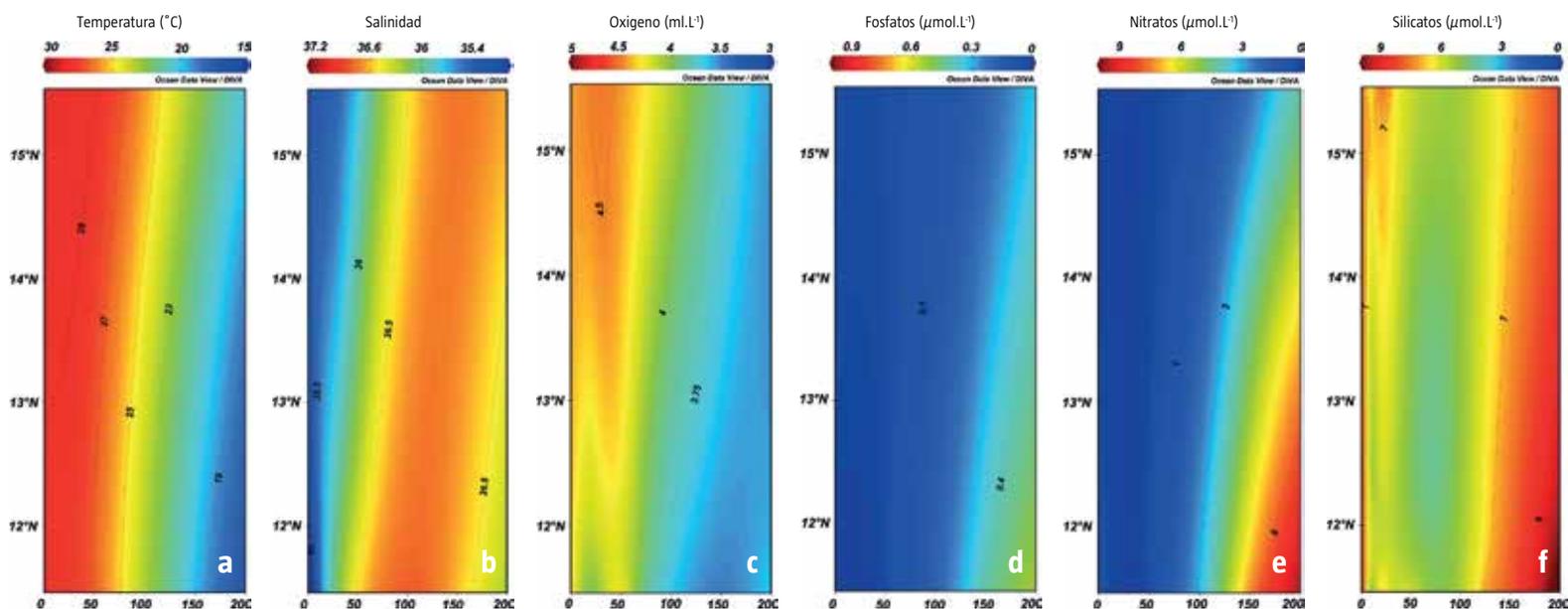
En múltiples estudios se ha caracterizado la surgencia de La Guajira por medio de imágenes satelitales, que asocian los bajos valores de TSM con núcleos de alta concentración de clorofila-a en los primeros meses del año (Rueda-Roa y Muller-Karguer, 2013; Sarmiento-Devia *et al.*, 2013). Sin embargo, López *et al.* (2013) sostienen que el mecanismo responsable del mantenimiento de una alta biomasa fitoplanctónica en la parte frontal del Caribe-Atlántico ha sido difícil de identificar, pero está asociada a la entrada de agua dulce masiva de los ríos Orinoco y Amazonas.

En consecuencia, se ha documentado que la pluma del río Orinoco trae una baja salinidad y una alta concentración de pigmentos (Bidigare *et al.*, 1993), lo cual sucede de manera estacional siguiendo los picos de descarga del río. Desde septiembre y hasta noviembre, la pluma alcanza a llegar hasta el norte de Puerto Rico cubriendo gran parte del Caribe oriental llegando a distancias que exceden los 1000 km desde el delta del río (Morrel y Corredor, 2001).

Si bien las descargas del río Orinoco alcanzan las $6.8 \times 10^6 \text{ t.año}^{-1}$, Higgins *et al.* (2016), han registrado descargas del río Magdalena de hasta $169 \pm 73 \times 10^6 \text{ t.año}^{-1}$ para un periodo entre 1990-1999. Estos valores indican que el río Magdalena constituye una importante fuente de nutrientes a la región del Caribe colombiano y especialmente a

Figura 20. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de noviembre en el transecto de los 12.5°N.





la zona oceánica de La Guajira dependiendo de la época del año.

Adicionalmente, hay un aumento paulatino desde septiembre hasta diciembre de la concentración de silicatos (Figura 7), registrándose el máximo pulso para este último mes. Esto contradice lo descrito por Andrade y Barton (2005), quienes sostienen que los nutrientes provenientes del río Magdalena están siendo consumidos rápidamente por el fitoplancton y por eso las concentraciones decrecen rápidamente con la distancia de la desembocadura. Sin embargo, en dicho estudio no realizaron análisis con nutrientes para comprobar esto.

Adicional a la caracterización de la región, fueron analizados datos *in situ* de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto en 17 estaciones realizadas en noviembre de 2013 durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3-ANH (Garrido-Linares *et al.*, 2014) (Figura 12).

Se encontró, a nivel superficial, que la temperatura estuvo dentro de los rangos reportados para el noviembre climatológico (Figura 22a), mientras que la salinidad estuvo una unidad por encima (36.32 ± 0.24 versus 35.36 ± 0.12) (Figura 22b). El oxígeno presentó valores relativamente altos (4.4 mL.L^{-1}) en la mayoría de las estaciones (Figura 22c). Sin embargo, el promedio estuvo por debajo de los valores registrados en WOA09 ($4.23 \text{ mL.L}^{-1} \pm 0.24$ versus 4.42 ± 0.01).

Generalmente la distribución de oxígeno disuelto en el océano se ve influenciada por procesos tanto físicos como bioquímicos. Los procesos bioquímicos

incluyen fuentes y sumideros de O_2 debido a la producción primaria, la respiración y la oxidación de la materia orgánica lábil. Los procesos físicos incluyen fuentes y sumideros debido a la renovación de masas de agua, la solubilidad del gas y los procesos de mezcla (Bograd *et al.*, 2008).

Figura 21. Valores de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, fosfatos, nitratos y silicatos en el mes de julio en el transecto de los 74.5°W .

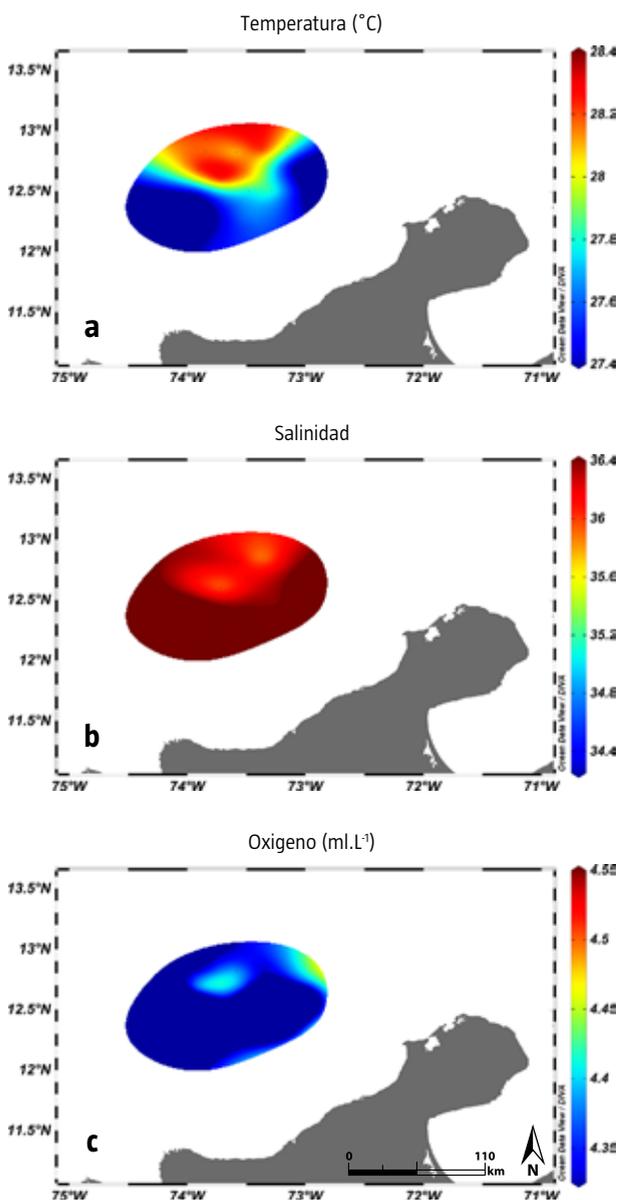


Figura 22. Variación superficial de la temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante noviembre de 2013. Fuente de datos: (Garrido-Linares *et al.*, 2014)

Figura 23. Perfiles de a) temperatura (°C) y b) salinidad durante noviembre de 2013.

Fuente de datos: (Garrido-Linares *et al.*, 2014)

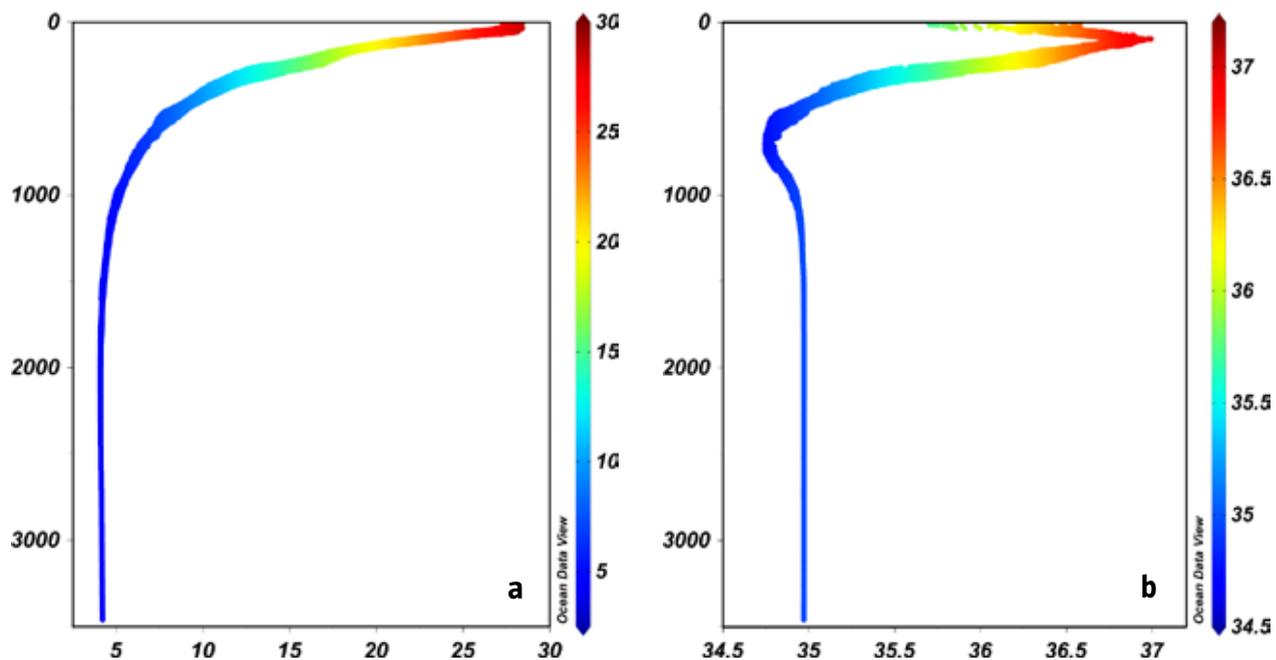


Figura 24. Perfil de oxígeno (ml.L⁻¹) durante noviembre de 2013.

Fuente de datos: (Garrido-Linares *et al.*, 2014)

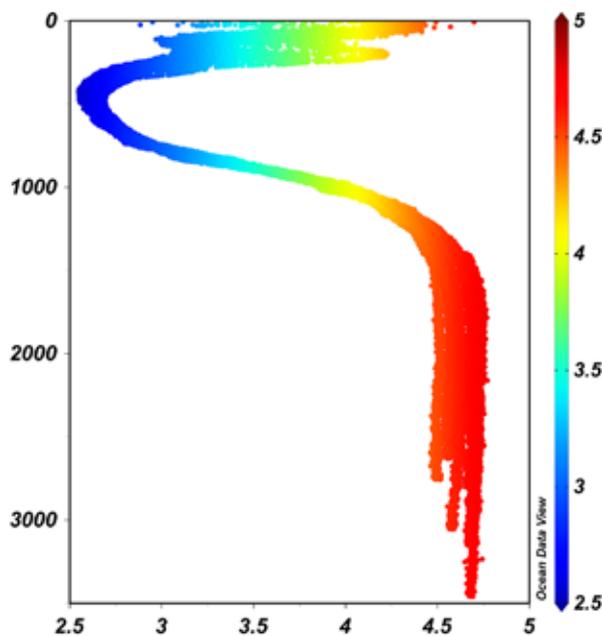
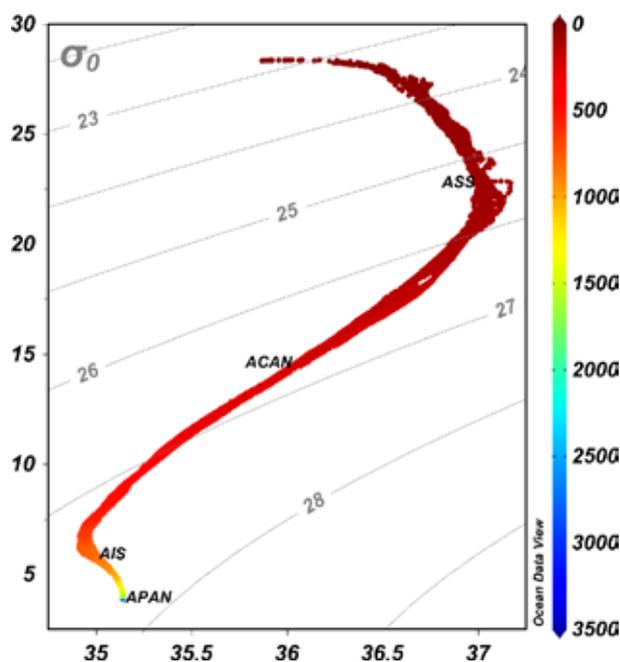


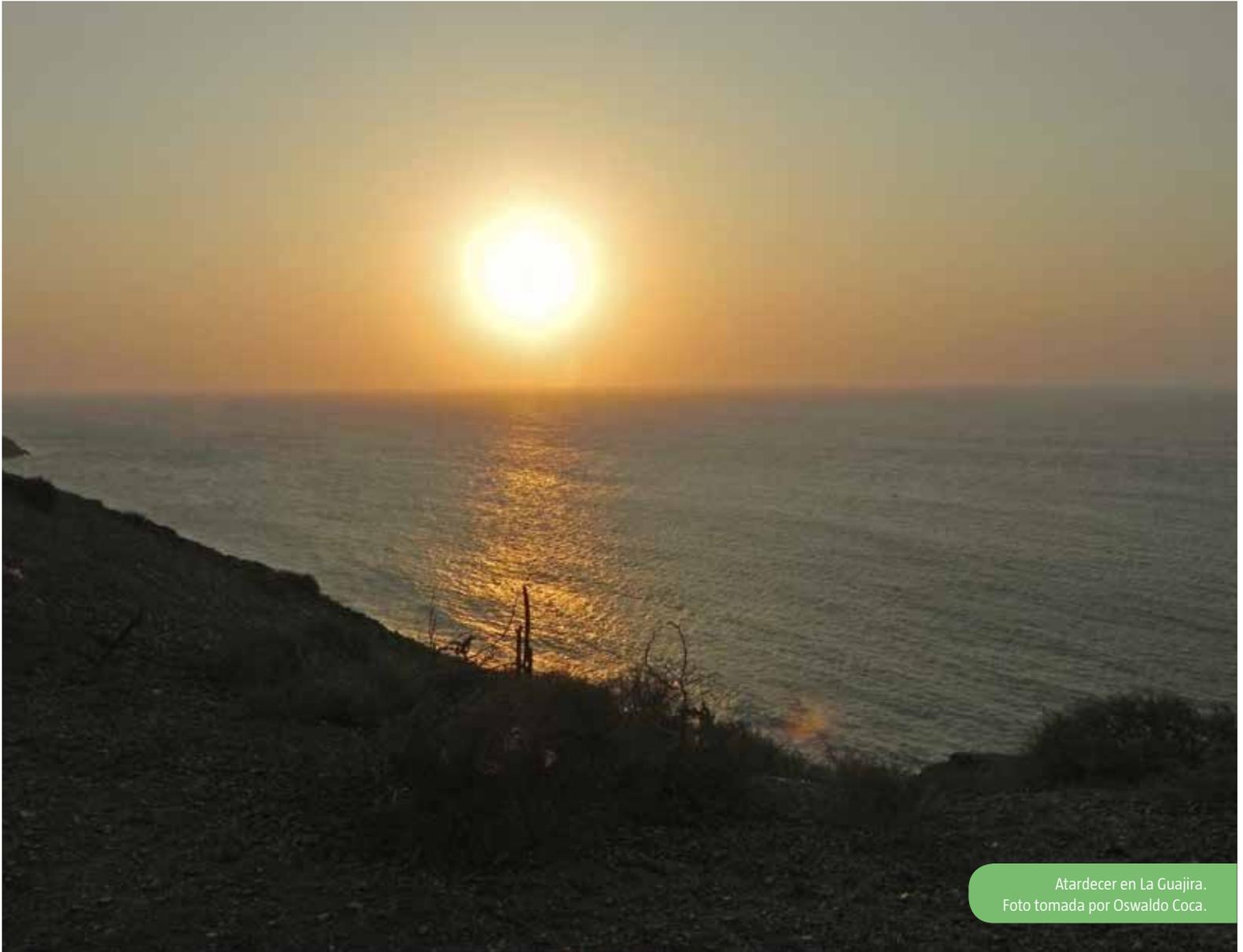
Figura 25. Masas de agua identificadas en la zona de La Guajira durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3 noviembre de 2013 (Garrido-Linares *et al.*, 2014).



A nivel de columna, en la temperatura se encontró la tendencia característica, que disminuye a medida que aumenta la profundidad, registró un valor de 28 °C en la superficie y menores a 5 °C a una profundidad de 3460 metros (Figura 23a). La salinidad mostró un patrón característico del mar Caribe donde es posible encontrar un máximo subsuperficial de 37 (Figura 23b), estos valores se han registrado para otros estudios de la zona (INVEMAR, 2014).

En cuanto al oxígeno, también se encontró un comportamiento típico, altamente concentrado en superficie, que disminuye a concentraciones de 2.5 ml.L⁻¹ entre los 400 y los 800 m de profundidad (Figura 24). Se ha registrado en otros estudios para el Caribe colombiano, que esta capa de menor concentración varía de espesor dependiendo de la localidad (Murcia *et al.*, 2015) y luego de los 800 m, la tendencia es al aumento, que alcanza incluso concentraciones iguales o superiores a las de superficie.

Se identificaron cuatro masas de agua durante el crucero oceanográfico (Figura 25): Agua Superficial Subtropical (ASS) (Giraldo, 1994; Hernández-Guerra y Joyce, 2000), Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), Agua Intermedia Subantártica (AIS) y el Agua Profunda del Atlántico Norte (PAN) (Emery y Meincke, 1986; Emery, 2001). La más predominante es el Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), que es considerada un agua relativamente joven y pobre en nutrientes.



Atardecer en La Guajira.
Foto tomada por Oswaldo Coca.

La tendencia de las estaciones más cercanas a la costa, reveló que la temperatura es homogénea en los primeros 50 m y registra en la salinidad un máximo subsuperficial entre los 50 y los 150 m (Figuras 26 a y b). No obstante, el oxígeno mostró cambios considerables; registró un pulso de baja concentración ($\sim 3 \text{ ml.L}^{-1}$) desde aguas más profundas (Figura 26c). Con todo, este comportamiento es el esperado para los meses de febrero y marzo, que es justamente cuando los vientos son más intensos, mas no para ésta época, que es el momento en el que están más relajados.

En las estaciones más alejadas de la costa, en los primeros 50 m, se encuentran núcleos de alta temperatura (alrededor de los $28.5 \text{ }^\circ\text{C}$) en comparación con las estaciones cercanas (Figura 27a) y no se advierte una señal de menor concentración de oxígeno que aflore a la superficie; mientras que en la salinidad si se observa un núcleo de menor concentración (35.75) (Figura 27 b).

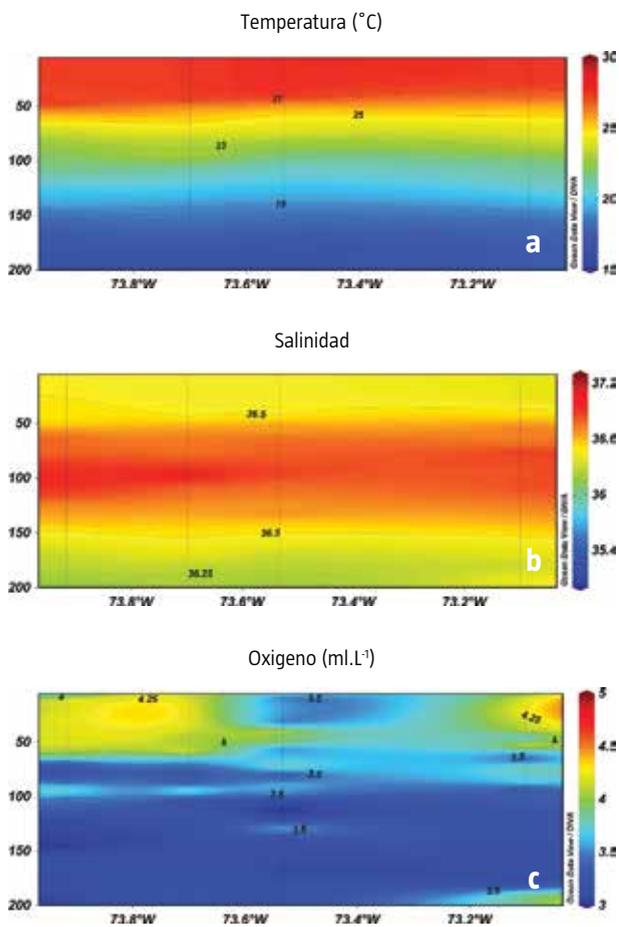


Figura 26. Transecto costero de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3, noviembre de 2013 (Garrido-Linares *et al.*, 2014).

Figura 27.

Transecto costero de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto durante el crucero oceanográfico GUA-OFF-3, noviembre de 2013 (Garrido-Linares *et al.*, 2014)

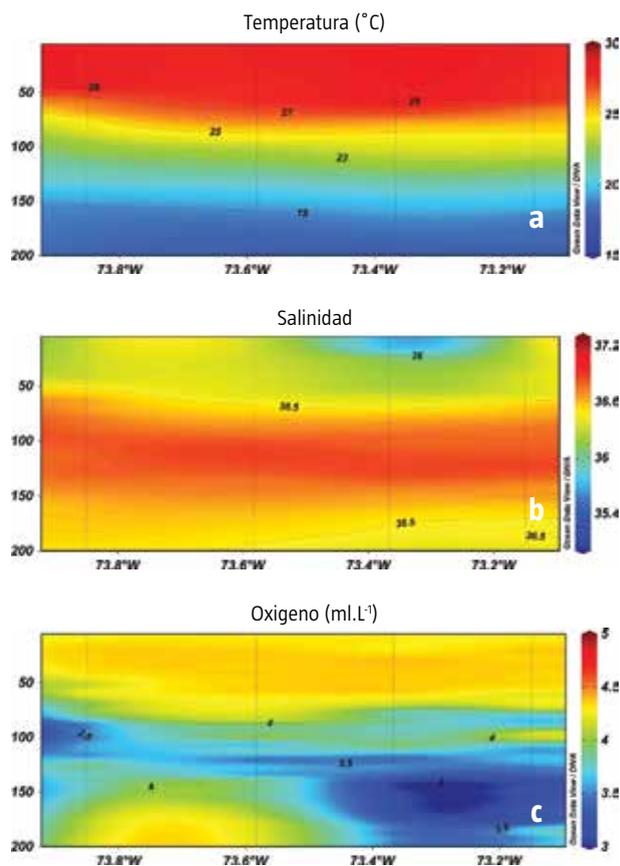
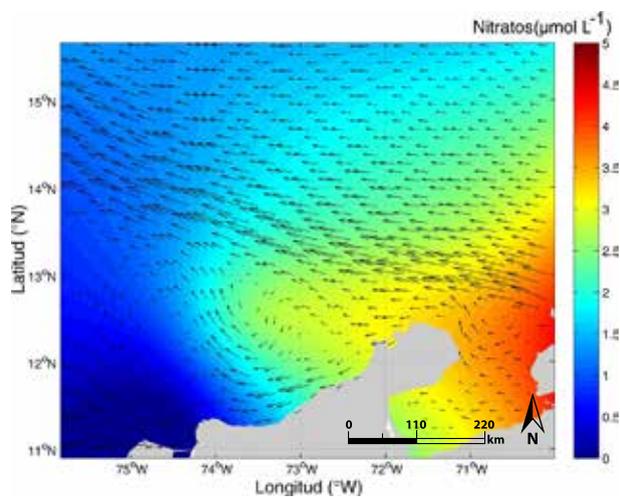


Figura 28. Circulación y nitratos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$) en superficie para febrero climatológico.



Esta variación que se ha encontrado en la capa de mezcla, generalmente se registra cerca a los 50 m y es aquella que responde rápidamente a los forzantes atmosféricos, causando que la circulación esté modulada por la contracorriente de Colombia para esta época del año, así como por la actividad de mesoescala registrada.

Debido a que existe una relación entre los nutrientes y la circulación en la zona de estudio, se ha encontrado que para ciertas épocas del año, las concentraciones de nitratos provienen del este y son transportados igualmente por la corriente del Caribe y por los remolinos de mesoescala presentes en la zona.

En consecuencia, los nutrientes son advectados de donde se están generando hacia zonas adyacentes. Para febrero, que es cuando se registra la mayor magnitud del viento, se encuentra la corriente del Caribe muy potenciada al igual que un remolino ciclónico en la zona oceánica de La Guajira (Figura 28).

Por otro lado, para el mes de julio, la dirección de la corriente está en el mismo sentido, pero el remolino desaparece y la concentración de nitratos es mayor ($5\mu\text{mol.L}^{-1}$). Así como en febrero, también proviene desde el este (Figura 29). Incluso, a nivel de toda la cuenca, se encuentra que las mayores concentraciones de este nutriente se presentan con más frecuencia en este mes (Figura 6) y esto se refleja en las absorbancias (Figura 14).



En contraste, para el mes de noviembre la señal de nitratos desaparece totalmente, lo cual está totalmente acoplado con la señal de Rrs443 que se hace mayor para esta época (Figura 15). Lo que evidencia una baja absorción por pigmentos del fitoplancton (Figura 30), como respuesta a la nula fertilización de la zona. Tampoco hay evidencia de formación de remolinos en ésta época.

Variación intranual de la surgencia

La surgencia de La Guajira se caracteriza por ser una surgencia costera producida por el viento. Por tal motivo, para estudiar su variabilidad a lo largo del año, se analizaron los vientos de la serie NARR (1979-2015), encontrando magnitudes del viento cercanas a $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en los meses de enero-febrero y un máximo en julio. En contraste, los menores valores se dan en el mes de octubre ($2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Figura 31). Con esta información se calculó el índice de Surgencia (Bakun, 1973) para la capa superficial.

Los mayores valores en el índice de surgencia ($258.6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ por 100 m de línea de costa) se registran en febrero, en comparación con los últimos meses del año, como el caso de octubre ($19.8 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ por 100 m de línea de costa) (Figura 31). Sin embargo, hacia la mitad del año (julio) también se destaca un valor alto ($237.6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ por 100 m de línea de costa) pero sin llegar a las magnitudes de los primeros meses.

Así mismo, Andrade y Barton (2005) registran valores de vientos cercanos a $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ durante el año y un transporte de Ekman cercano a 1 Sv por 1000 km de costa, cuando los vientos son más fuertes. Mientras que Sarmiento *et al.* (2013), encontraron que la componente dominante en el viento es la zonal (U) más que la meridional (V). Además, registran picos de máximo transporte de Ekman en febrero y julio, mientras que los menores valores ocurren en octubre.

Finalmente, aunque se encontraron 2 máximos de viento y del índice de surgencia, existe suficiente evidencia para concluir que; debido al alto dinamismo presente en la zona, el principal mecanismo de fertilización lo constituye la

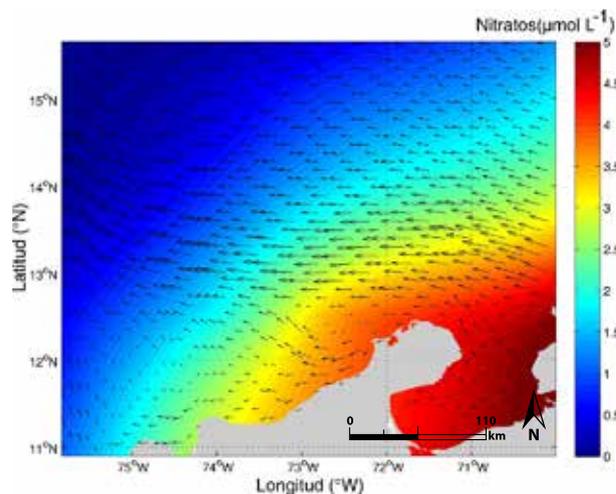


Figura 29. Circulación y nitratos ($\mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) en superficie para julio climatológico.

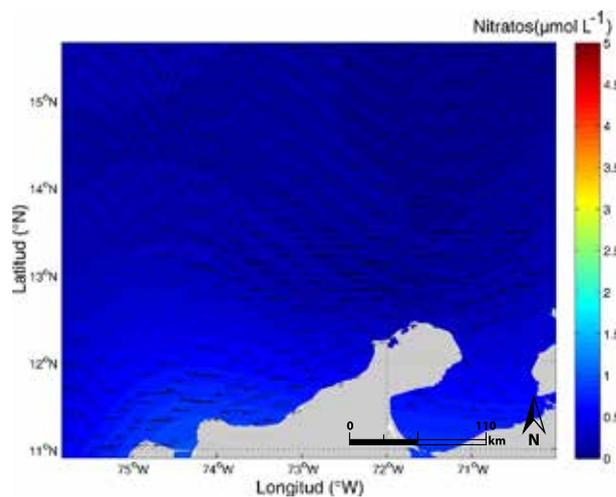
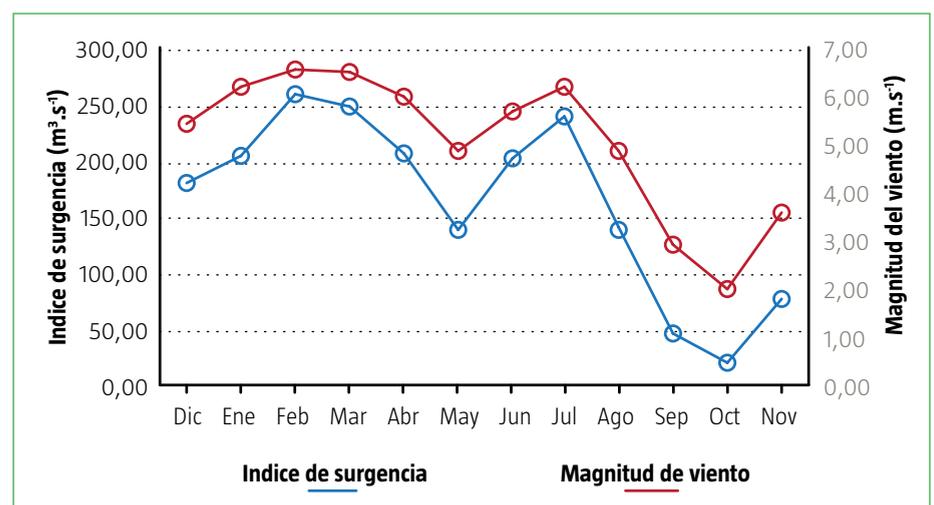


Figura 30. Circulación y los nitratos ($\mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$) en superficie para noviembre.

advección y no el transporte de Ekman, lo cual fue comprobado en los transectos de los nutrientes. En consecuencia, la fuente de dicha fertilización varía dependiendo de la época dominante, bien sea a través de remolinos de mesoescala desde el este que están transportando nutrientes desde el golfo de Venezuela, los puntos de surgencia cercanos y la cuenca de Cariaco inclusive; o bien desde el oeste por las descargas continentales del río Magdalena, llevadas a través de la contracorriente del Caribe.

Figura 31. Comportamiento interanual del índice de surgencia y la magnitud del viento.



Referencias

- Andrade, C.A. 2001. Las corrientes superficiales en la cuenca de Colombia observadas con boyas de deriva, *Rev. Acad. Colomb. Cienc* 25 (96): 321-335.
- Andrade, C.A y E.D. Barton. 2005. The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research* 25 (9): 1003-1022.
- Andrade, C. A., E. D. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research* 108 (C6): 1-11.
- Antonov, J. I., D. Seidov, T. P. Boyer., R. A. Locarnini., A. V. Mishonov., H. E. García., O. K. Baranova., M. M. Zweng y D. R. Johnson. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Bakun, A. 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-71. U.S. Dep. Commer., NOAA Tech. Rep., NMFS SSRF-671, 103 p.
- Bakun, A y C.S. Nelson. 1977. Climatology of upwelling related processes off Baja California. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Inves. Rep.* 19:107-127.
- Bayraktarov, E., V. Pizarro., C. Eidens., T. Wilke y C. Wild. 2013. Bleaching susceptibility and recovery of Colombian Caribbean corals in response to water current exposure and seasonal upwelling. *PLoS ONE* 8(11) DOI 10.1371/journal.pone.0080536.
- Bidigare, R.R., M.E. Ondrusek y J.M. Brooks. 1993. Influence of the Orinoco River outflow on distributions of algal pigments in the Caribbean Sea, *J. Geophys. Res* 98 (C2): 2259-2269.
- Bograd, S., C. Castro., D. Di Lorenzo., D. Palacios., H. Bailey., W. Gilly y F. Chávez. 2008. Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 35. L12607. doi:10.1029/2008GL034185.
- Chavez, F.P y J.R. Toggweiler. 1995. Physical estimates of global new production: the upwelling contribution. In: Summerhayes, C.P., Emeis, K.C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, pp. 313-320.
- Chávez. F.P y M. Messié. 2009. A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography* 83: 80-96.
- Corredor, J. E. 1979. Phytoplankton response to low-level nutrient enrichment through upwelling in the Colombian Caribbean basin, *Deep Sea Res., Part A* 26: 731-741.
- Corredor, J.E y J.M. Morell. 2001. Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean Surface Water, *J. Geophys. Res* 106 (C3): 4517-4525.
- Dugdale R.C. y J. J. Goering. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography* 9: 507-510.
- Eidens, C., E. Bayraktarov., T. Hauffe., V. Pizarro., T. Wilke y C. Wild. 2014. Benthic primary production in an upwelling-influenced coral reef, Colombian Caribbean. *PeerJ* 2:e554; DOI 10.7717/peerj.554
- Emery, W.J. 2001. Water types and water masses, *Encyclopedia of ocean sciences* 6: 3179-3187.
- Emery, W.J y J. Meincke. 1986. Global water masses-summary and review. *Oceanologica Acta*, 9(4): 383-391.
- Freon P., J. Arístegui., A. Bertrand., R. J. M. Crawford., J.C. Field., M. J. Gibbons., J. Tam., L. Hutchings., H. Masski., C. Mullon., M. Ramdani., B. Seret y M. Simier. 2009. Functional group biodiversity in Eastern Boundary Upwelling Ecosystems questions the wasp-waist trophic structure. *Prog Oceanogr* 83: 97-106.
- García, H. E., R. A. Locarnini., T. P. Boyer., J. I. Antonov., O. K. Baranova., M. M. Zweng y D. R. Johnson. 2010a. World Ocean Atlas 2009, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 70, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 344 pp.
- García, H. E., R. A. Locarnini., T. P. Boyer., J. I. Antonov., M. M. Zweng., O. K. Baranova y D. R. Johnson. 2010b. World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 398 pp.
- Garrido-Linares, M., D. Alonso-Carvajal., J.M. Gutiérrez-Salcedo., E. Montoya-Cadavid., A. Rodríguez., M. Bastidas., N. Rangel., A. Jiménez, *et al.*, 2014. Línea base ambiental preliminar del bloque de exploración de hidrocarburos Guajira offshore 3 en el Caribe colombiano. Informe técnico Final. INVEMAR-ANH, Santa Marta, 342. p. +Adjuntos + Anexos.
- Giraldo, L. O. 1994. Análisis de masas de agua y control de calidad de la información oceanográfica, *Boletín Científico CIOH* 15: 17-38.
- Hernández-Guerra A. y T. M. Joyce. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66 W, *Geophysical research letters* 27(21): 3497-3500.
- Higgins, A., J. C. Restrepo, J.C. Ortiz, J. Pierini y L. Otero. 2016. Suspended sediment transport in the Magdalena River (Colombia, South America): Hydrologic regime, rating parameters and effective discharge variability. *International Journal of Sediment Research* 31(1): 25-35.
- INVEMAR. 2014. Caracterización ambiental del área de interés del Bloque Guajira Offshore # 3, Caribe colombiano. Coordinación de Servicios Científicos. INVEMAR. Informe Técnico Final para SHELL. Santa Marta, D.T.C.H. 367p. + anexos + mapas.

- Jouanno, J., J. Sheinbaum., B. Barnier., J. M. Molines., L. Debreu y F. Lemarié. 2008: The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Modell* 23: 82-101.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum., B. Barnier y J. Molines. 2009. The mesoscale variability in the Caribbean Sea, Part II: Energy sources, *Ocean Model* 26: 226-239.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum., B. Barnier., J.M. Molines y J. Candela. 2012. Seasonal and Interannual Modulation of the Eddy Kinetic Energy in the Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography* 42: 2041-2055.
- Jouanno, J y J. Sheinbaum. 2013. Heat balance and Eddies in the Caribbean Upwelling System, *Journal of Physical Oceanography* 43: 1004-1014.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov., J. I. Antonov., T. P. Boyer., H. E. García., O. K. Baranova., M. M. Zweng., y D. R. Johnson. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- López, R., J. M. López., J. Morell., J. E. Corredor y C. E. Del Castillo. 2013. Influence of the Orinoco River on the primary production of eastern Caribbean surface waters, *J. Geophys. Res. Oceans* 118: 4617-4632.
- Morell, J. M., y J. E. Corredor. 2001. Photomineralization of fluorescent dissolved organic matter in the Orinoco River plume: Estimation of ammonium release, *J. Geophys. Res* 106 (C8): 16807-16813.
- Murcia-Riaño, M., C. Ricaurte-Villota., C. E. Peña Mejía y M. L. Bastidas Salamanca. 2015. Variabilidad termohalina y acoplamiento físico-biológico en relación con las masas de agua en un área oceánica de los departamentos de Córdoba y Sucre, Caribe colombiano. XVI Congreso Latinoamericano de ciencias del Mar COLACMAR y XVI Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar SENALMAR, Santa Marta, Colombia. Libro de Resúmenes. 575 p.
- Páramo, J., M. Correa y S. Núñez. 2011. Evidencias de desacople físico-biológico en el sistema de surgencia en La Guajira, Caribe colombiano, *Rev. Biol. Mar. Oceanogr* 46(3): 421-430.
- Paramo J. y R. Roa. 2003. Acoustic-geostatistical assessment and habitat-abundance relations of small pelagic fish from the Colombian Caribbean. *Fisheries Research* 60: 309-319.
- Rueda-Roa, D.T y F.E. Muller-Karger. 2013. The southern Caribbean upwelling system: Sea surface temperature, wind forcing and chlorophyll concentration patterns. *Deep-Sea Res I* 78:102-114.
- Sarmiento-Devia, R., A. López-Escobar, M. Bruno, P. Dávila y A. Franco-Herrera. 2013. Variabilidad intra-anual del régimen climático en sectores de surgencia en el Sudeste del mar Caribe, usando ERA Interim, *Rev Biol Mar Oceanogr* 48(3): 471-485.
- Schneider T., T. Bischoff y G. H. Haug. 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, Vol 513 Num 45. doi:10.1038/nature13636.
- Stewart, R. H. 2008. Introduction to physical oceanography, department of Oceanography, Texas A y M University, 353p.
- Thomas, Y.F., A. Nicolae-Lerma y B. Posada. 2012. Atlas climatológico del mar Caribe colombiano, convenio especial de cooperación Colciencias-Gobernación del Magdalena-INVEMAR, Serie de Publicaciones Especiales, No. 25, 133p.

Capítulo 3

Región 2: contracorriente

Andrea Dueñas-Lagos,
Martha Bastidas-Salamanca y
Constanza Ricaurte-Villota





Generalidades

La circulación oceánica en la cuenca colombiana presenta masas de aguas que son influenciadas por los vientos Alisios del este y que ingresan al Caribe por las Antillas menores para llegar a Centroamérica. Las corrientes superficiales están dominadas por la corriente del Caribe (CC) que fluye al noroeste hacia el mar Caimán (Andrade, 2001) (Figura 32). No obstante, el Caribe suroeste es una cuenca semicerrada y la circulación superficial allí es más compleja, con la presencia un giro ciclónico, geográficamente restringido al golfo de Mosquitos en Panamá conocido como el Giro Panamá-Colombia (GPC) (Andrade, 2001), que posee una velocidad media superior a 60 cm.s^{-1} y más de 200 km de ancho (Bernal *et al.*, 2010).

El GPC ha sido descrito como ciclónico por varios autores (Andrade, 2000; Fratantoni, 2001; Centurioni y Niiler, 2003), quienes han estudiado su comportamiento a través de las décadas, pero poco se han referido a su variabilidad estacional (Bernal *et al.*, 2010).

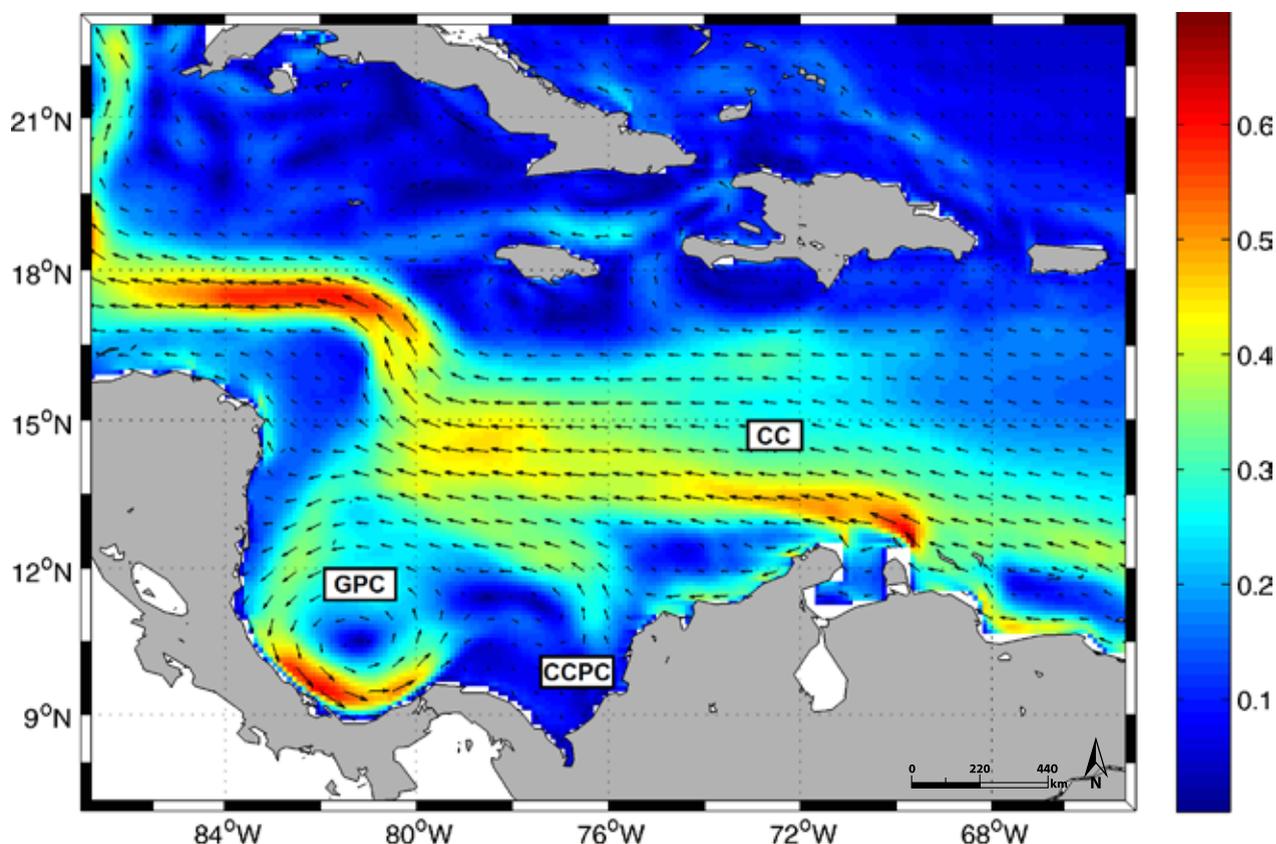
Estudios realizados por Centurioni y Niiler (2003), plantean que la parte oeste del GPC es persistente a lo largo del año, mientras que hacia el este del mismo, se incrementa la variabilidad, lo que ocasiona que la extensión espacial y la intensidad

en ese lado varíe con la estacionalidad. Es en esta parte del GPC, hacia la parte oceánica del golfo del Darién, que se desprende la Contra Corriente Panamá-Colombia (CCPC) (Andrade, 2001; Ruiz-Ochoa, 2011).

La CCPC disminuye en intensidad hacia el este (Bernal *et al.*, 2006), debido a que la mayor parte del transporte de la corriente recircula en el giro y se hace más pronunciada en la época húmeda, donde hay una menor influencia de los vientos Alisios del noreste por el desplazamiento de la ZCIT, esto le permite extenderse hasta la península de La Guajira (Donoso, 1990). Sin embargo, durante la estación seca, el efecto de los vientos limita su influencia a la costa de Panamá y la parte sur de la costa colombiana hasta Cartagena; por tanto, la contracorriente experimenta variaciones estacionales en su intensidad y el área de influencia (Donoso, 1990).

A partir del ciclo anual de la regionalización dinámica (Figura 8), fue posible reconocer a los meses de enero, julio y octubre como de fuertes contrastes para la región R2 (Figura 33). Para el mes de enero, la variabilidad negativa que configura la región R2 se ubica en la zona donde el giro se demarca plenamente (Figura 33a). Adicionalmente, esta corresponde con altas

Figura 32. Principales sistemas de corrientes en el Caribe: Giro Panamá-Colombia (GPC), Corriente del Caribe (CC), Contra Corriente Panamá-Colombia (CCPC). Modificado de: Bastidas *et al.*, (2015).



intensidades en los vientos y bajas temperaturas superficiales (Figura 2b).

En julio, la variabilidad negativa que determina la R2 disminuye su alcance espacial y queda restringida a la zona marina adyacente del litoral sur colombiano y norte de Panamá (Figura 33b). Adicionalmente, durante este mes el giro ciclónico se fortalece sobre el golfo de Mosquitos y la TSM aumenta en comparación con el mes de enero (Figura 2h).

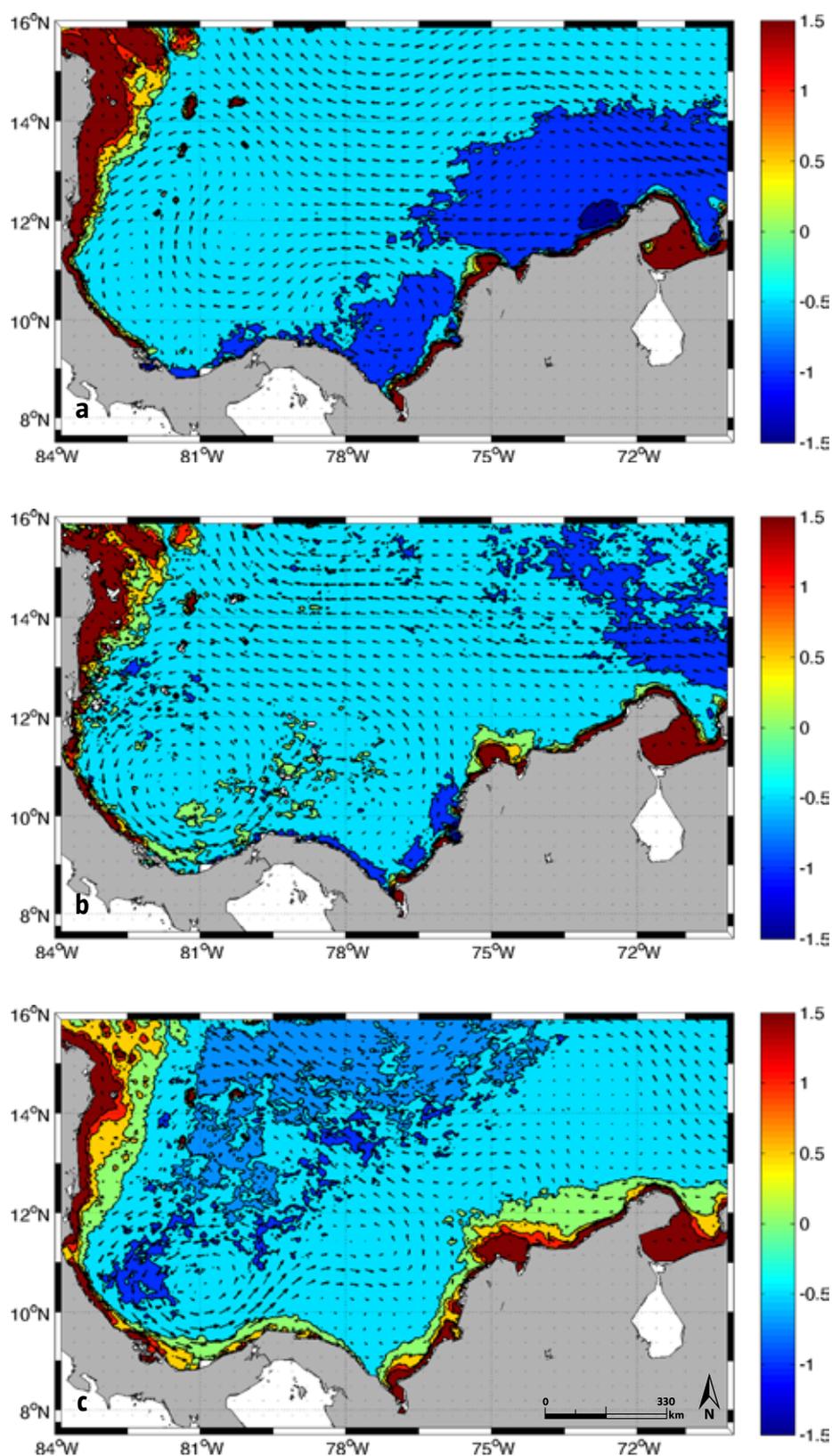
En el mes de octubre, aunque la R2 desaparece (Figura 33c), es de interés general para la zona del giro puesto que exhibe velocidades de viento bajas, se mantienen las altas temperaturas superficiales y a nivel de circulación se manifiesta la Contra Corriente Panamá-Colombia. Por otro lado, la salinidad disminuye en contraste con enero y julio (Figura 3k), y se evidencia una fuerte entrada de silicatos al océano desde el continente (Figura 7k).

Contexto climático y oceanográfico

El campo de vientos para la región R2, exhibe variaciones estacionales en cuanto a la magnitud y dirección. La zona de influencia del GPC, presenta vientos provenientes del noroeste a lo largo del año por la generación de una curvatura hacia los $10,5^{\circ}\text{N}$ de los vientos provenientes del este (Figura 2), y posee una mayor variabilidad en la componente meridional (Figura 10b). Las magnitudes varían y se reducen a partir del mes de mayo, hasta alcanzar los valores más bajos del ciclo anual en los meses de octubre y noviembre.

Los esfuerzos del INVEMAR por contribuir a la caracterización oceanográfica de las aguas del Caribe colombiano, dieron como resultado el desarrollo de dos campañas de exploración oceanográfica: Área de Perforación Exploratoria Marina (APEM) Fuerte Norte y ANH bloques COL 4 y COL 5, cuyas estaciones estuvieron distribuidas de sureste a noreste (Báez *et al.*, 2012; Garrido-Linares *et al.*, 2014) (Figura 34). La información obtenida en estos cruceros fue contrastada con la base de datos WOA09.

El análisis de temperatura en la columna de agua, con base a los datos de la climatología WOA09, presenta capas de mezcla variables para los meses de enero y julio; en enero se ubica entre los 0-50



m con temperaturas que van desde los 25.61°C hasta los 27.74°C .

Para el mes de junio del 2012, y con base en los datos del APEM Fuerte Norte (Báez *et al.*, 2012), la capa de mezcla estuvo entre los 0-20 m con valores entre los 28.66°C y los 29.81°C y una termoclina (20 a 30 m) definida. Con respecto a la climatología WOA09 de ese mes, se encontró el mismo perfil en columna, pero con mayores valores en la capa de mezcla y una termoclina más profunda (Figura 35 a y b).

Figura 33. Regionalización dinámica en el mar Caribe con vectores de circulación de corrientes para los meses de (a) enero, (b) julio y (c) octubre climatológico.

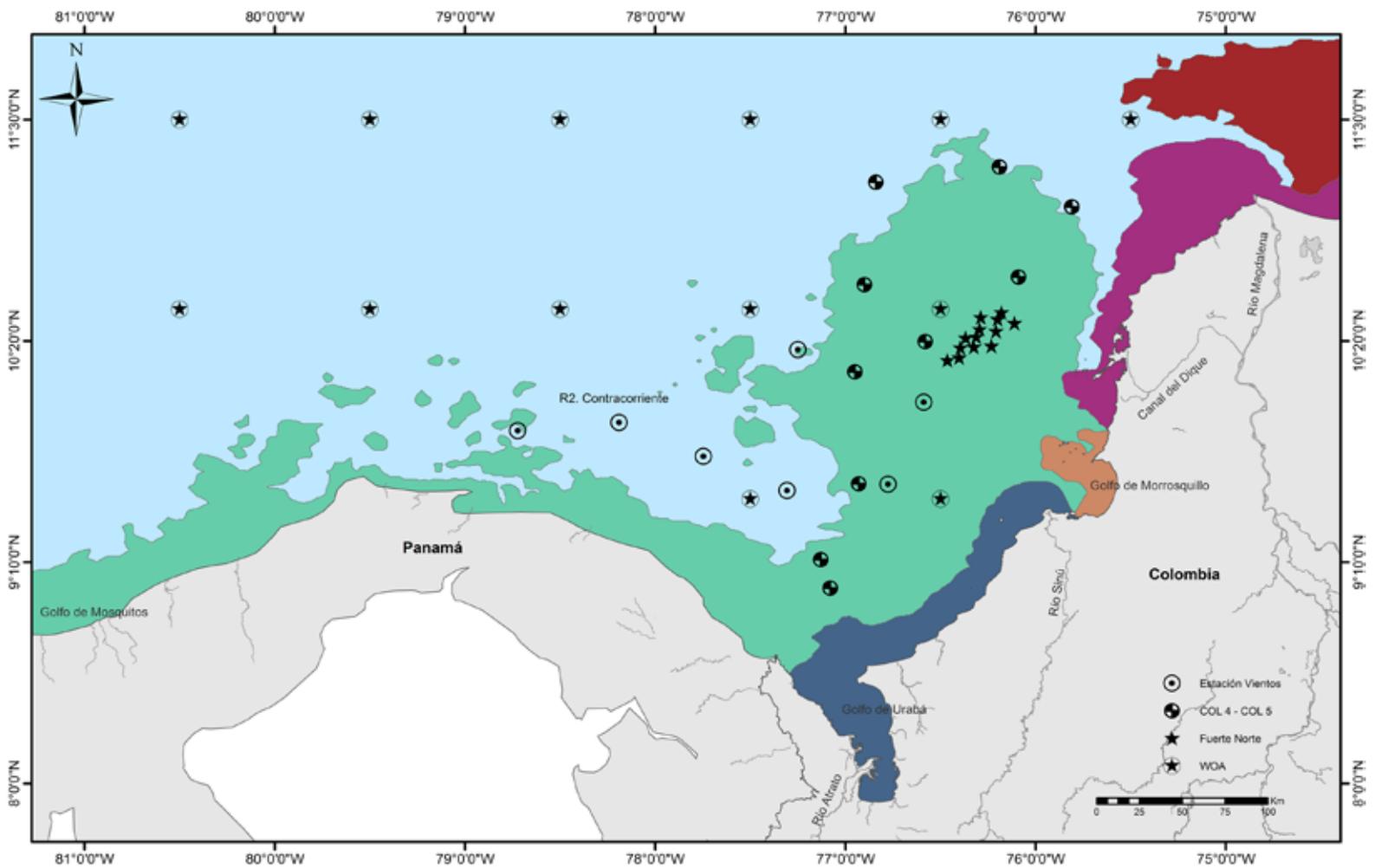


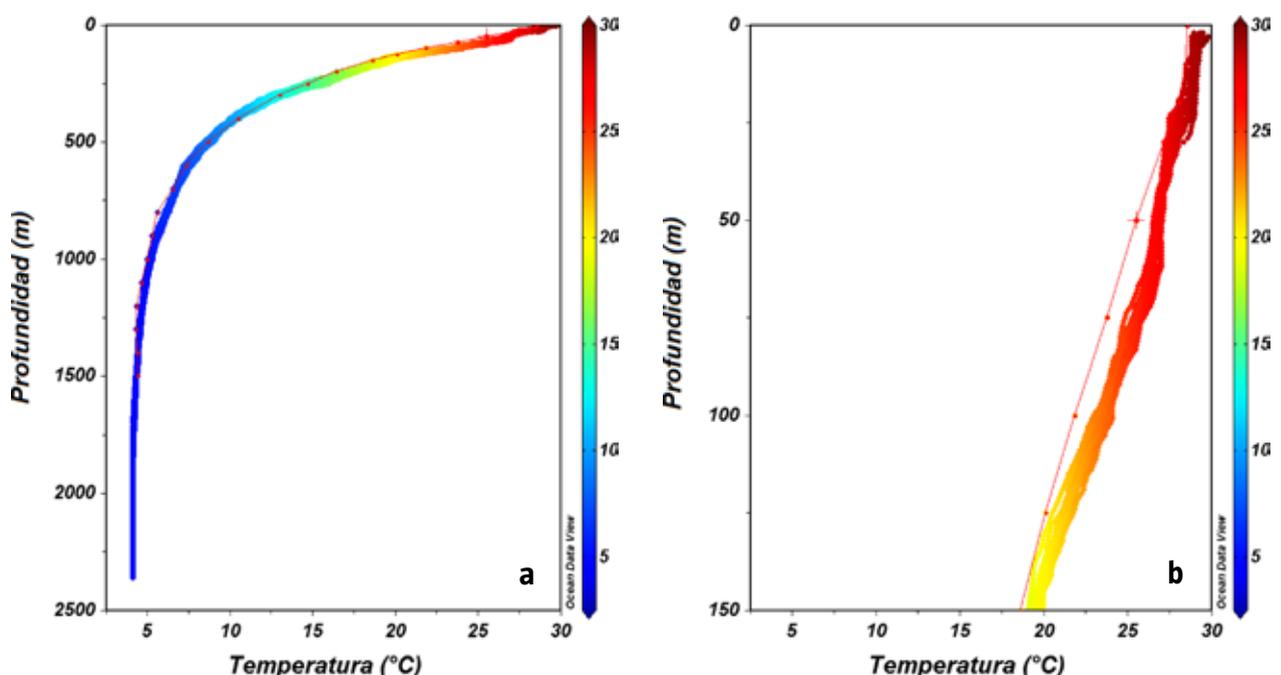
Figura 34. Ubicación de zonas de muestreo para cruceros oceanográficos APEM Fuerte Norte, ANH bloques COL 4 y COL 5, y puntos WOA09.

Durante el mes de octubre de 2014, y a partir de datos tomados en COL 4 y 5 (Garrido-Linares *et al.*, 2014), se encontró que la capa de mezcla estuvo entre 0-58 m con temperaturas entre 26.27 y 29.67 °C y la profundidad de la termoclina resultó variable entre las estaciones (17 a 58 m) de los bloques. El perfil de la climatología WOA09 estuvo en un punto intermedio entre las estaciones (Figura 36 a y b).

La salinidad en la capa de mezcla con base en la climatología WOA09, presentó un promedio de 36.03 (35.43-36.38) en el mes de julio con una haloclina alrededor de los 100 m.

Para el mes de junio de 2012, los datos de APEM Fuerte Norte registraron valores entre 29.05 y 31.2 en la capa de mezcla y un máximo de 36.95 a los 100 m. Entre los 140 y 700 m, la salinidad aumentó, pero se estabilizó hasta la zona

Figura 35. Perfil completo de (a) temperatura y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.



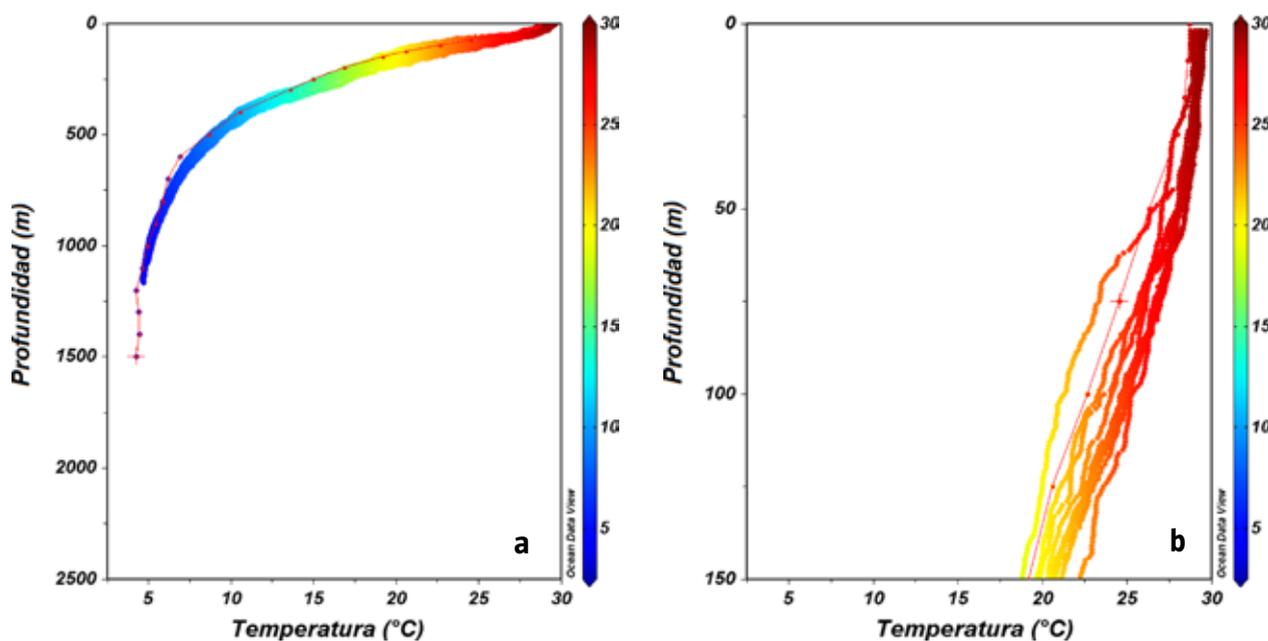


Figura 36. Perfil completo de (a) temperatura y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.

profunda y presentó registros alrededor de los 34.95 (Figura 37a).

En octubre de 2014, y para los bloques COL 4 y COL 5, se observó en la capa de mezcla salinidades entre 34.82 y 36.71; la haloclina se identificó entre los 95 y 140 m de profundidad, seguida de un descenso hasta la capa profunda donde se estabilizó en 34.97 (Figura 38b).

Los perfiles WOA de salinidad en los meses de junio y octubre, se encontraron en intervalos intermedios a los registrados en los cruceros APEM Fuerte Norte y COL 4 y 5 respectivamente. Sin embargo, en los primeros 100 m y para APEM Fuerte Norte, los valores fueron inferiores a los esperados por la climatología. Debido a los procesos de evaporación y mezcla, la salinidad por lo general mantiene valores altos asociados a la capa superficial. No

obstante, dependiendo de la ubicación de las estaciones, así como el mes en que se desarrolla el muestreo, estos valores cambian al ser afectados por eventos atmosféricos y escorrentías (Báez *et al.*, 2012; Garrido-Linares *et al.*, 2014).

El oxígeno disuelto (OD) en la climatología WOA09, se caracterizó por presentar un valor promedio de 4.48 ml.L⁻¹ (± 0.05) en la capa de mezcla para enero y de 4.51 ml.L⁻¹ (± 0.12) en julio. La zona de mínimo oxígeno (ZMO), que se ubica por lo general en la capa intermedia de la columna de agua (200-1500 m), estuvo entre los 300 y 700 m con concentraciones mínimas de 2.78 ml.L⁻¹ (enero) y 2.66 ml.L⁻¹ (julio).

Para el mes de junio de 2012, los datos de APEM Fuerte Norte, mostraron un promedio de concentración de OD en la capa de mezcla de

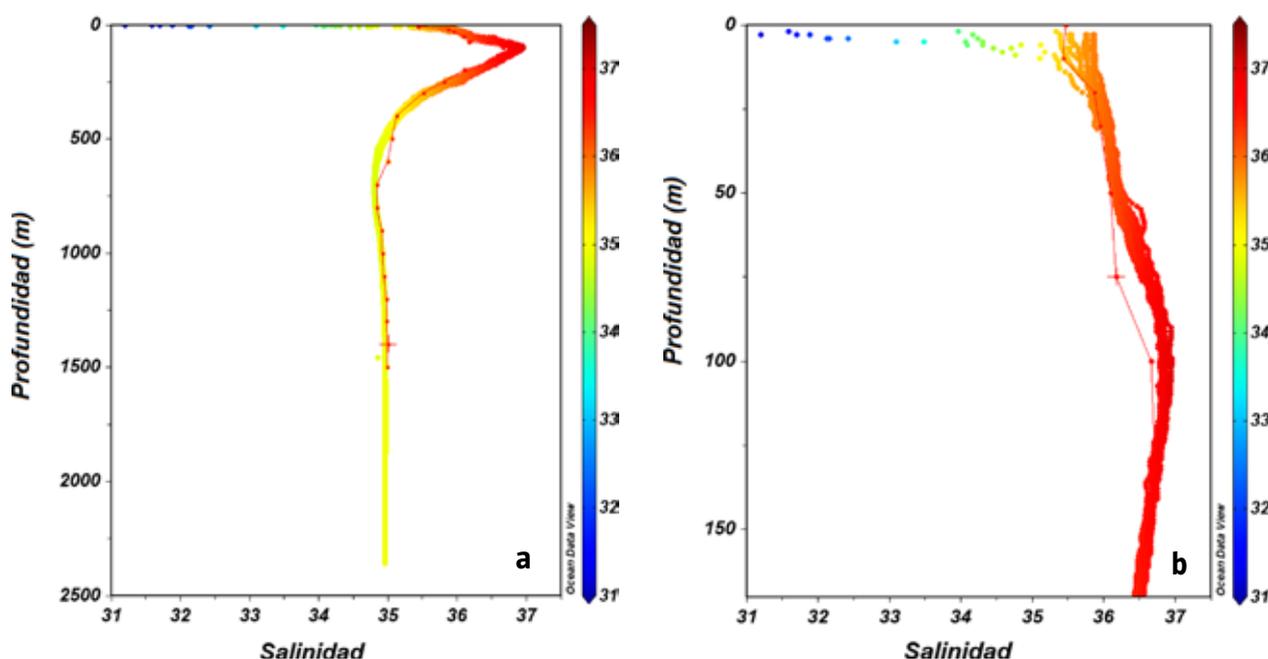
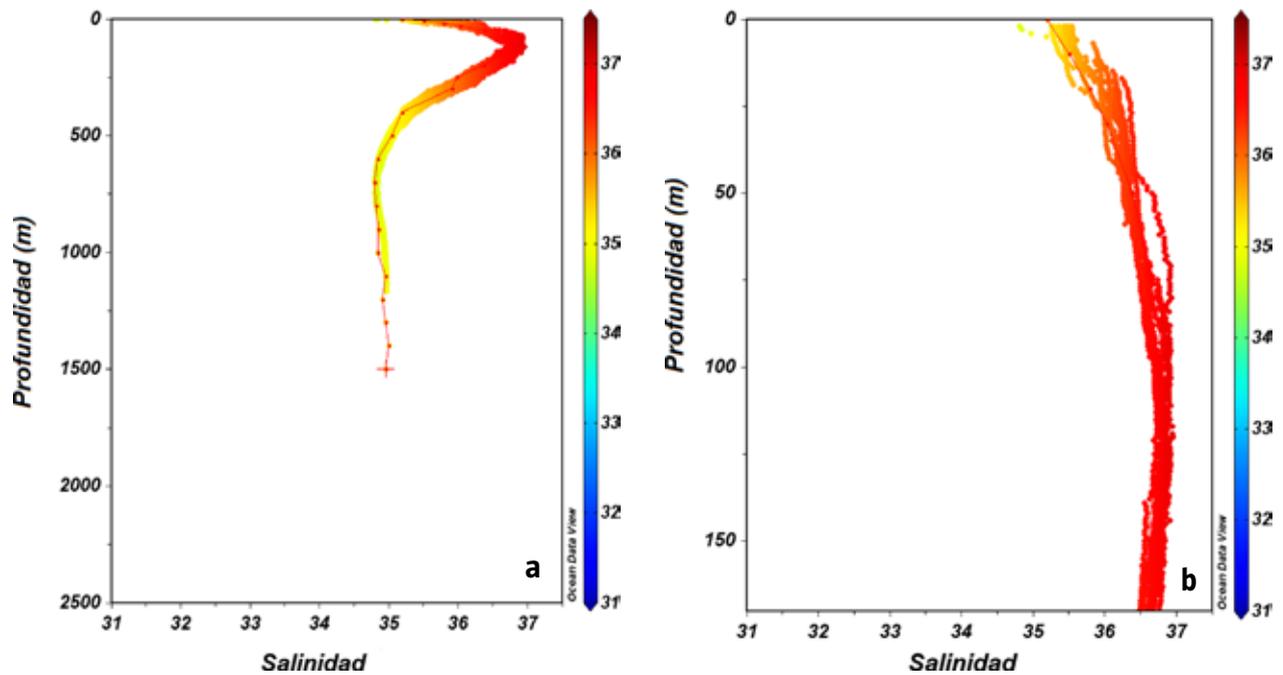


Figura 37. Perfil completo de (a) salinidad y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.

Figura 38. Perfil completo de (a) salinidad y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.



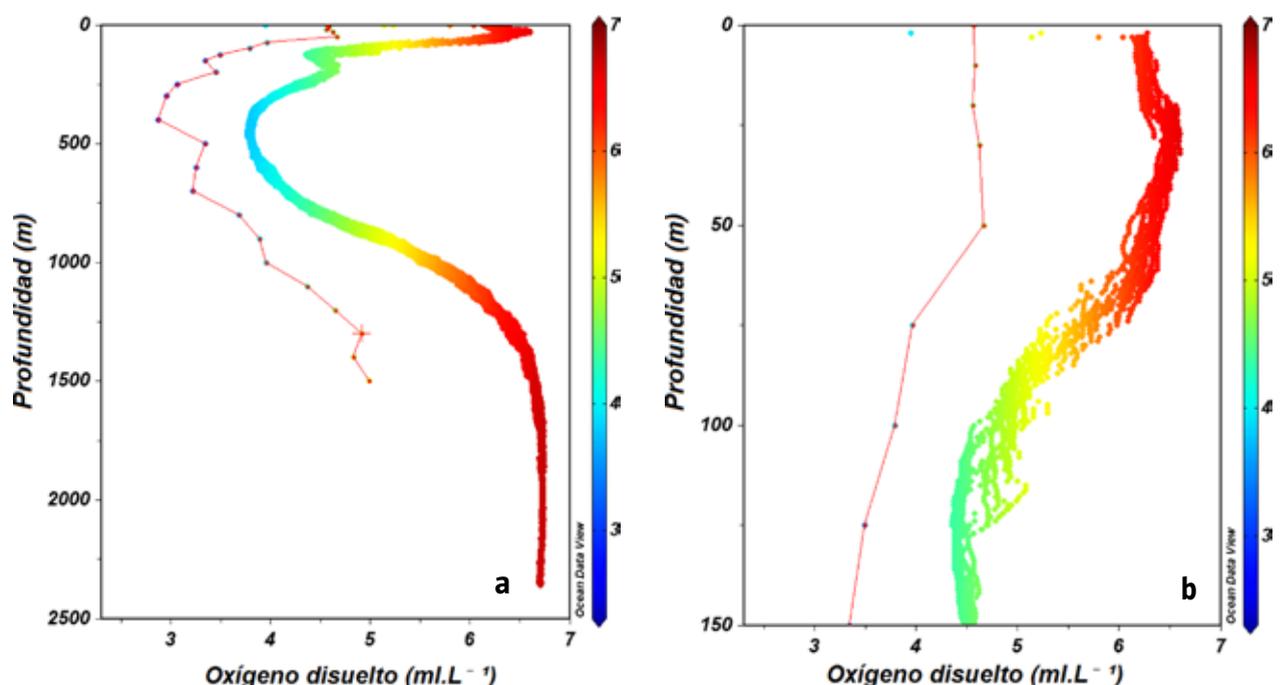
6.24 ml.L⁻¹ (±0.19). La ZMO (valor mínimo de 3.80 ml.L⁻¹) se encontró entre 193 y 628 m. En contraste con los datos WOA09, estos datos recolectados en crucero fueron mayores a los esperados, debido a que las estaciones estuvieron más cercanas a la costa, aspecto que ocasiona una oxigenación en las aguas por mayor incidencia del oleaje, junto con los vientos provenientes del continente (Figura 39 a y b).

De otro lado, para el mes de octubre en los bloques COL 4 y COL 5, la distribución del OD hasta los 1000 m en la columna de agua, mostró valores entre 3.85 y 4.41 ml.L⁻¹. La ZMO (valor mínimo de 2.54 ml.L⁻¹) se ubicó entre los 300 y los 680 m. Al comparar estos resultados con el perfil esperado por la climatología WOA, se encontró que fueron mayores a los esperados para el mes de octubre (Figura 40 a y b)

Las variaciones en las concentraciones de OD en superficie para los meses presentados, se deben al intercambio permanente entre la superficie del océano y la atmósfera, así como la producción fotosintética. En la columna de agua, su abundancia está condicionada por su solubilidad que es inversamente proporcional a la temperatura (Garrido-Linares *et al.*, 2014).

El análisis de masas de agua evidenció la presencia de cinco de ellas: el Agua Superficial del Caribe (ASC), que posee salinidades menores a 35.5, temperatura de 28 °C y está localizada entre 0 y 50 m; y el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), con salinidades superiores a 36.6, temperaturas entre 22 y 23 °C y ubicada entre los 50 y 200 m (Giraldo, 1994; Hernández-Guerra y Joyce, 2000).

Figura 39. Perfil completo de (a) oxígeno disuelto y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero APEM Fuerte Norte en junio de 2012. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de junio.



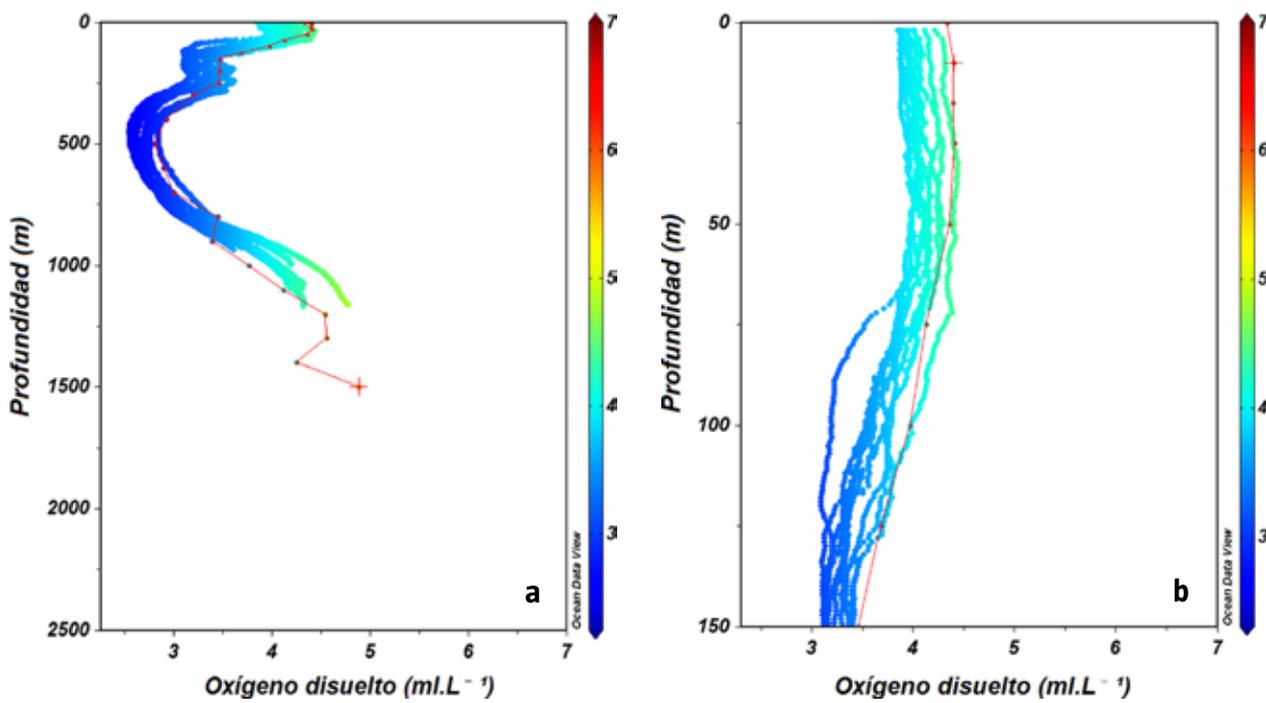


Figura 40. Perfil completo de (a) oxígeno disuelto y (b) acercamiento a la capa de mezcla durante el crucero ANH COL 4 y 5 en octubre de 2014. La línea roja corresponde a los valores WOA09 para el mes de octubre.

Entre los 0 y 500 m se encuentra el Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), con salinidades entre 35 y 36.7 y temperaturas entre los 7 y 20 °C. El Agua Intermedia Subantártica (AIS) hallada entre los 500 y 1500 m, con salinidades entre 34 y 35.1 y temperaturas que van desde los 3 a 9 °C. Finalmente, el Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), que se evidencia en profundidades superiores a los 1500 m, con las temperaturas más bajas (1.5 a 4 °C) y salinidades entre 34.8 y 35 (Emery y Meincke, 1986; Emery, 2001)

En junio de 2012 (APEM Fuerte Norte) la ASC se destacó notablemente con respecto a octubre de 2014 (bloques COL 4 y 5), lo cual puede explicarse en términos de la mayor cercanía del área APEM Fuerte

Norte con el continente, lo cual conlleva a que este sector esté fuertemente influenciado por los aportes hídricos del río Sinú y el canal del Dique (Báez *et al.*, 2012). Adicionalmente, las anomalías hidrológicas ocurridas en 2014 (INVEMAR-GEO, 2014), pudieron contribuir a que durante el mes de octubre, no se registraran valores tan bajos de salinidad como los alcanzados en junio de 2012. (Figura 41 a y b)

Con respecto a los nitratos, fosfatos y silicatos, el análisis para los meses seleccionados por la climatología WOA09 (enero y julio) y los cruces oceanográficos (junio y octubre), se encontró en general que las mayores concentraciones de estos nutrientes están en profundidades superiores a 150 m (Tabla 2).

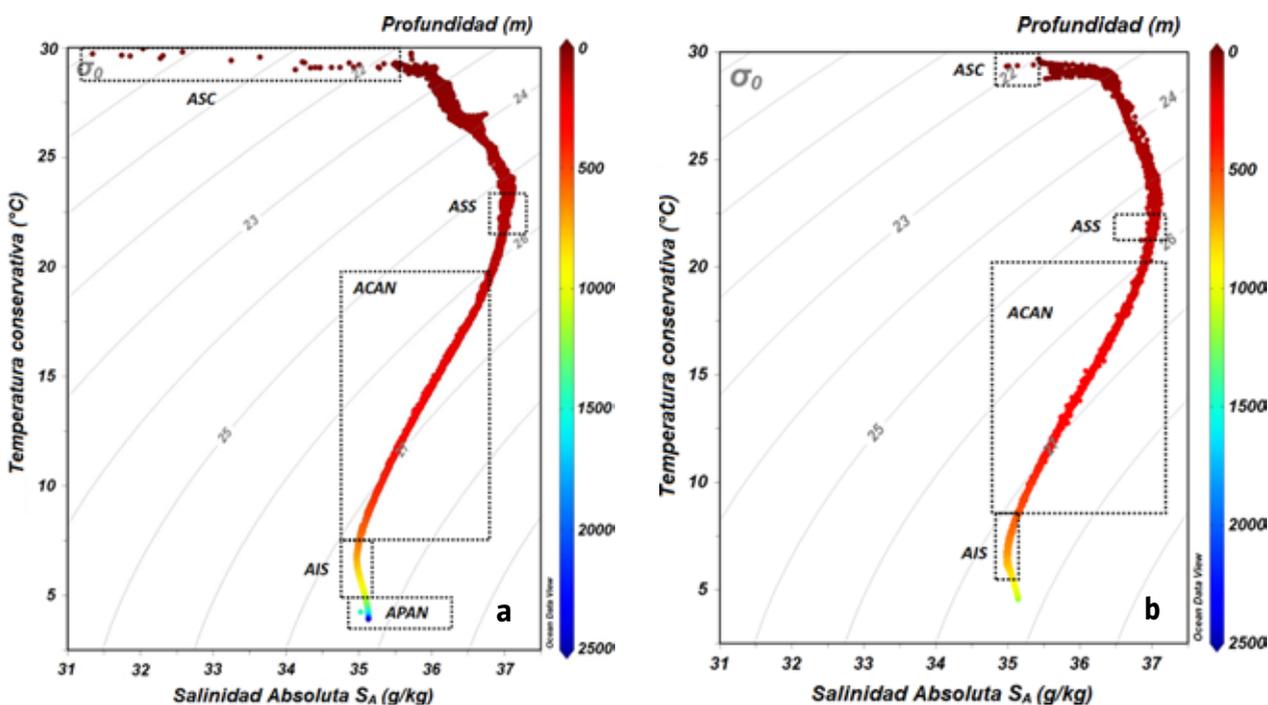


Figura 41. Masas de agua identificadas para los meses de (a) junio de 2012 (APEM Fuerte Norte) y (b) octubre de 2014 (bloques COL 4 y COL 5).

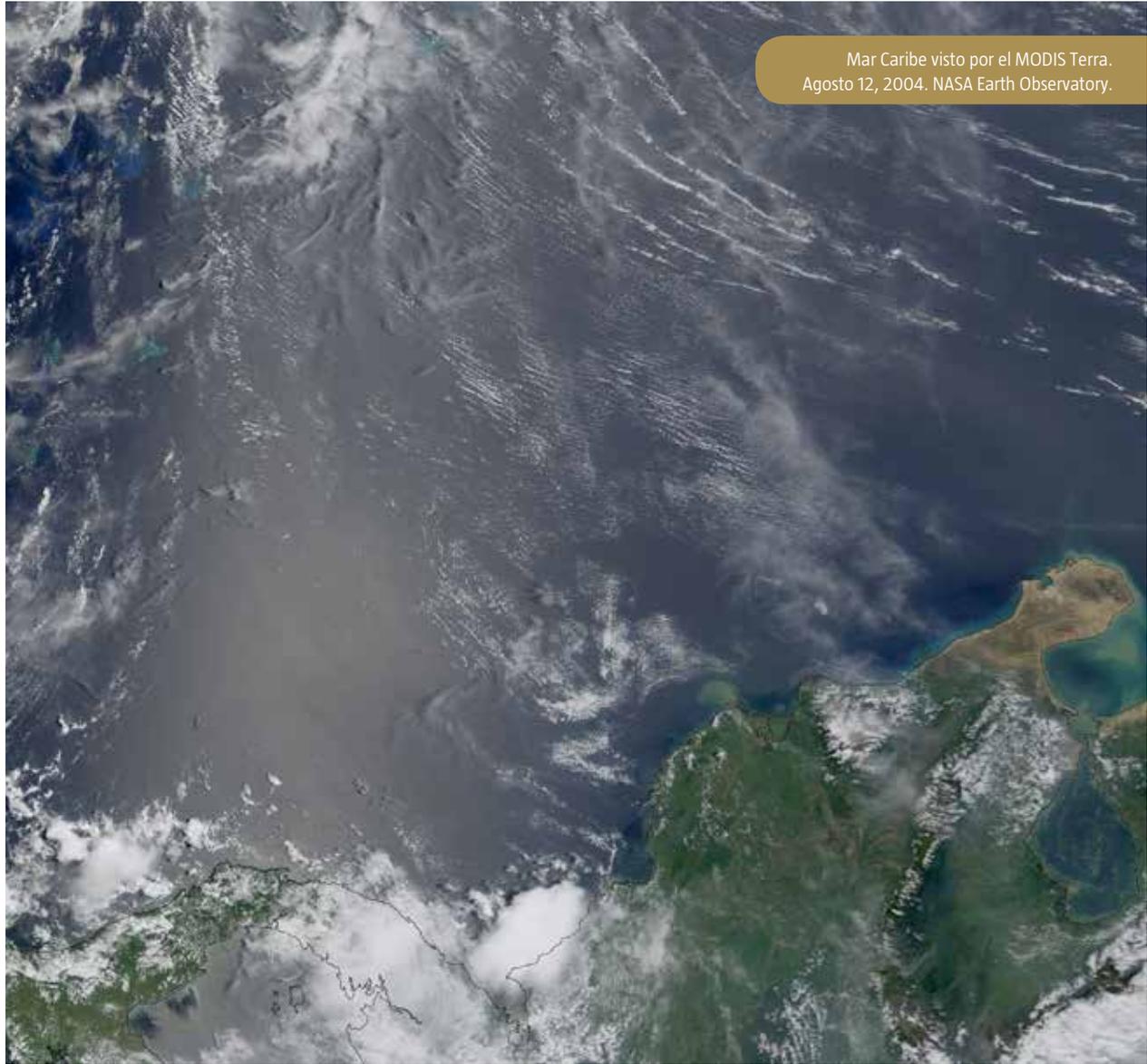


Tabla 2. Intervalos máximos de profundidad para las capas identificadas y estadísticos básicos (mínimo, máximo y promedio) de concentraciones de nitratos, fosfatos y silicatos en la columna de agua para los datos proporcionados por WOA09 y cruceros oceanográficos.

FUENTE DE DATOS	INTERVALO DE PROFUNDIDAD (m)	NITRATOS ($\mu\text{mol.L}^{-1}$)			FOSFATOS ($\mu\text{mol.L}^{-1}$)			SILICATOS ($\mu\text{mol.L}^{-1}$)		
		Min	Máx	Prom	Min	Máx	Prom	Min	Máx	Prom
WOA (Enero)	0-30 (Superficie)	0	0.17	0.05	0	0.06	0.03	1.79	2.78	2.18
	30-150 (Medio)	0	8.14	2.64	0	0.40	0.13	1.83	6.62	3.85
	150-500 (Fondo)	5.83	28.48	16.82	0.29	1.74	0.91	4.73	18.43	10.69
Fuerte Norte (Junio)	0-1 (Superficie)	0.01	0.02	0.005	0.02	0.14	0.03	0.73	6.82	2.25
	722-1233 (Medio)	0.83	5.00	3.19	0.29	0.69	0.60	5.25	10.14	8.71
	1444-2466 (Fondo)	1.56	3.87	2.32	0.19	0.66	0.49	3.17	11.45	8.96
WOA (Julio)	0-20 (Superficie)	0	2.75	0.80	0	0.09	0.01	1.14	3.06	2.30
	20-150 (Medio)	0.002	8.09	3.13	0	0.58	0.16	1.27	6.63	3.97
	150-500 (Fondo)	6.42	28.38	17.73	0.27	2.21	1.00	5.32	18.38	10.82
COL 4-5 (Octubre)	0-10 (Superficie)	0.00	0.00	0.05	0.03	0.08	0.05	0.31	1.10	0.70
	250-500 (Medio)	1.15	4.13	2.67	0.17	0.75	0.45	3.92	7.69	5.60
	900 (Fondo)	2.54	4.68	3.74	0.48	0.71	0.63	5.00	9.71	7.19

En general, se aprecia que los nutrientes presentan un incremento desde enero, hasta su punto de mayor concentración en la época de transición en julio a nivel del estrato de fondo (150-500 m), pero descienden en el final del año en octubre con los valores más bajos de los meses analizados.

Las mayores concentraciones de nitratos, fosfatos y silicatos se observan en el periodo de transición (julio), donde en general los valores son altos en el estrato de fondo, para nitratos $28.38 \mu\text{mol.L}^{-1}$, fosfatos $2.21 \mu\text{mol.L}^{-1}$ y silicatos $18.38 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (Tabla 2).

La baja concentración de nitratos encontrada en el estrato superficial de los meses seleccionados, probablemente está relacionada con un alto consumo por parte de los productores primarios fototróficos, ya que es la forma oxidada del nitrógeno de más fácil asimilación (Báez *et al.*, 2012).

Las altas concentraciones de fosfatos halladas en los estratos medio y fondo de la columna de agua, son producto de la regeneración por la sedimentación de la biomasa y por el intercambio con el fósforo presente y regenerado continuamente en los sedimentos marinos (Báez *et al.*, 2012).

Los silicatos se presentaron en cantidades más notables que los nitratos y fosfatos, aunque su concentración en el océano está controlada principalmente por procesos biológicos, son los

efectos físicos, como el hundimiento de organismos muertos, los que causan que se redistribuyan estos compuestos en la columna de agua.

La mayor parte de la fracción particulada es la producida por la erosión climática sobre las rocas, que son transportadas hacia el mar por los ríos o el viento. A medida que estas partículas se hunden para llegar al suelo oceánico, reaccionan con el sedimento presente para formar minerales (Báez *et al.*, 2012).

Una mirada al Caribe suroeste: variabilidad en el brazo del giro Panamá-Colombia

La climatología de vientos a partir del proyecto NARR (Mesinger *et al.*, 2006) generada desde el año 1979 hasta 2015 con una resolución espacial de 0.3° (32 km) para siete puntos dentro de la zona de influencia del GPC (Figura 34), reveló una intensidad variable en el ciclo anual (Figura 42). Durante los meses de enero a marzo, las magnitudes son las más altas del ciclo anual, oscilando entre 5 y 6 m.s^{-1} . En el mes de abril los vientos disminuyen hasta valores menores de 3 m.s^{-1} y en julio se evidencia un aumento en la velocidad con promedio de 3.48 m.s^{-1} (± 0.30). Posteriormente, los vientos se reducen hasta alcanzar los valores más bajos en el mes de octubre, de 2.28 m.s^{-1} (± 0.20), para volver a aumentar en los últimos meses del año.

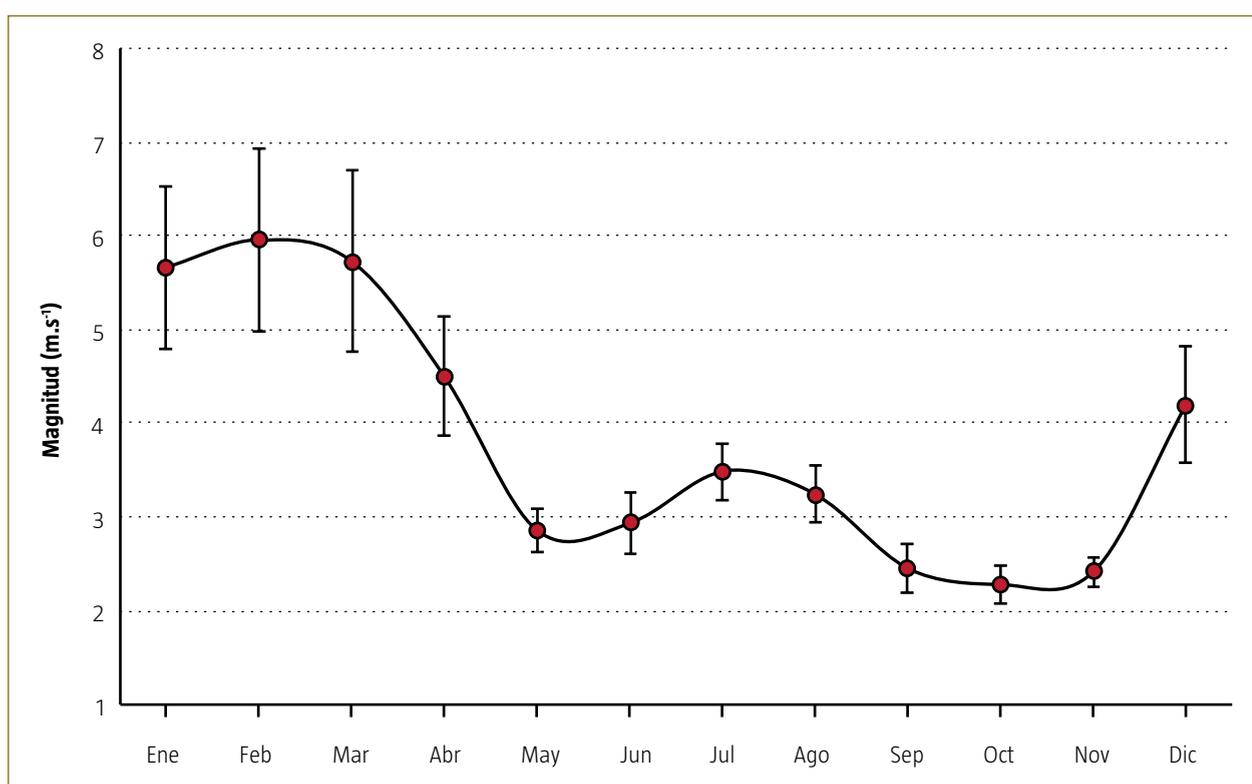
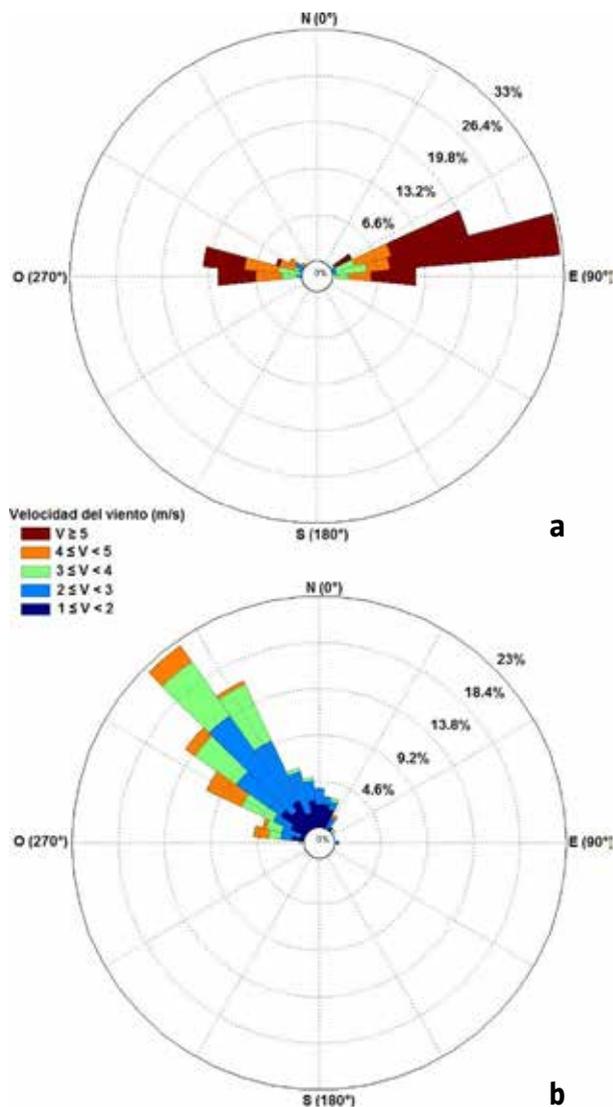


Figura 42. Ciclo anual de la magnitud del viento en la región de influencia del GPC. Fuente de datos: NARR (1979-2015).



Maniobra oceanográfica en el mar Caribe.
Foto tomada por Erika Ortiz.

Figura 43. Rosas de vientos en la región de influencia del GPC durante (a) diciembre-marzo y (b) abril-noviembre. Fuente de datos: NARR (1979-2015).



La dirección que predomina a lo largo del ciclo anual es principalmente noroeste por la curvatura de los vientos en la zona (Figura 2), a excepción de los meses de diciembre a marzo donde su procedencia es principalmente del noreste (Figura 43a), aunque existen componentes del oeste, que coinciden con las altas magnitudes encontradas a principios de año. De otro lado, durante los meses de abril a noviembre, hay un predominio total de vientos del noroeste (Figura 43b).

De acuerdo con lo anterior, en esta región los vientos provenientes son del noroeste a lo largo del año y en comparación con las otras regiones, se evidenciaron las aguas más cálidas en el ciclo anual (Figura 2). El promedio a nivel anual también confirma lo presentado en la climatología, donde se evidencia que la zona "Contracorriente" corresponde con la piscina cálida descrita por otros autores (Figura 44a). La variación espacial de la TSM en esta región es mayor que la presentada en el golfo de Mosquitos, pero menor a la de La Guajira (Figura 44b).

Este comportamiento, puede atribuirse a la influencia del GPC en la zona suroeste, que recoge aguas cálidas de las descargas de los ríos del golfo de Urabá y del golfo de Mosquitos y propician una termoclina superficial, esto representa una barrera física que evita la mezcla de aguas superficiales con aguas profundas y limita el intercambio de nutrientes (Bernal *et al.*, 2006; Ruiz-Ochoa, 2011).

Los ecosistemas oceánicos del Caribe son muy poco productivos, condición que se puede atribuir principalmente a las limitaciones impuestas por la escasez de nutrientes inorgánicos (Corredor, 1984). En aguas oceánicas estratificadas, el aporte de nutrientes inorgánicos es limitado debido a la ausencia de mecanismos de mezcla de las aguas superiores con las capas profundas ricas en nutrientes. Por otro lado, la constante sedimentación de detritus orgánico extrae nutrientes como fósforo y nitrógeno, los cuales se pierden en los fondos abisales (Corredor, 1984).

Adicionalmente, la disponibilidad de OD a los organismos marinos en estas aguas se ve severamente limitada por las altas temperaturas superficiales (Figura 44a) ya que la solubilidad de este gas es en función inversa a la temperatura (Corredor, 1984).

A partir del análisis de las imágenes de Rrs443 en la región de influencia del GPC, se advierte que la

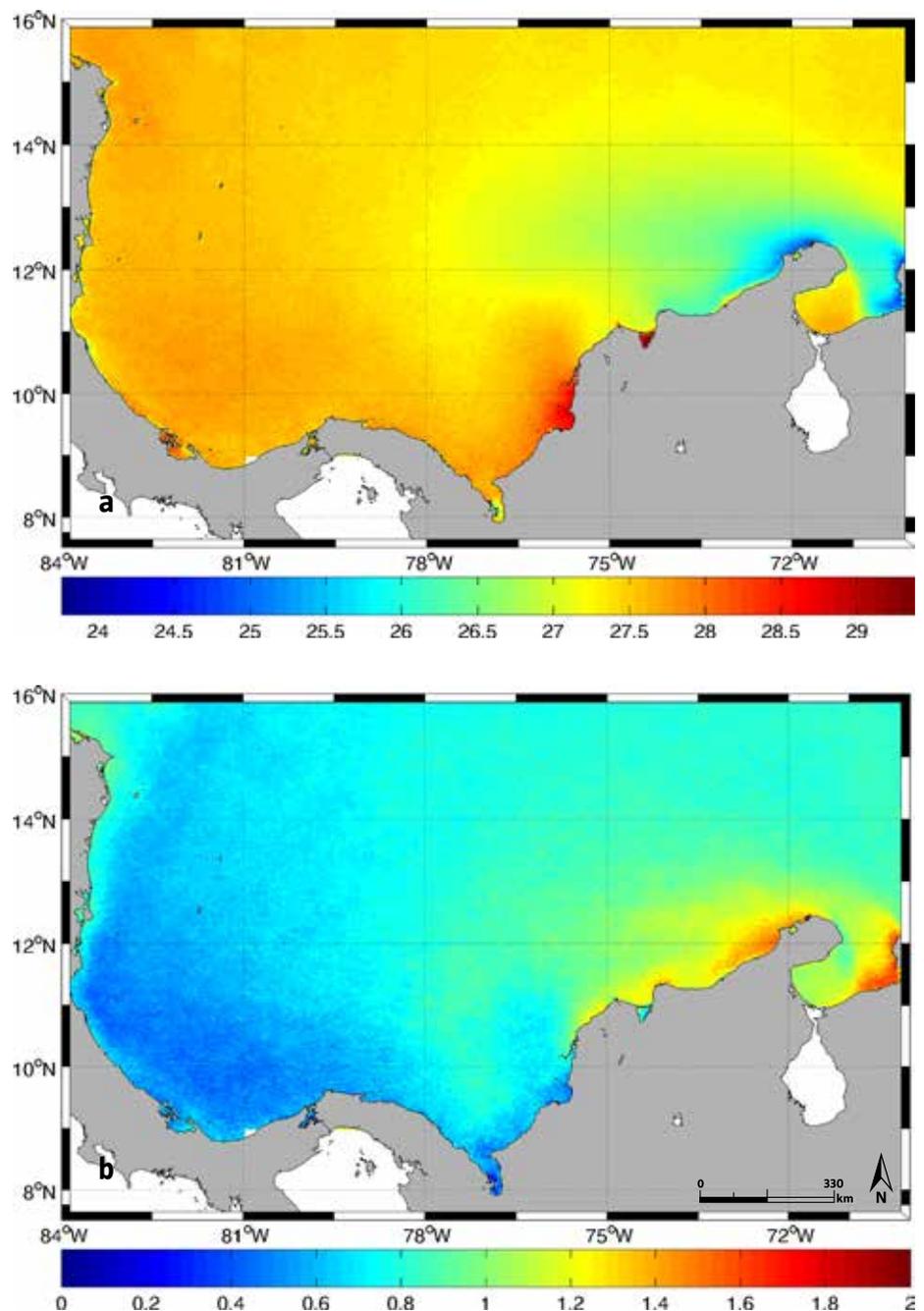
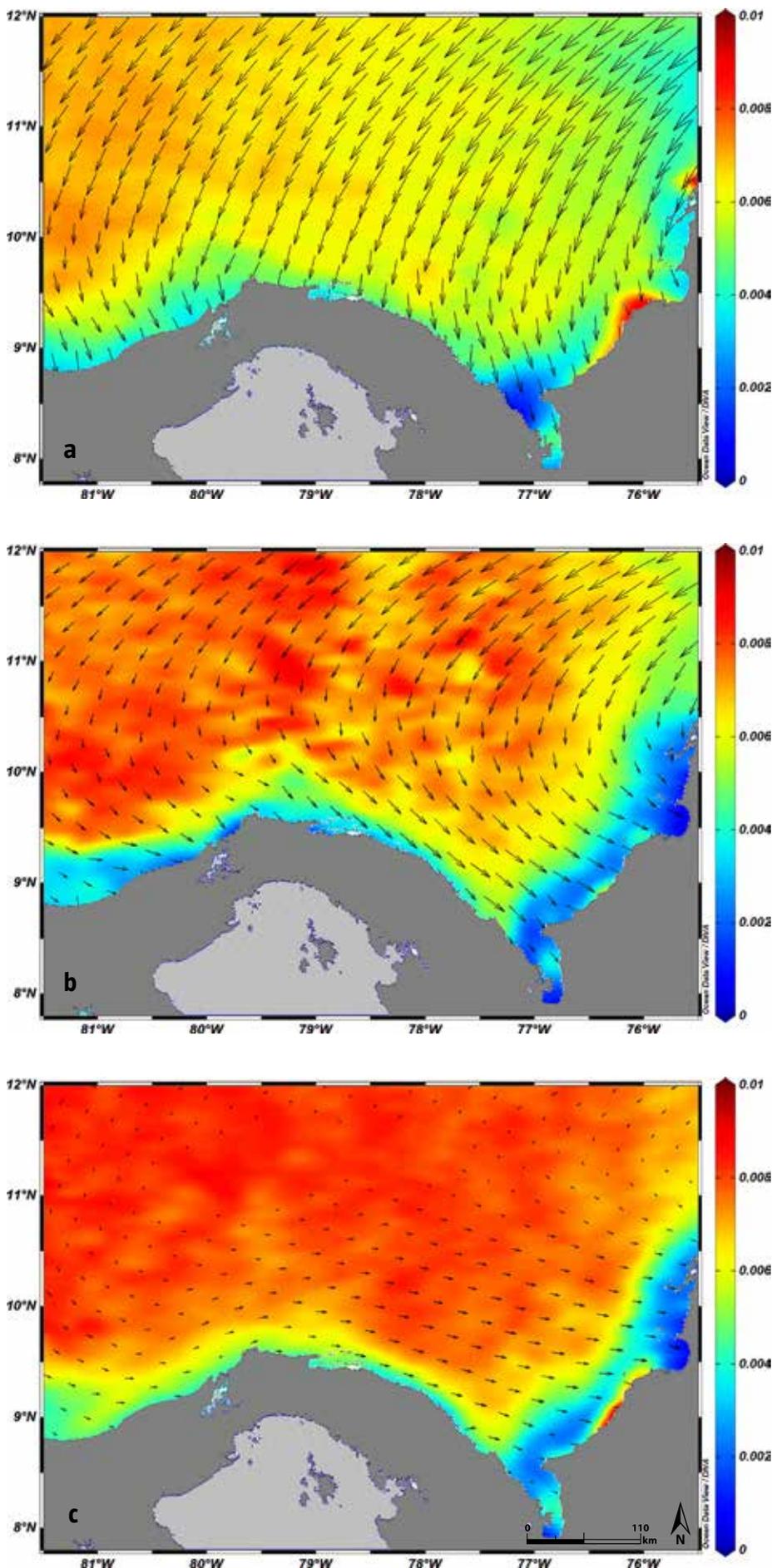


Figura 44. Promedio anual (a) y desviación estándar de la TSM (b). Fuente de datos: MODIS 2003-2013.



Avifauna marina en zona cercana a Isla Fuerte.
Foto tomada por Elkin Rafael Pardo.

Figura 45. Rrs443 para la región de influencia del GPC en los meses de (a) enero, (b) julio y (c) octubre. Se muestran los vectores de viento con su dirección de procedencia y magnitud.



mayor reflexión a esta longitud de onda (menor absorción por pigmentos fitoplanctónicos) se presenta en la zona oceánica, lo que evidencia que en mar abierto la presencia de fitoplancton es escasa en comparación con las zonas costeras (Figura 45). Este comportamiento es menos pronunciado en enero (Figura 45a) con respecto a julio (Figura 45b) y octubre (Figura 45c), donde es más evidente.

La dinámica del fitoplancton está íntimamente ligada a los patrones de circulación marina y atmosférica. La productividad del fitoplancton en aguas tropicales, puede estar estrechamente controlada por la tasa de suministro de nitrógeno fijado a la zona eufótica, que presenta enriquecimiento en aguas continentales dependiendo de las características geológicas de la cuenca hidrográfica. Lo anterior induce procesos de mezcla a través de la pycnoclina, lo que a su vez trae como consecuencia un aumento en la fertilidad de las aguas costeras (Corredor, 1976).

Las aguas oceánicas en mares tropicales tienden a presentar una estratificación vertical definida, esto forma una superposición de capas que se diferencian principalmente por su densidad. Las capas superficiales son, por lo general, más cálidas y menos densas que las que se encuentran en la profundidad (Gordon, 1967).

Diversos autores difieren en describir las masas de agua caracterizadas a nivel superficial para el mar Caribe colombiano (profundidad y número de capas), contrario a lo que sucede con las capas más profundas donde hay concordancia con los resultados (Lozano-Duque *et al.*, 2010). por ejemplo Urbano (1993) en su trabajo sobre masas de agua, no considera la capa superficial de 100 m, que está influenciada por la acción atmosférica.

En esta capa superficial se encontró la presencia del ASC para los meses de junio de 2012 y octubre de 2014. Esto se explica por la presencia de salinidades en las masas de agua inferiores a 35 que están relacionadas con las descargas de los ríos Orinoco, Amazonas y Magdalena a la cuenca del Caribe, junto con las precipitaciones que trae consigo la época húmeda (Andrade, 2012).

Referencias

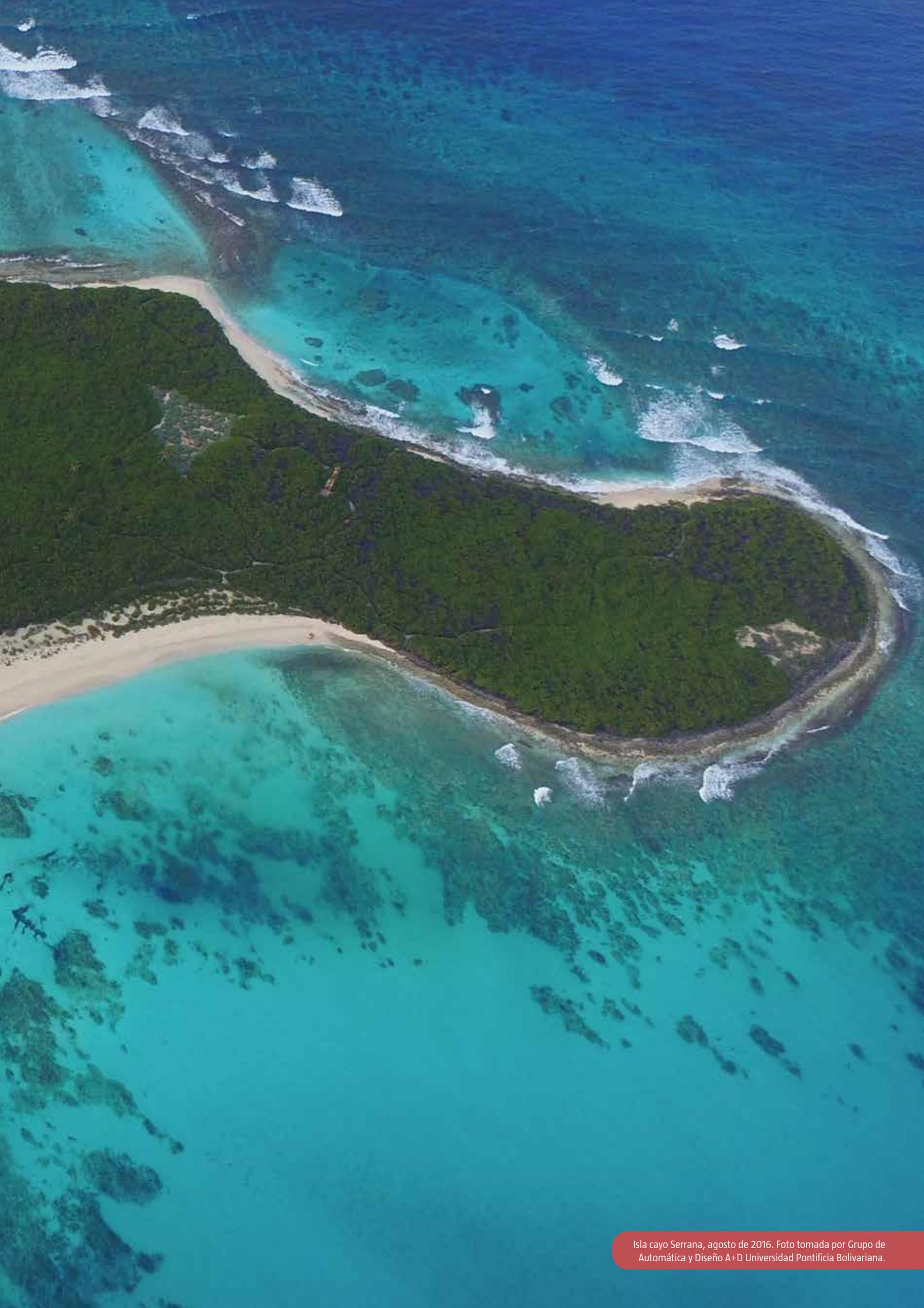
- Andrade, C.A. 2000. Circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 115(C11): 26, 191-26, 201.
- Andrade, C.A. 2001. Las corrientes superficiales en la cuenca de Colombia observadas con boyas de deriva. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 25(96): 321-335.
- Andrade, C.A. 2012. Oceanografía del archipiélago de San Andrés. Providencia y Santa Catalina, en Atlas de la Reserva de la Biósfera Seaflower. Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, INVEMAR-CORALINA, Series de Publicaciones Especiales de INVEMAR 28. Santa Marta, Colombia. 53-59 pp.
- Báez, A., J. Rueda, M. Bastidas y L. García. 2012. Calidad de aguas, sedimentos y comunidades biológicas en el Área de Perforación Exploratoria Marina Fuerte Norte, Caribe colombiano, ECOPEL-INVEMAR, Santa Marta, Colombia. 97 p + Anexos.
- Bastidas-Salamanca, M., O. Artal-Arreita y C. Ricaurte-Villota. 2015. Simulación de la circulación y estructura térmica en el Caribe colombiano. XVI Congreso Latinoamericano de ciencias del Mar COLACMAR y XVI Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar SENALMAR, Santa Marta, Colombia. Libro de Resúmenes. 575 p.
- Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C.A. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la Costa Caribe Colombiana. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 30(115): 195-208.
- Bernal, G., M. Ruiz-Ochoa, y E. Beier. 2010. Variabilidad estacional e interanual océano-atmósfera en la Cuenca Colombia. *Cuadernos del Caribe* 14: 49-72.
- Centurioni, L. y P. Niiler. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 30(6): 1279.
- Corredor, J.E. 1976. Aspects of phytoplankton dynamics in the Caribbean Sea. *FAO Fisheries Report*, 200: 101-114.
- Corredor, J.E. 1984. Identificación y análisis de ecosistemas del Caribe. *Interciencia* 9(3): 145-151.
- Donoso, M.C. 1990. Circulación de las aguas en el mar Caribe. Trabajo presentado en el VII Seminario de Ciencias y Tecnologías del Mar, Cali, Colombia. Libro de Resúmenes: 345-356.
- Emery, W.J. 2001. Water types and water masses. *Encyclopedia of ocean sciences.* 6: 3179-3187.
- Emery, W.J. y J. Meincke. 1986. Global water masses-summary and review. *Oceanological Acta* 9(4): 383-391.
- Fratantoni, D. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.* 106(C10): 67-93.
- Garrido-Linares, M., D. Alonso-Carvajal, M. Rueda, C. Ricaurte, A. Polanco, A. Cárdenas, C. Cedeño, E. Montoya, E. Escarria, F. Dorado, J.M. Gutiérrez, K. Ayala, L. Tavera, M.A. Mutis, M.I. Aguilar, M. Vides-Casado, O. Rodríguez, V. Yepes-Narváez, J. Pizarro, F. Valencia, A. Rodríguez-Jiménez, M. Murcia, C. Peña, M. Bastidas-Salamanca, C. Giraldo. 2014. Informe técnico final "Línea base ambiental preliminar de los bloques de exploración de hidrocarburos Caribe colombiano: Fase COL 4 y COL 5, INVEMAR-ANH, Santa Marta, Colombia. 284p + Anexos.
- Giraldo, L. 1994. Análisis de masas de agua y control de calidad de la información oceanográfica. *Bol. Cient. CIOH* 15: 17-38.
- Gordon, A.L. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.* 72(24): 6207-6223.
- Hernández-Guerra, A. y T.M. Joyce. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66W. *Geophys. Res. Lett.* 27(21): 3497-3500.
- INVEMAR-GEO. 2014. Dispersión de sedimentos mediante el estudio de la dinámica meteomarina en el sector Isla-Salamanca-PNN Tayrona (departamento del Magdalena), Informe técnico final. Actividad GEO-BPIN INVEMAR, Santa Marta. 60 p.
- Lozano-Duque, Y., J. Medellín-Mora y G.R. Navas. 2010. Contexto climatológico y oceanográfico del mar Caribe colombiano, en Biodiversidad del margen continental del Caribe colombiano, INVEMAR, Serie de Publicaciones Especiales N°20. Santa Marta, Colombia. 54-84 pp.
- Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay y K. Mitchell. 2006. North American regional reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* 87: 343-360.
- Ruiz-Ochoa, M.A 2011. Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales, Tesis Ph.D, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 102p + Anexos.
- Urbano, J.E. 1993. Masas de agua del Caribe Colombiano. *Bol. Cient. CIOH* 14: 3-30.

Capítulo 4

Región 3: insular

Constanza Ricaurte-Villota,
Magnolia Murcia-Riaño
y Silvio Andrés Ordoñez-Zúñiga





Isla cayo Serrana, agosto de 2016. Foto tomada por Grupo de Automática y Diseño A+D Universidad Pontificia Bolivariana.

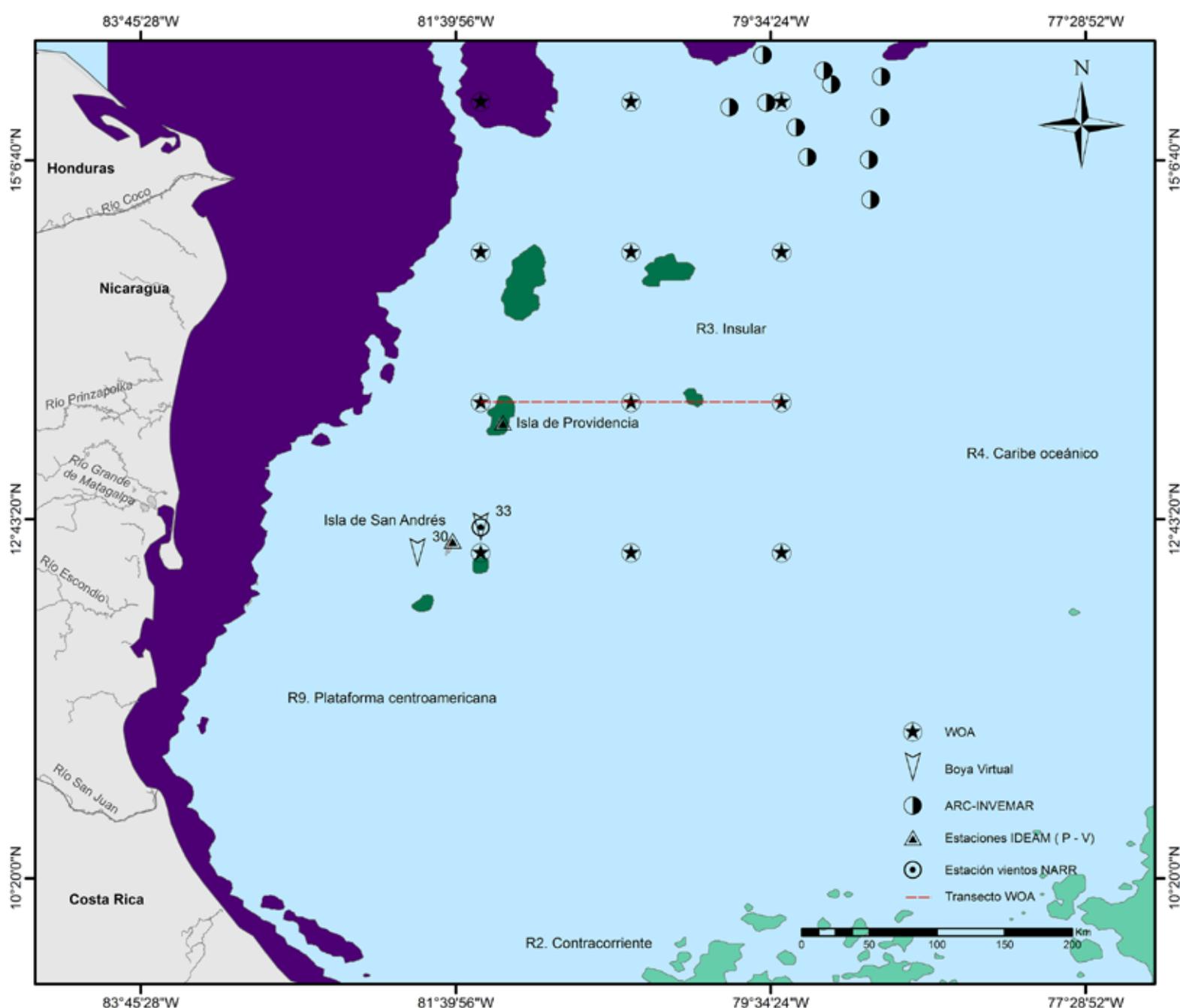
Generalidades

La región Insular comprende el territorio correspondiente al Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, incluidas las islas Cayo Bajos y el área de régimen común con Jamaica, entre los meridianos 78° a 82°W y los paralelos 12° a 17°N (Figura 46). Está delimitada por las fronteras con Jamaica, las islas Caimán, Nicaragua, Costa Rica, Honduras y Panamá (INVEMAR, 2012). Como se mencionó en el capítulo 1, esta región presenta alta variabilidad espacial a lo largo del año ($SEOF1 > 1.5$), con valores que contrastan con los de la zona marina adyacente.

Esta región, a diferencia de las otras zonas oceánicas, muestra una oceanografía compleja, debido a la interacción con la topografía

submarina (Fukuoka, 1971), ya que se presentan diferentes geoformas (Figura 47), entre las que se destacan plataformas carbonatadas, montes, valles submarinos, guyots, llanuras abisales, entre otros (INVEMAR-ANH, 2012). Con profundidades que van desde 0 m en los sitios donde las barreras arrecifales de los bancos emergen parcialmente durante las mareas bajas (Geister y Díaz, 2007), hasta 3292 m en los planos abisales al este de la isla cayo Roncador, de acuerdo con la carta náutica COL 004, escala 1:600.000 (DIMAR, 2005). La depresión Providencia, localizada al oeste de la isla del mismo nombre, con una profundidad mayor a 2500 m (Molares *et al.*, 2004), hace la plataforma insular independiente de la continental centroamericana (Andrade, 2005) y convierte las islas en oceánicas (Andrade, 2012).

Figura 46. Mapa de la región 3 en verde oscuro, muestra las diferentes fuentes de datos usados para la caracterización de la zona.



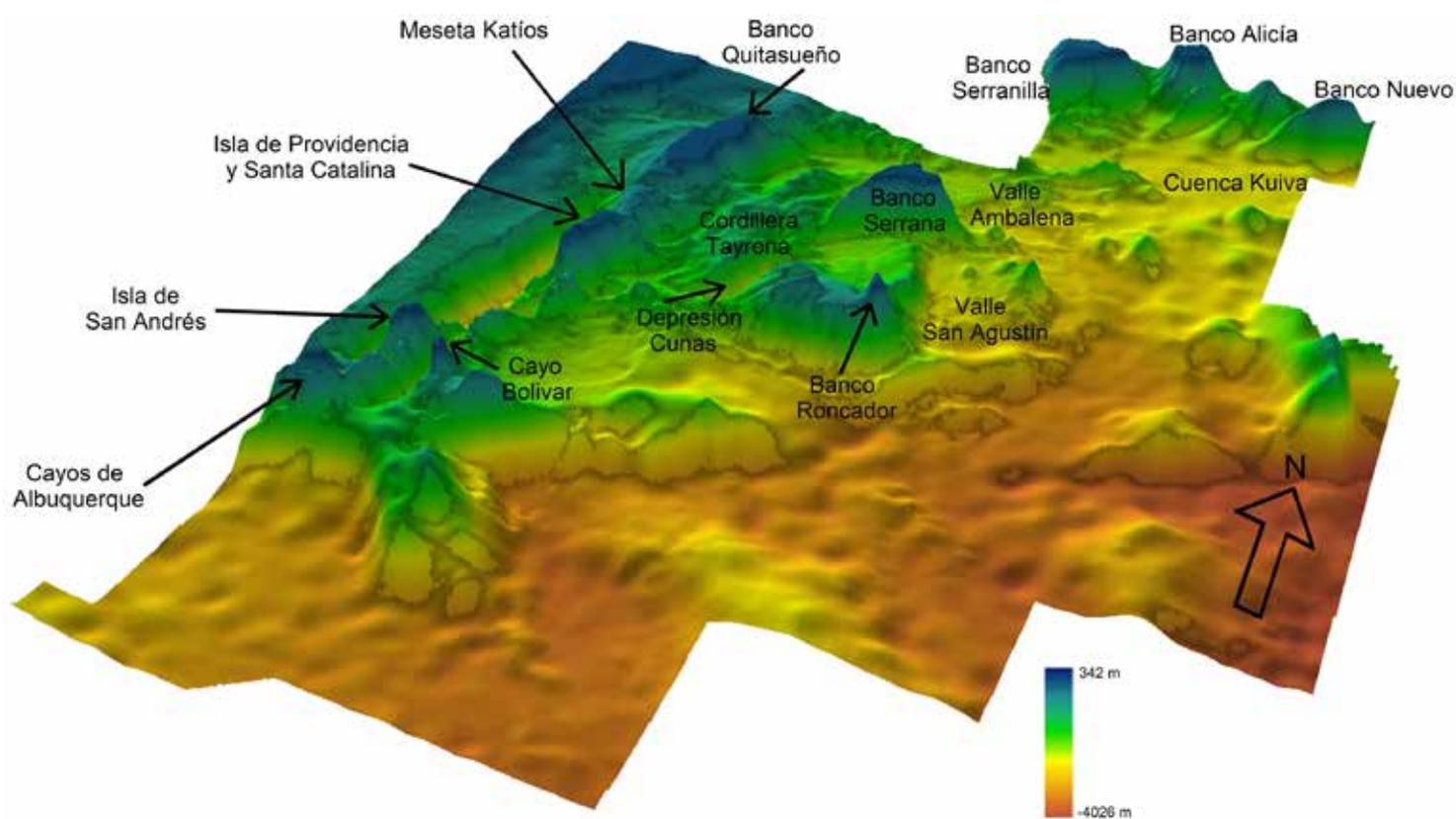


Figura 47. Modelo de elevación digital de la zona insular. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall *et al.*, 2015).

Sobre las condiciones oceanográficas del Caribe, incluyendo la región insular se han realizado muchos estudios. Algunos de los cuales han estado orientados al análisis de la circulación y masas de agua (Parr, 1937; Wust 1963 y 1964; Gordon, 1967; Brucks, 1971; Fukuoka, 1971; Molinari *et al.*, 1981; Carton y Chao, 1999; Andrade y Barton, 2000; entre otros). También se han hecho muchas investigaciones sobre el clima de la región (Pujos *et al.*, 1986; Andrade, 1993; Mesa *et al.*, 1997; Amador y Magaña, 1999; González y Hurtado, 2012, entre otros). Mientras que, solo unos pocos han abordado el estudio de la química del mar Caribe insular (Rakestraw y Smith, 1937; Garay y Gutiérrez, 1984; González, 1987; Garay *et al.*, 1988).

Por su parte, los esfuerzos colombianos por monitorear las condiciones de la zona datan de 1969 (Garay y Gutiérrez, 1984), cuando la Armada Nacional a través de la Dirección General Marítima (DIMAR), inició una serie de cruceros para estudiar las condiciones oceanográficas, hidrográficas y biológicas de los océanos de nuestro país. El primer buque colombiano de investigación, el ARC San Andrés, se lanzó con la tarea de recolectar información en la zona insular, durante la realización del crucero oceanográfico OCEANO I (CIOH, 2016), al cual le siguieron los cruceros OCEANO IV en octubre de 1975 (Garay y Gutiérrez, 1984), OCEANO VI en junio de 1983, OCEANO VII en octubre de

1983, OCEANO VIII entre febrero y marzo de 1984 y OCEANO IX en julio de 1984 (González, 1987; Garay *et al.*, 1988).

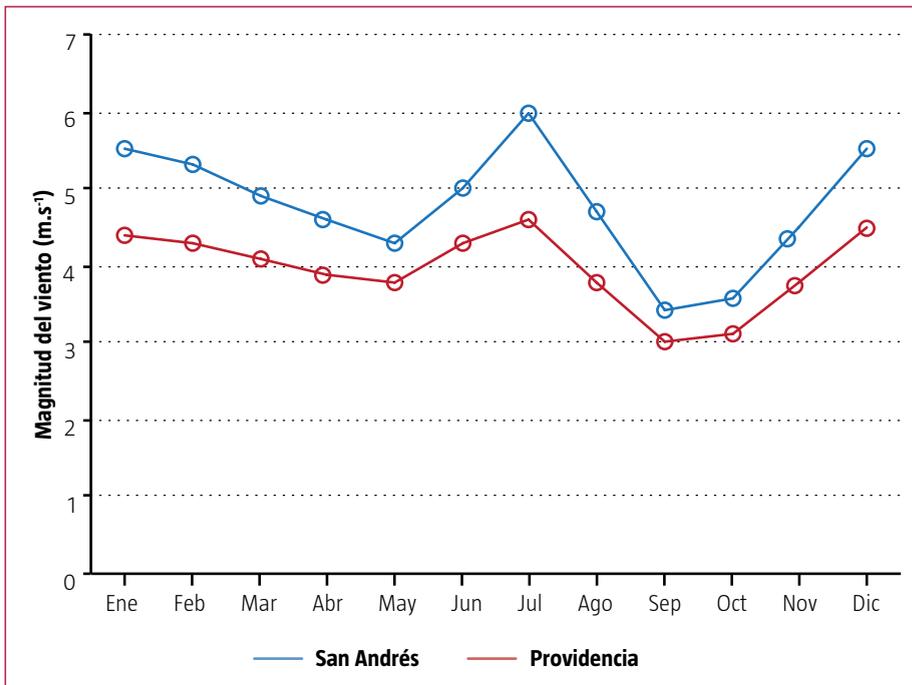
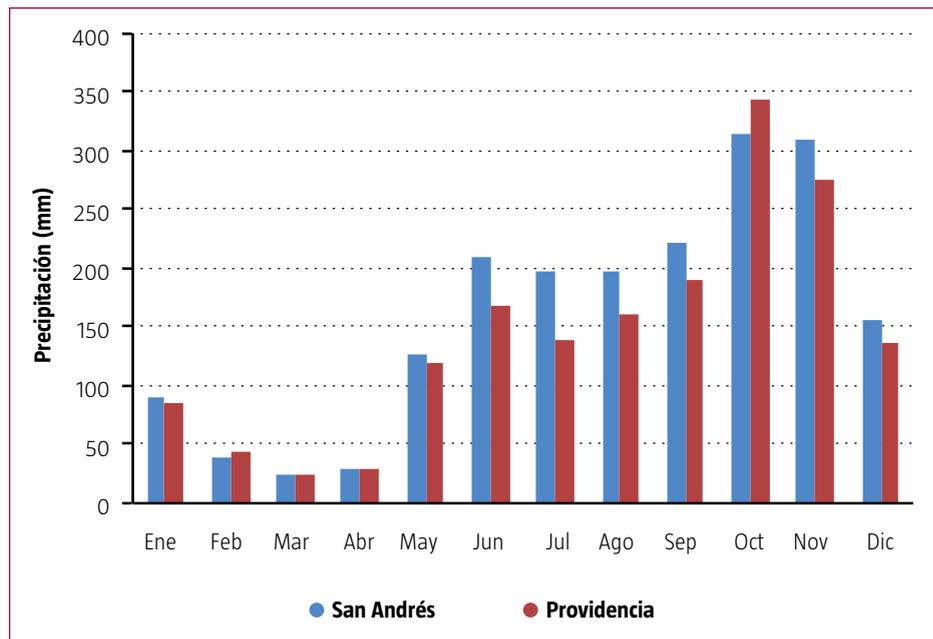
Posteriormente, la Armada realizó otros cruceros en la zona; en 1995 y 1996 para estudiar la circulación del bajo Alicia (Andrade *et al.*, 1996), en 1997 y 1998 en el que se estudiaron las corrientes y la hidrografía de toda la zona insular (Andrade *et al.*, 2003) y en 2004 en la que se abordó la oceanografía de la depresión Providencia (Molares *et al.*, 2004).

Recientemente, el INVEMAR, en asocio con otras instituciones, ha realizado dos cruceros oceanográficos al ARC (área de régimen común) Colombia-Jamaica con el fin de caracterizar sus condiciones biológicas, hidrográficas y oceanográficas. El primero se realizó con la ANH en octubre de 2011 (INVEMAR-ANH, 2012; Rueda-Bayona, 2012), y el segundo con MCS Consultoría y Monitoreo Ambiental entre agosto y septiembre de 2013 (INVEMAR-MCS, 2013).

Contexto climático y oceanográfico

La precipitación en la zona insular, definida a partir de los datos de las estaciones meteorológicas del IDEAM en San Andrés y Providencia (Figura 46 y 48), muestra un régimen monomodal; con una época seca de enero a abril, valores mínimos

Figura 48. Precipitación en el aeropuerto Sesquicentenario Gustavo Rojas Pinilla de San Andrés (serie de tiempo de 1959 a 2015) y aeropuerto El Embrujo de Providencia (entre 1973 y 2015). Fuente de datos: IDEAM.



en marzo (23.1 mm en Providencia y 25.30 mm en San Andrés) y una época húmeda de mayo a diciembre, con máximos en octubre (344.5 mm en Providencia y 315.5 mm en San Andrés). La región es bastante homogénea; exhibiendo valores similares en las dos islas, pero con mayores precipitaciones en San Andrés, a excepción de octubre. Lo anterior coincide con lo expuesto para la zona por González y Hurtado (2012), quienes encontraron también que el mes más seco es marzo con un promedio de 24.00 mm, mientras octubre es el más lluvioso, con 301.00 mm.

La velocidad del viento, definida a partir de las mismas estaciones meteorológicas del IDEAM, utilizadas para la climatología de la precipitación,

Figura 49. Velocidad promedio del viento en San Andrés (serie de tiempo de 1965 a 2012) y Providencia (entre 1976 y 2011). Fuente de datos: IDEAM.

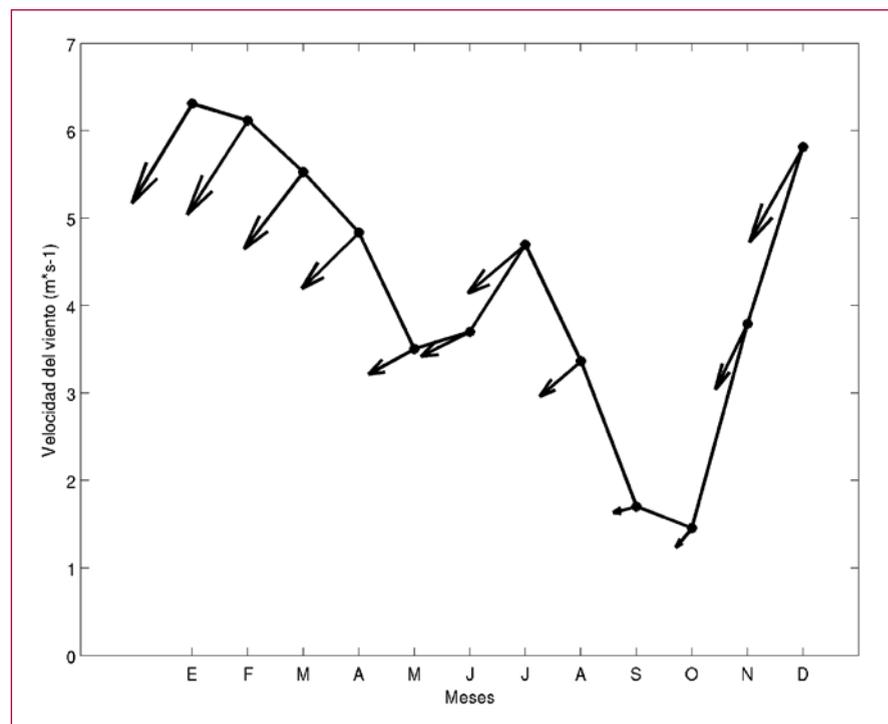


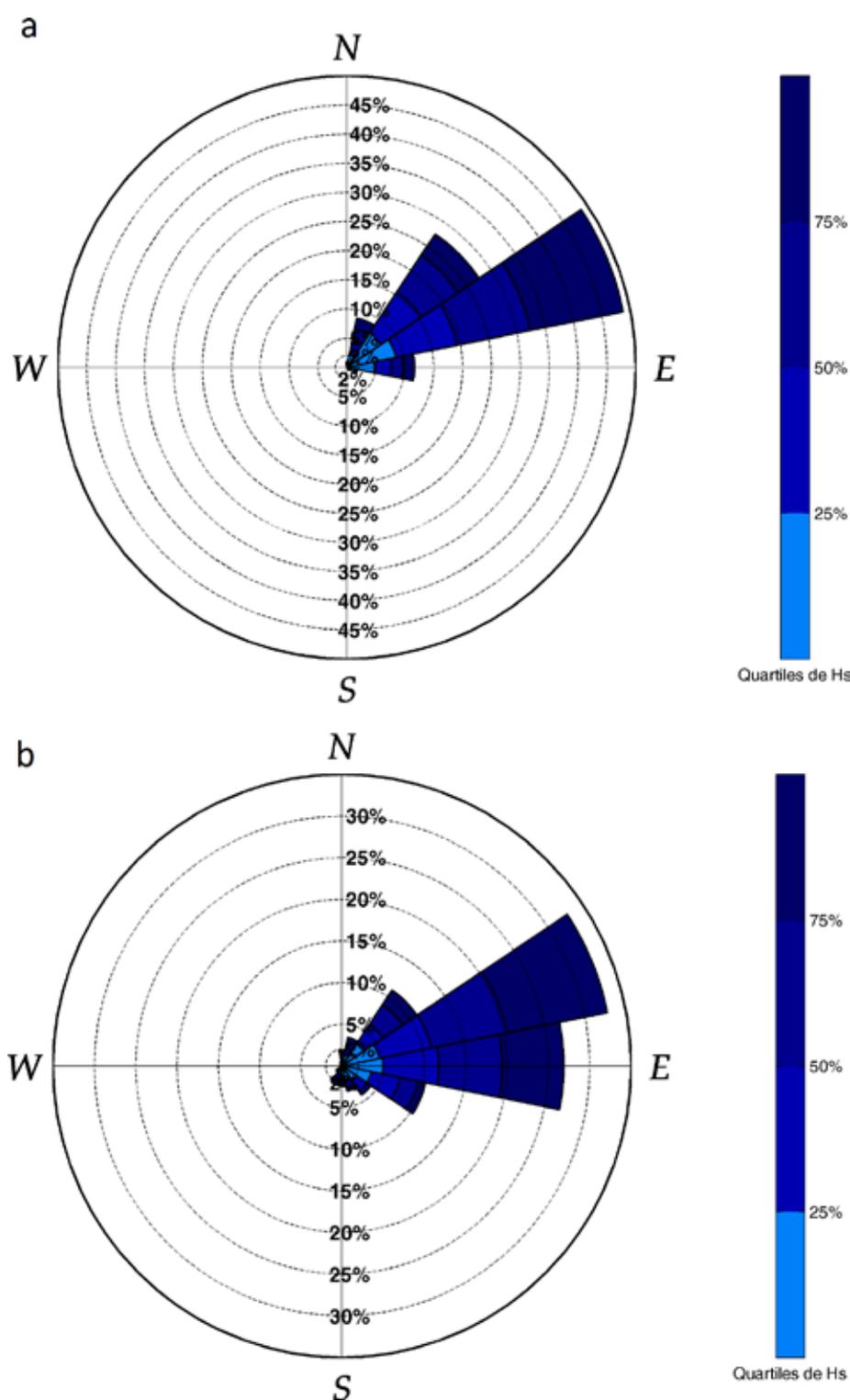
Figura 50. Ciclo de vientos en el punto de la boya virtual, a los 81°30' longitud oeste y 12°40'12" latitud norte. Fuente de datos: NARR.

varía durante el año (Figura 49); mostrando la misma tendencia a lo largo de la región, pero con valores más altos en la isla de San Andrés (entre 3.40 y 6.00 m.s⁻¹) con respecto a Providencia (entre 3.00 y 4.60 m.s⁻¹) (Figura 49). El régimen es bimodal con dos máximos; uno en julio y otro entre diciembre y enero, siendo el primero el que exhibe las mayores velocidades. De igual manera, muestra muestra dos mínimos; uno en mayo y el otro de septiembre a octubre, este último es el de menores valores.

Por su parte, la climatología de los vientos en un punto (longitud 81.50°W y latitud 12.67°N) dentro del área de estudio calculada, a partir de los datos del proyecto *North American Regional Reanalysis* (NARR), entre 1979 y 2015 (Mesinger *et al.*, 2006) (Figura 50), muestra también una mayor magnitud que en la zona costera, sin embargo los máximos se presentan de enero a diciembre, con valores cercanos a los 7.00 m.s⁻¹. La dirección a lo largo del año no muestra cambios notables, con una procedencia semipermanente del noreste (NE), con excepción de septiembre cuando los vientos provienen del norte, esto coincide con lo descrito por González y Hurtado (2012) quienes expusieron que la zona insular se encuentra bajo la influencia de los vientos Alisios del noreste.

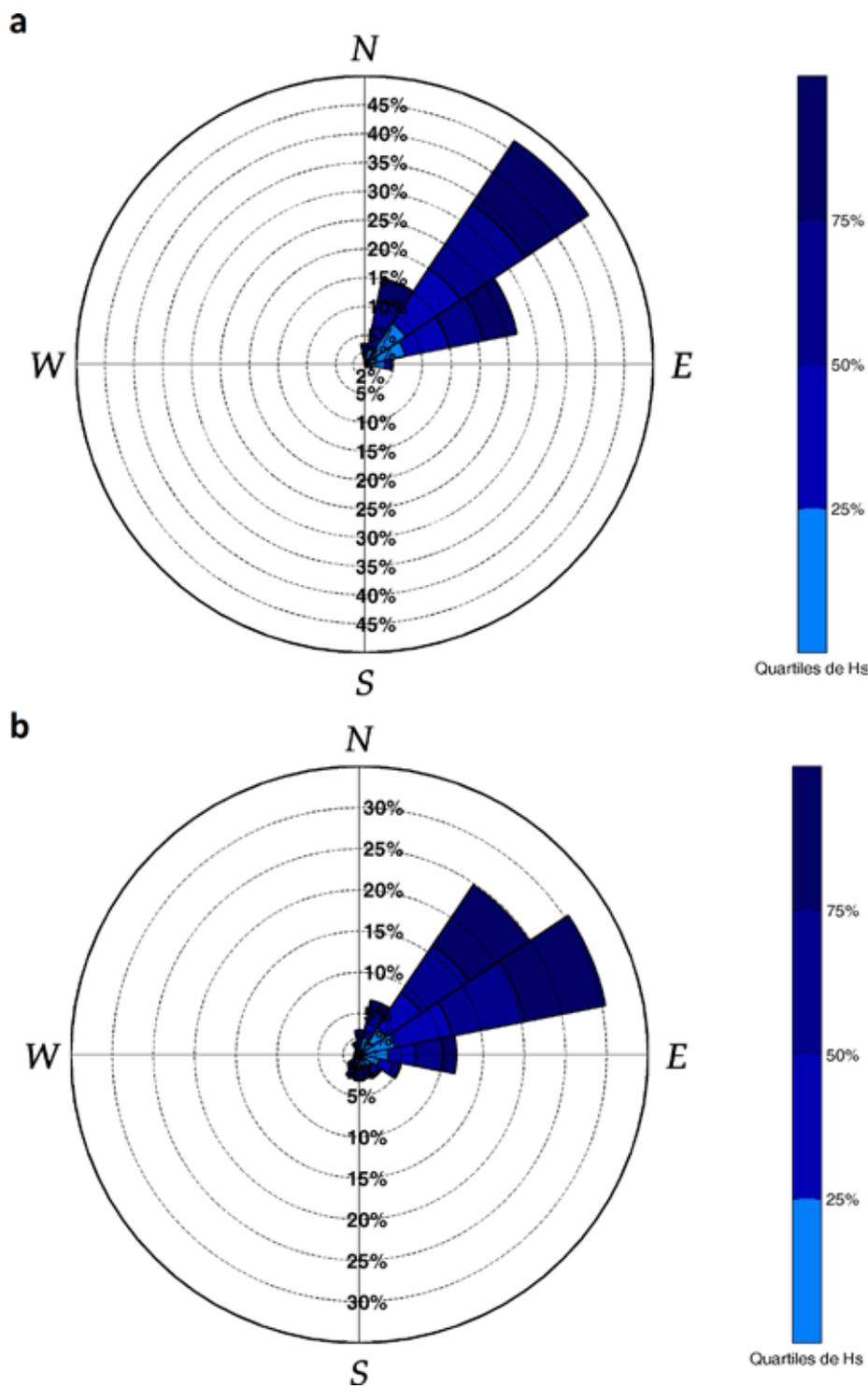
El régimen medio del oleaje en la isla de San Andrés, a partir de datos extraídos de las series sintéticas de altura de la ola (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012), muestra una dominancia del oleaje del primer cuadrante (entre 0° y 90°) a lo largo del año, tanto en el lado este, boya virtual BV33 (Figura 51), como en la cara oeste, BV30 (Figura 52).

En el lado de barlovento (BV33) de diciembre a abril temporada caracterizada por presentar vientos fuertes (época 1), se identifica que el oleaje más frecuente proviene del este-noreste (ENE) con una probabilidad de 48.71%, seguido por las direcciones noreste (NE), este (E) y nor-noreste (NNE) que cuentan con una probabilidad de ocurrencia de 27.44%, 11.71% y 8.61% respectivamente. En esta temporada, la Altura Significativa de ola (Hs) promedio es de 1.91±0.68 m y coincide con lo encontrado por Thomas *et al.* (2012) para Bajo Nuevo, al norte de la región Insular, entre 1.60 y



2.00 m. Mientras que de mayo a noviembre meses donde la velocidad del viento es inferior (época 2), las direcciones predominantes, aunque están en su mayoría en el primer cuadrante, hay presencia de oleaje proveniente del segundo (entre 90° y 180°). Para esta época del año, se identifica que el oleaje más frecuente proviene del ENE con una probabilidad de 32.74%, seguido por las direcciones E y NE, que cuentan con una probabilidad del 26.82% y 10.90% respectivamente. Los aportes de oleaje del segundo cuadrante, provienen del este-sureste (ESE) con 10.29%, siendo casi tan abundantes como los del NE, seguidos por los de sureste (SE) con 4.19%.

Figura 51. Rosa de vientos para la boya 33, (a) época 1 (diciembre a abril) y (b) época 2 (mayo a noviembre).



En el lado de sotavento (BV30) en la época 1, el oleaje más frecuente proviene del NE, seguido del ENE y NNE, con una probabilidad de 46.57%, 26.87% y 15.18% respectivamente, con una menor Hs promedio de 1.63 ± 0.57 m. En la época 2 el oleaje predominante es del ENE con una probabilidad de 30.43%, seguido del NE con 24.77%, el E con 11.74% y NNE con 6.72%. El oleaje del segundo cuadrante tiene menor contribución que en la cara expuesta, siendo el de mayor probabilidad el del ESE con 5.18% de probabilidad.

Los datos de oleaje coinciden con lo expuesto por Thomas *et al.* (2012) para bajo Nuevo, área de régimen común entre Colombia y Jamaica, en donde se utilizaron datos de modelo WaveWatch III entre 1999 y 2011. Esto permitió encontrar una dirección predominante de NE para los meses de diciembre a marzo (época 1), con Hs entre 1.60 y 2.00 m. Mientras que en los meses de agosto a noviembre (época 2), la dirección predominante es ENE y la Hs disminuye, llegando a valores entre 1.20 y 1.60 m.

Uno de los parámetros oceanográficos con mayor importancia en el estudio de la región es la temperatura superficial del mar (TSM), que se calculó a partir de datos WOA09 (Locarnini *et al.*, 2010). La TSM exhibe sus menores valores (entre 26.50 y 27.00 °C) en el mes de febrero (Figura 53a), elevándose progresivamente a lo largo del año, hasta alcanzar los valores más altos, entre 28.30 y 29.00 °C, en el mes de octubre (Figura

Figura 52. Rosa de oleaje para la Boya 30 (a) época 1 (diciembre a abril) y (b) época 2 (mayo a noviembre).



Cayo Serrana - Reserva de la Biosfera Seaflower.
Foto tomada por Sebastián Herrera.

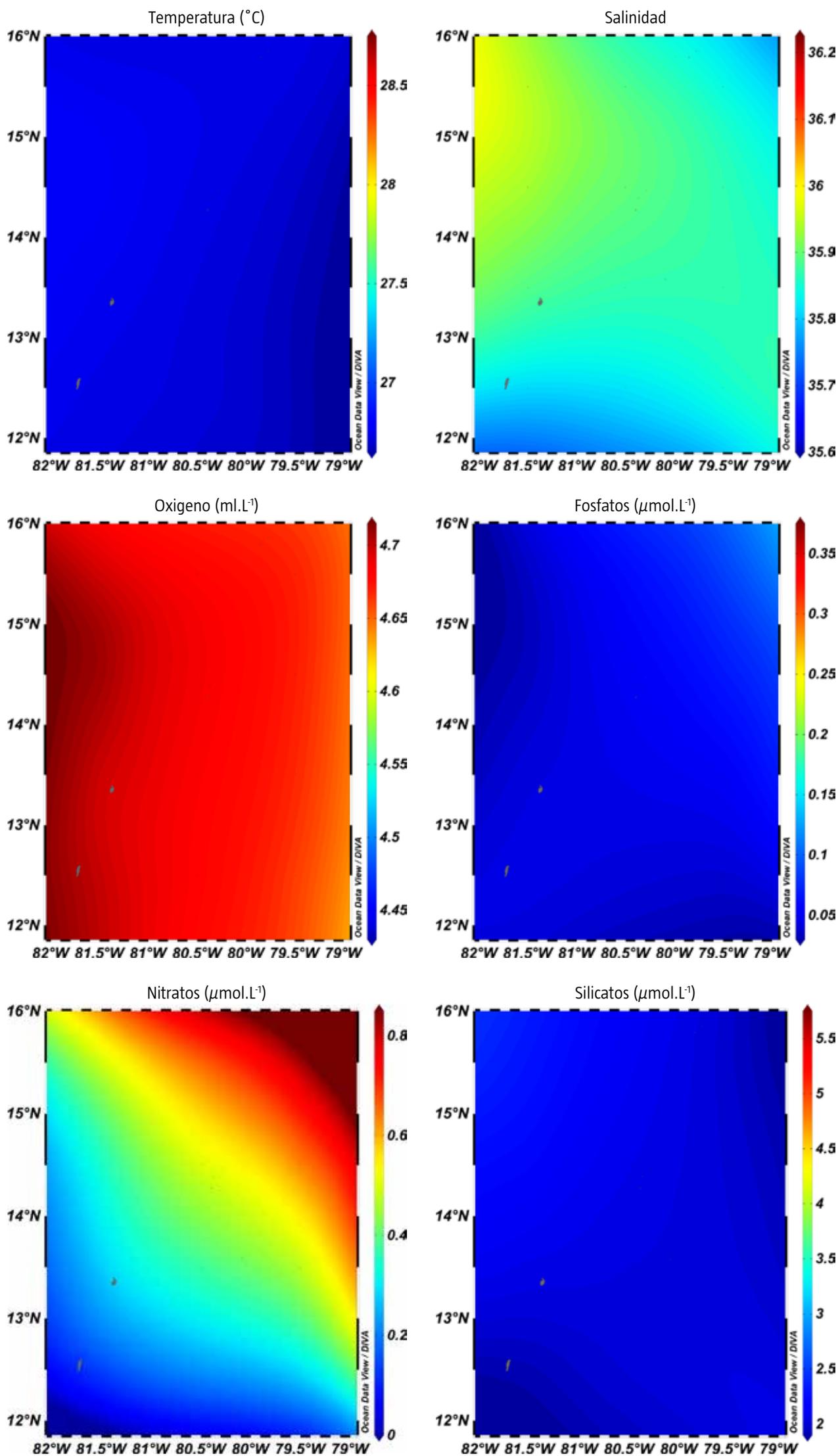
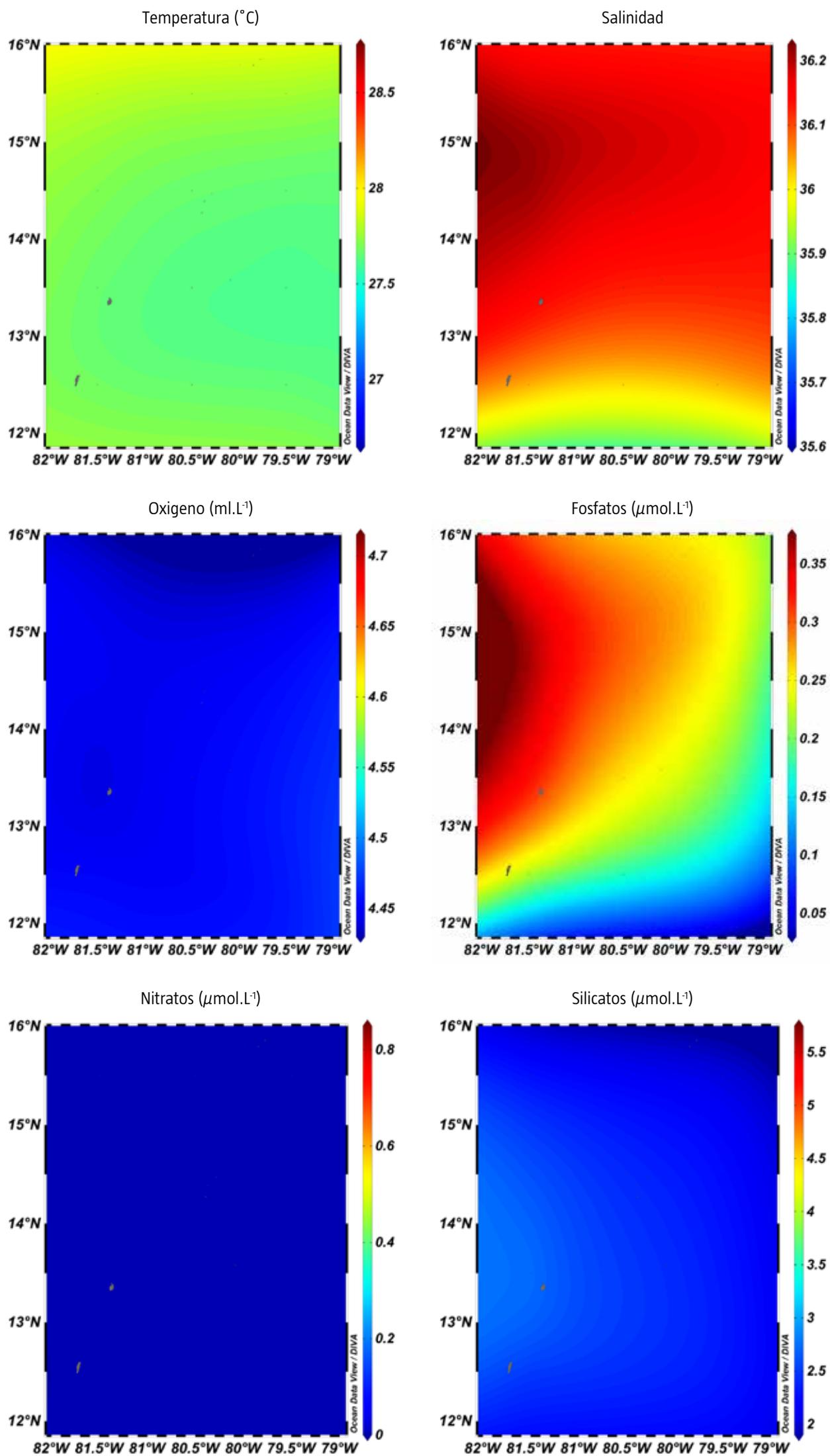


Figura 53. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de febrero. Fuente de datos: WOA09.

Figura 54. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de julio. Fuente de datos: WOA09.



55a). El patrón de aumento de la TSM responde al régimen de vientos descrito antes, ya que cuando estos se relajan (época 2) se atenúa el efecto mecánico de enfriamiento sobre las aguas de la región, esto coincide con lo planteado por Rueda (2012) y Andrade (2012) para la temperatura superficial del mar en la zona insular Caribe colombiana.

Otra variable que permite describir el comportamiento oceanográfico de la región es la salinidad, que fue calculada también a partir de los datos WOA09 (Antonov *et al.*, 2009). La salinidad en la superficie de la zona exhibe sus máximos valores (entre 35.90 y 36.25) en el mes de julio (Figura 54b) y los más bajos (entre 35.60 y 36.00) en octubre (Figura 55b). Para este mes en particular, se destaca una lengua de más baja salinidad que ocupa el este y el sureste, la cual está relacionada con los aportes de origen continental (río Amazonas, Orinoco y Magdalena) y precipitación que excede a la evaporación (González, 1987), ya que en octubre se presentan las mayores precipitaciones para todo el Caribe colombiano. La distribución de la salinidad en la zona también concuerda con lo expuesto por Andrade (2012), en la que se observa un gradiente zonal, que se torna casi homogéneo en el mes de octubre.

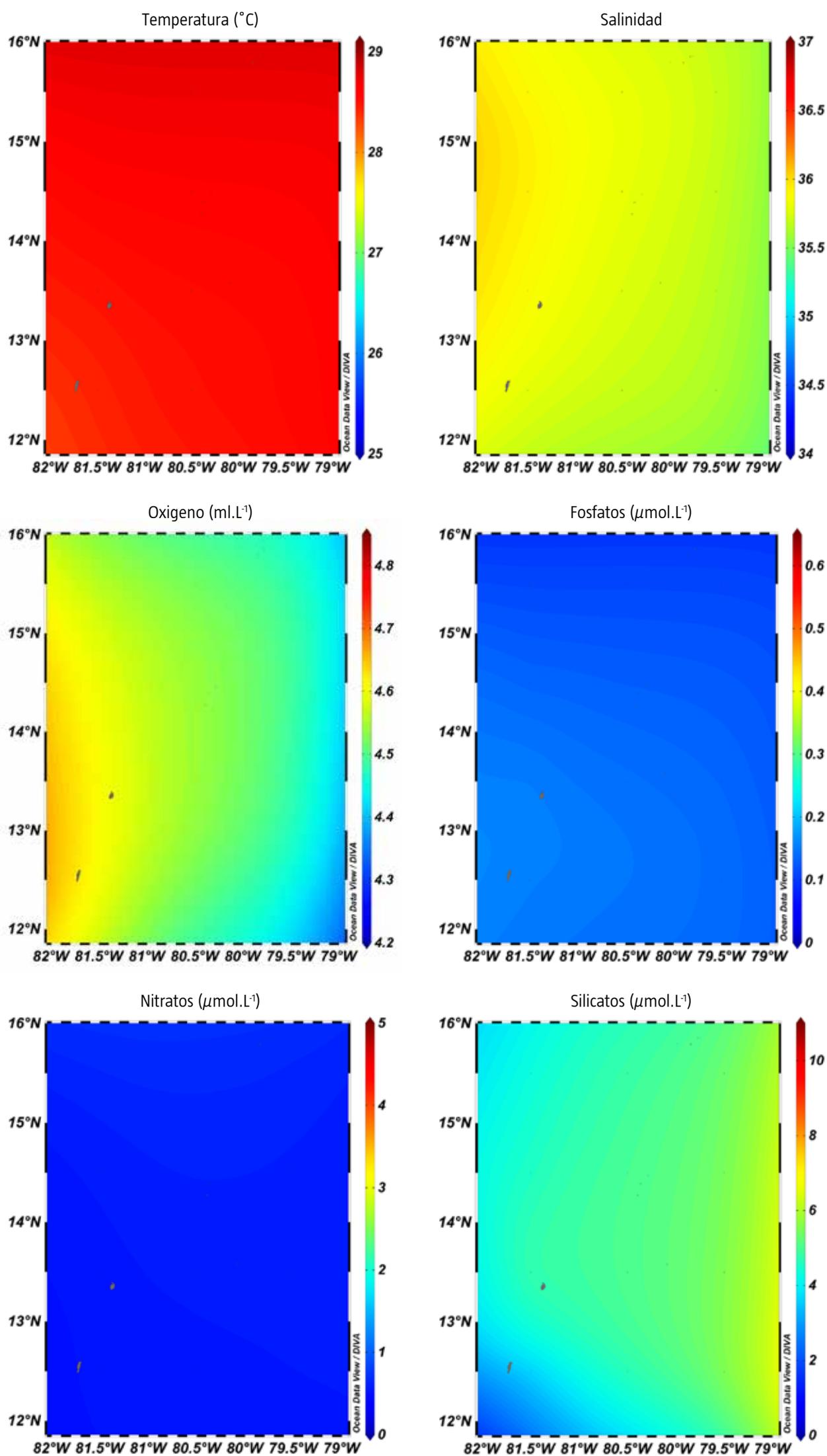
El oxígeno disuelto (OD) en superficie (García *et al.*, 2010a) muestra un rango estrecho de cambios a lo largo del año (4.40 a 4.75 ml.L⁻¹), lo cual coincide con lo expuesto por Garay *et al.* (1988), quienes encontraron poca variación espacial y temporal entre los 4 cruceros realizados entre junio de 1983 y julio de 1984. Los mayores valores ocurren entre noviembre y febrero (Figura 4 y 53c), época en que los vientos son más intensos y producen mayor mezcla (época 1). Lo anterior está en concordancia con lo enunciado por Clarke (1963), quien explicó que en la capa superficial el contenido de oxígeno depende del intercambio mar-aire y de la fotosíntesis, que en superficie alcanza sus máximos niveles. Por otro lado, las menores concentraciones se presentan en los meses de marzo y mayo (Figura 4d y f), cuando los vientos se relajan (época 2). Mientras que, en octubre mes de altas precipitaciones se observa una concentración promedio de 4.60 ml.L⁻¹ cercana a la encontrada por Garay *et al.* (1975) de 4.50 ml.L⁻¹ (Figura 55c).

La región ha sido caracterizada como oligotrófica, por su bajo contenido de nutrientes (Télez *et al.*, 1988) y no muestra ascensos de aguas frías, ricas en nutrientes, como ha sido descrito en otras zonas del mar Caribe (Godoy y Escobar, 1984).



Turbonada en Cayo Serrana - Reserva de la Biosfera Seaflower. Foto tomada por Sebastián Herrera.

Figura 55. Temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en superficie en el mes de octubre. Fuente de datos: WOA09.



La principal fuente de fosfatos y silicatos es la escorrentía terrestre y tiene como destino el océano, pero debido a que mucho del fósforo particulado de origen fluvial es retenido en las plataformas continentales, este no alcanza mar abierto (Paytan y McLaughlin, 2007). En general los valores de fosfatos (García *et al.*, 2010b) en la zona insular son bajos, entre 0.00 y 0.40 $\mu\text{mol.L}^{-1}$, característicos de una zona oceánica. Los menores valores (promedio 0.05 $\mu\text{mol.L}^{-1}$) se presentan en febrero (Figura 53d) y los mayores entre julio y septiembre, en promedio 0.35 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 54d), que coinciden con el máximo de precipitación y un cambio en dirección de los vientos en la parte centro de la costa centroamericana (ver capítulo 10, plataforma centroamericana). Mientras que octubre muestra valores promedio de 0.10 $\mu\text{mol.L}^{-1}$, un poco más altos que los encontrados por Garay y Gutiérrez (1984) para octubre de 1975, cuyos máximos fueron 0.032 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ lo que equivale a 0.99 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$.

La principal fuente de nitrato a la superficie del océano, es la difusión y la surgencia de agua profunda rica en nitratos. Además, en las zonas costeras estos pueden ser aportados por escorrentía terrestre (Zehr y Ward, 2002). En la región de estudio, los nitratos son bajos casi todo el año (García *et al.*, 2010b), con excepción de febrero (Figura 53e), máximo 0.90 $\mu\text{mol.L}^{-1}$, y septiembre (Figura 6), máximo de 3.00 $\mu\text{mol.L}^{-1}$. Durante febrero, estos pueden estar relacionados

con la advección de aguas de surgencia desde el este (E), mientras que en septiembre podrían estar relacionados con un mayor alcance de la pluma de los ríos de Centroamérica, debido a la relajación de los vientos. Las concentraciones de nitrato están por encima de lo encontrado por Garay *et al.* (1988), quienes reportan máximos de 3.90 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$, 3.00 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$, 3.20 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$ y 0.70 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$ (equivalentes a 0.28, 0.21, 0.23 y 0.05 $\mu\text{mol.L}^{-1}$, respectivamente); para los cruceros de junio de 1983, octubre de 1983, febrero de 1984 y julio de 1984, respectivamente.

Finalmente, como se mencionó anteriormente, los silicatos tienen como principal fuente los aportes fluviales al océano, lo cual se observa claramente en el comportamiento de este nutriente en la zona (García *et al.*, 2010b). Los máximos ocurren entre octubre y diciembre, con valor aproximado de 6 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 7a, 7l y 55f), y los mínimos entre enero y marzo, promedio 1 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 7 b, 7d y 53f). Lo anterior no coincide con lo expuesto por Garay *et al.* (1988), quienes encontraron valores más bajos que los presentados aquí, con mayores concentraciones en los meses de junio de 1983 (15.00 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$) y febrero de 1984 (12.00 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$), con respecto a octubre de 1983 (4.50 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$) y julio de 1984, (5.50 $\mu\text{gr.at.L}^{-1}$) equivalentes a 0.53, 0.43, 0.16, 0.20 $\mu\text{mol.L}^{-1}$, respectivamente. La explicación a estas diferencias se expondrá en el siguiente apartado.



Zona marino-costera. Isla Cayo Serrana. Foto tomada por: Grupo de Automática y Diseño A+D, Universidad Pontificia Bolivariana.

Influencias continentales en la zona insular del Caribe colombiano

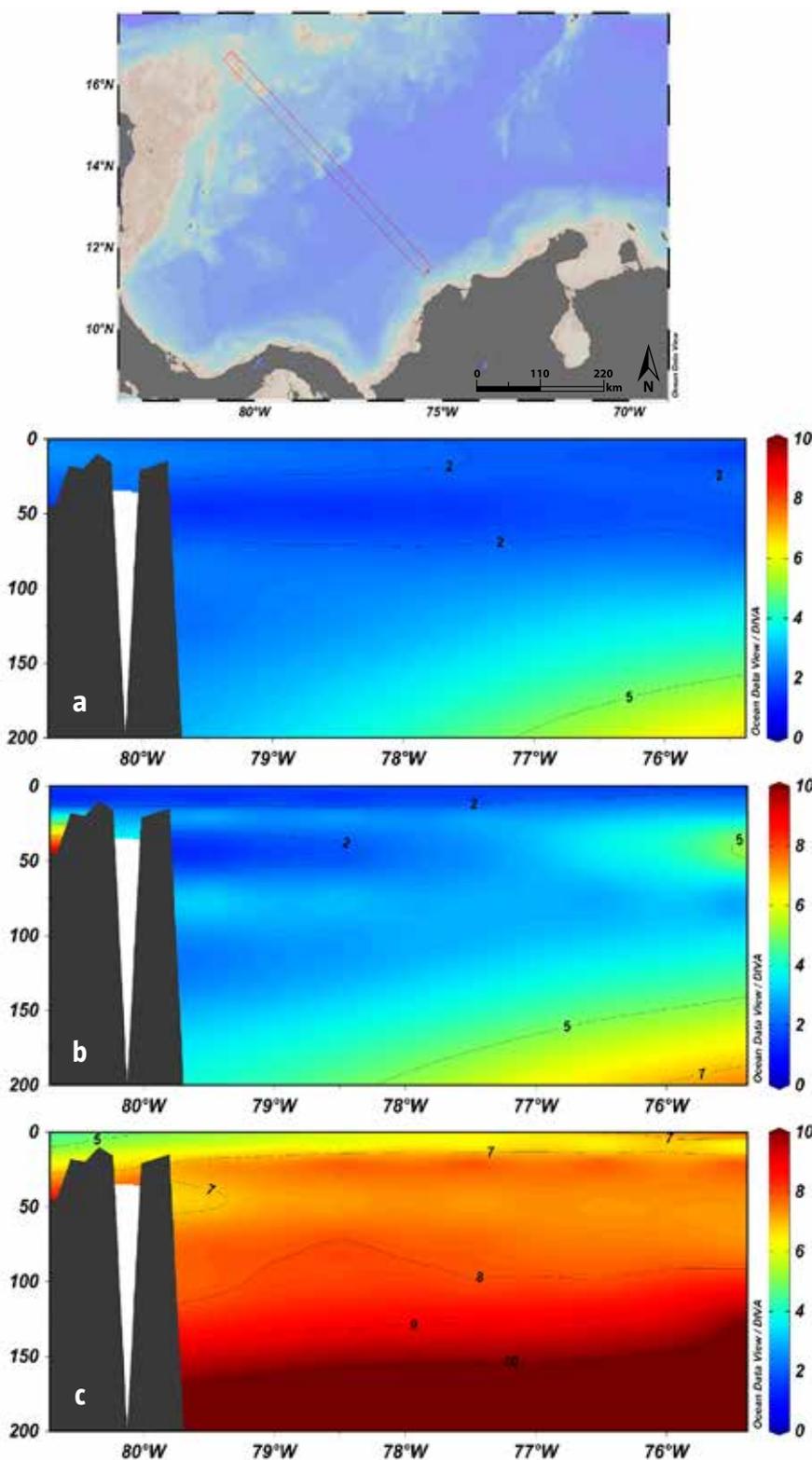
Aunque la región insular se encuentra geográficamente más cerca de la costa centroamericana que de la costa continental colombiana, oceanográfica y climáticamente tiene una gran relación con esta última. El régimen de vientos, oleaje y corrientes tienen una dirección predominante del NE (Andrade, 2001; González y Hurtado, 2012; Thomas *et al.*, 2012); la dirección de las corrientes se debe a la configuración de la geografía de la región que

Figura 56. Transecto de la concentración de silicatos ($\mu\text{mol.L}^{-1}$), entre la desembocadura del río Magdalena y la región insular, para los meses de febrero (a), julio (b) y octubre (c). Fuente de datos: WOA09.

obliga a la recirculación de las aguas que vienen del este (Andrade, 2001).

La influencia del Caribe continental (llegada de agua superficial del Caribe), genera una alta dinámica intra e interanual en el contenido de nutrientes y por consiguiente en la productividad de la región insular, tal y como lo proponen Corredor y Morell (2001) para la zona de Puerto Rico. La variación intranual es corroborada con un transecto de la concentración de silicatos entre la desembocadura del río Magdalena y la zona de estudio (Figura 56), en donde se observa que durante los meses de febrero (Figura 56b) y julio (Figura 56c) no hay aportes desde el Caribe continental. En contraste, durante el mes de octubre (Figura 56d), el agua proveniente de la costa norte de Suramérica ocupa toda la región.

La distribución de estos nutrientes en la zona insular no es homogénea (Figura 57), debido a la interacción de las corrientes con la batimetría de la zona, como ya se mencionó; así mismo, por



los remolinos ciclónicos y anticiclónicos que viajan a lo largo del Caribe y que interactúan con el fondo (Kinder *et al.*, 1985; González, 1987; Garay *et al.*, 1988; Andrade y Barton, 2000; Jouanno y Sheinbaum, 2013).

La señal de Rrs443 en el área insular (Figura 58) es en general baja comparada con las zonas costeras del Caribe. De forma generalizada, los mayores valores de reflectancia ocurren entre abril y junio (Figura 58d-f) que pueden asociarse con baja absorción por pigmentos del fitoplancton. Mientras que los menores (mayor absorción) ocurren entre diciembre y febrero (Figura 58a, b y l). De manera particular, los menores valores de reflectancia se dan en la zona noroeste durante octubre y noviembre (Figura 58j y k), los cuales pueden estar relacionados con la llegada de aguas ricas en nutrientes a la zona.

Otra característica que se advierte en la distribución de las reflectancias (Figura 58), es una mayor absorción en el contorno de islas, cayos y

bajos que forman la región insular, posiblemente explicado por el "efecto de masa de isla" (Doty y Oguri, 1956), el cual es un disturbio topográfico del flujo oceánico por una isla (Caldeira *et al.*, 2002). Este produce un aumento de productividad en su vecindad (Palacios, 2002) y efectos sobre el ecosistema marino (Caldeira *et al.*, 2002); efecto que no ha sido estudiado en la región insular y amerita su investigación.

Por su parte, la variación interanual en la llegada de nutrientes a la zona, es evidente al revisar los datos existentes de los diferentes cruceros oceanográficos (Garay y Gutiérrez, 1984; Garay *et al.*, 1988; Molares *et al.*, 2004). Esto está relacionado con la influencia de diferentes forzamientos sobre la precipitación de la región Caribe, en especial del ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) (Poveda, 2004) que afecta la escorrentía terrestre a la cuenca.

Durante los cruceros Océano VI al IX, realizados entre junio de 1983 a julio de 1984 (Garay *et al.*, 1988), se observaron concentraciones de nutrientes más bajas que los del WOA09 y valores de oxígeno más altos con respecto a los del WOA09 y a los de INVEMAR-MCS (2013) (Figura 59c). Lo anterior podría ser explicado debido a que a finales de 1982 y principios de 1983, se presentó el fenómeno de El Niño (ENOS), que produjo



Isla Providencia. Foto tomada por Oswaldo Coca.

Figura 57. Corrientes superficiales y silicatos en octubre.

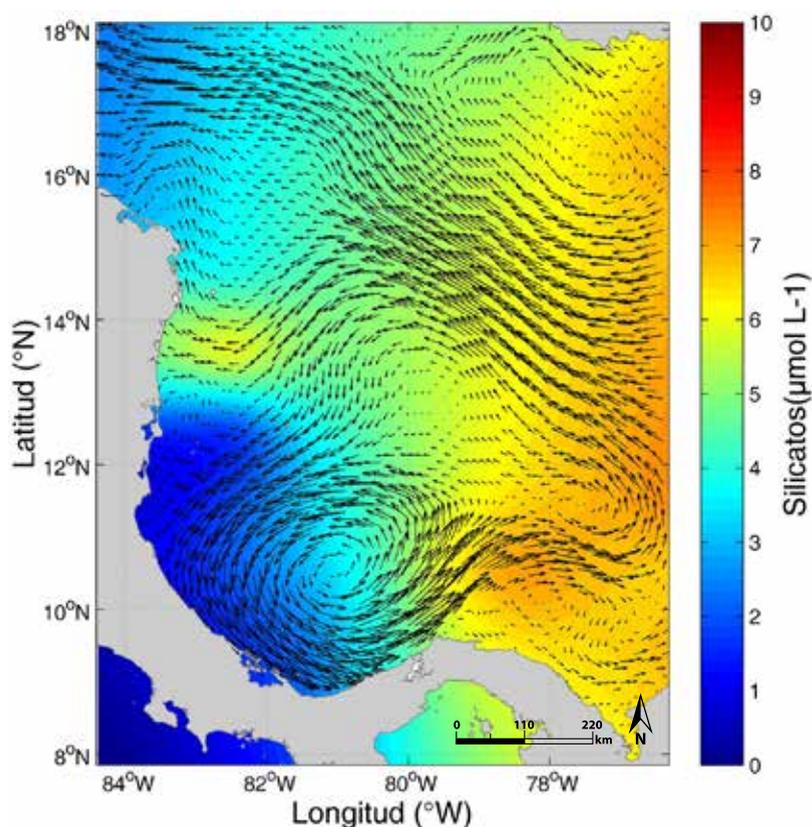
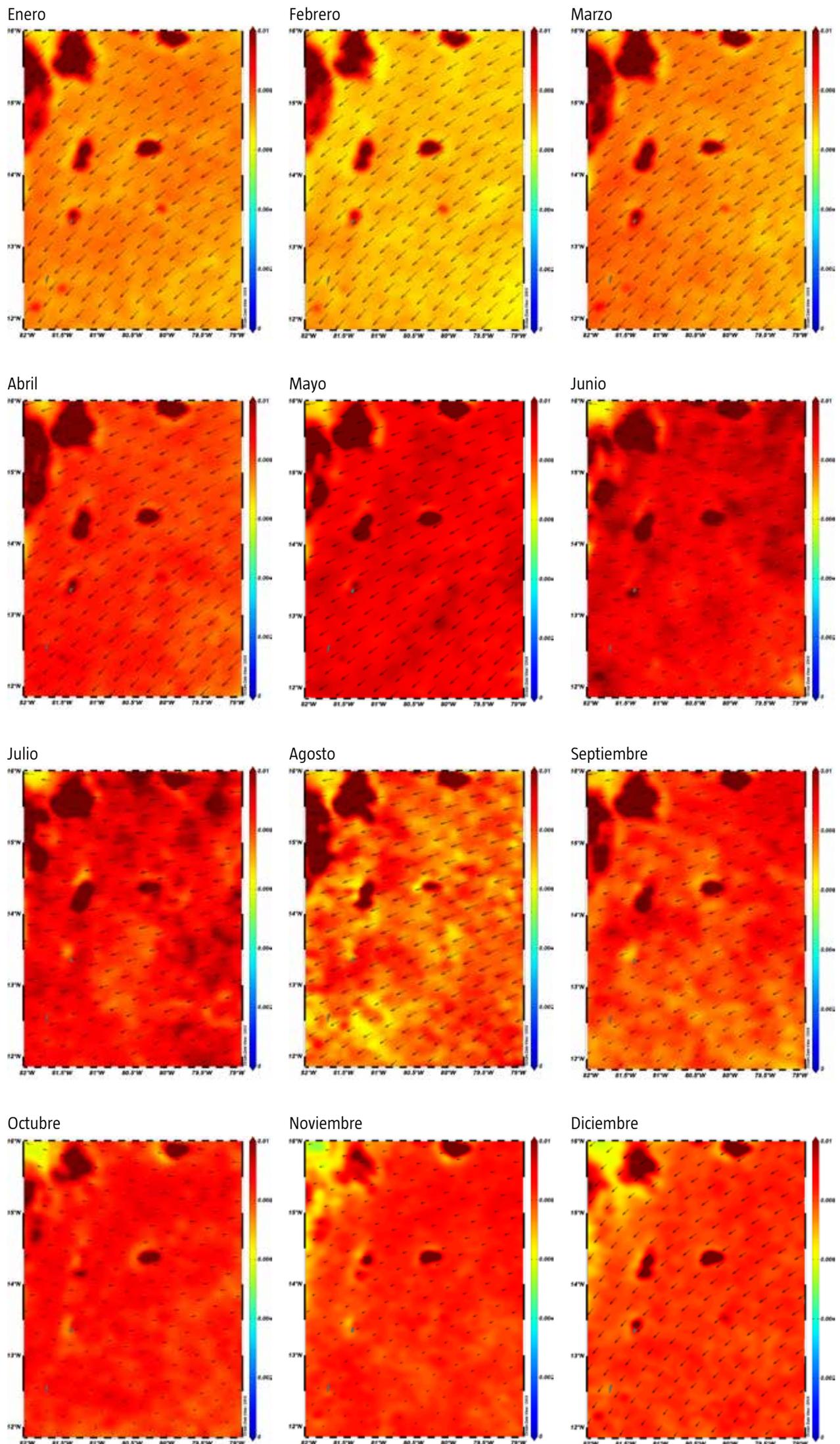


Figura 58. Rrs443 y campo de vientos promedio de enero a diciembre en la región insular.



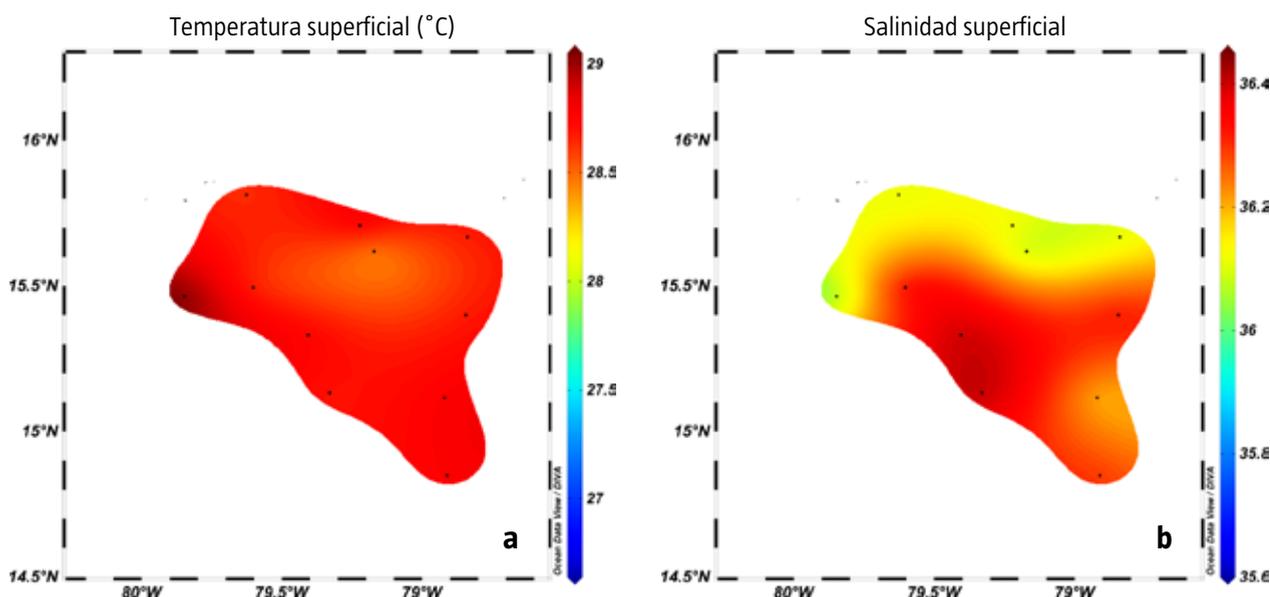
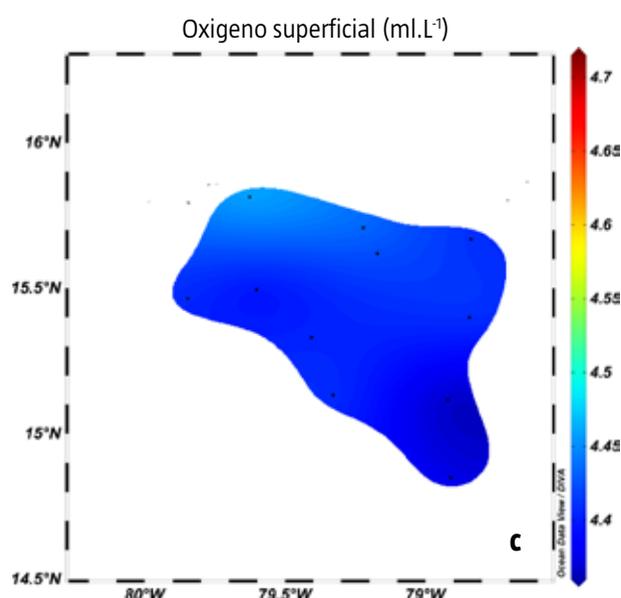


Figura 59. Temperatura, salinidad y oxígeno en superficie durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: cruceo ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013.

disminución de la precipitación (Figura 60) y en consecuencia de los caudales medios mensuales de los ríos de Colombia, según lo expuesto por Poveda (2004). Los altos valores de oxígeno podrían estar relacionados con una intensificación de los vientos ocasionados por las condiciones secas durante el ENOS. Según lo expuesto por Amador (2008), la intensidad del núcleo del Chorro de Bajo Nivel Intra-Américas (IALJ, por sus siglas en inglés) durante la fase cálida del ENOS, es más fuerte que lo normal durante el verano boreal.

A pesar de que existe variación interanual, aún no es muy claro si tiene mayor influencia que la intranual en la llegada de aguas desde el continente, debido a que pocas campañas oceanográficas realizadas en la zona coinciden en la época del año; Océano IV (Garay y Gutiérrez, 1984), Océano VII (González, 1987; Garay *et al.*, 1988) y ARC Colombia-Jamaica



2011 (INVEMAR-ANH, 2012; Rueda-Bayona, 2012) en octubre; mientras que Océano VI (González, 1987; Garay *et al.*, 1988) y Caribe 2004 (Molares *et al.*, 2004) en junio. En todos estos cruces,

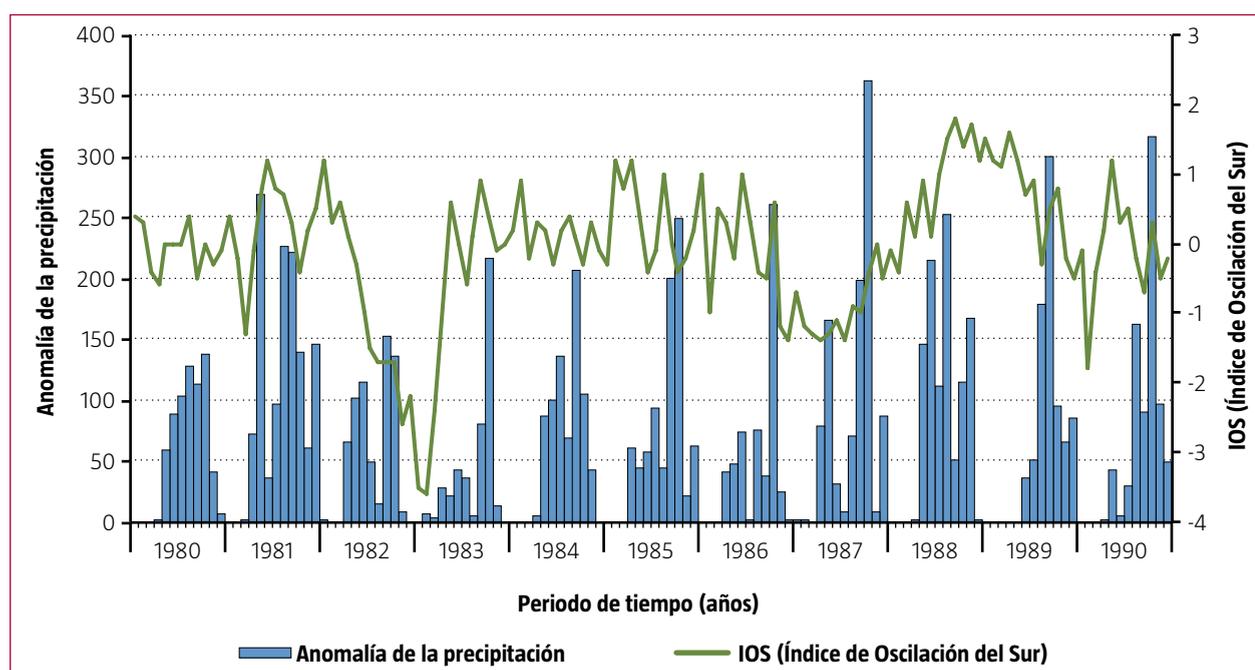


Figura 60. Precipitación en el aeropuerto Ernesto Cortissoz entre 1980 a 1990 y el IOS (Índice de Oscilación del Sur). Fuente de datos: IDEAM y CPC/NCEP/NOAA, 2016.

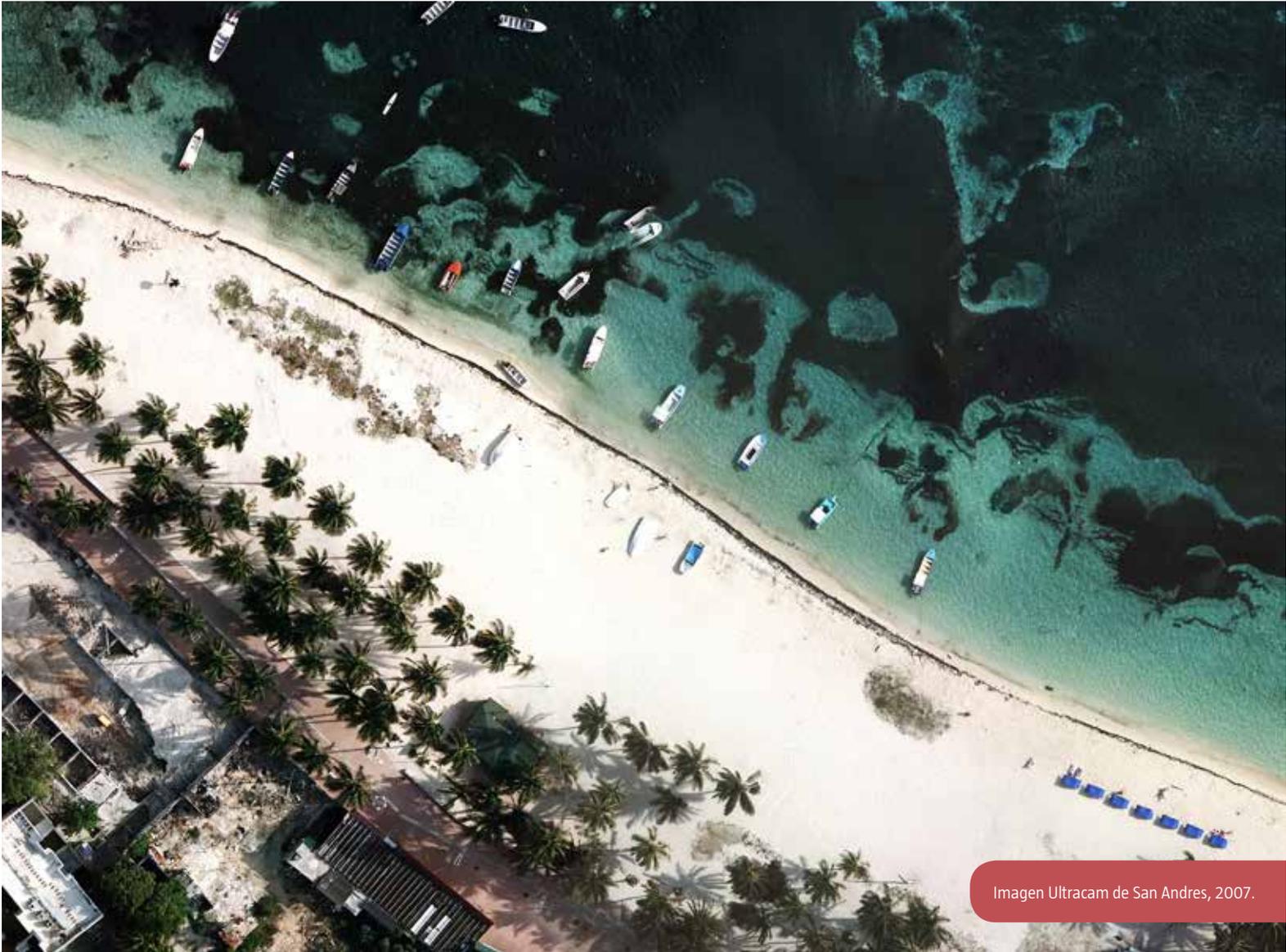


Imagen Ultracam de San Andres, 2007.

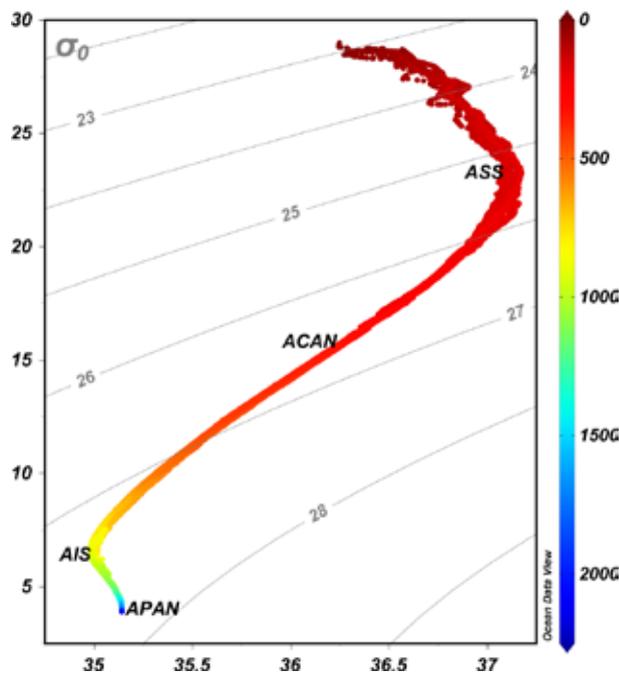
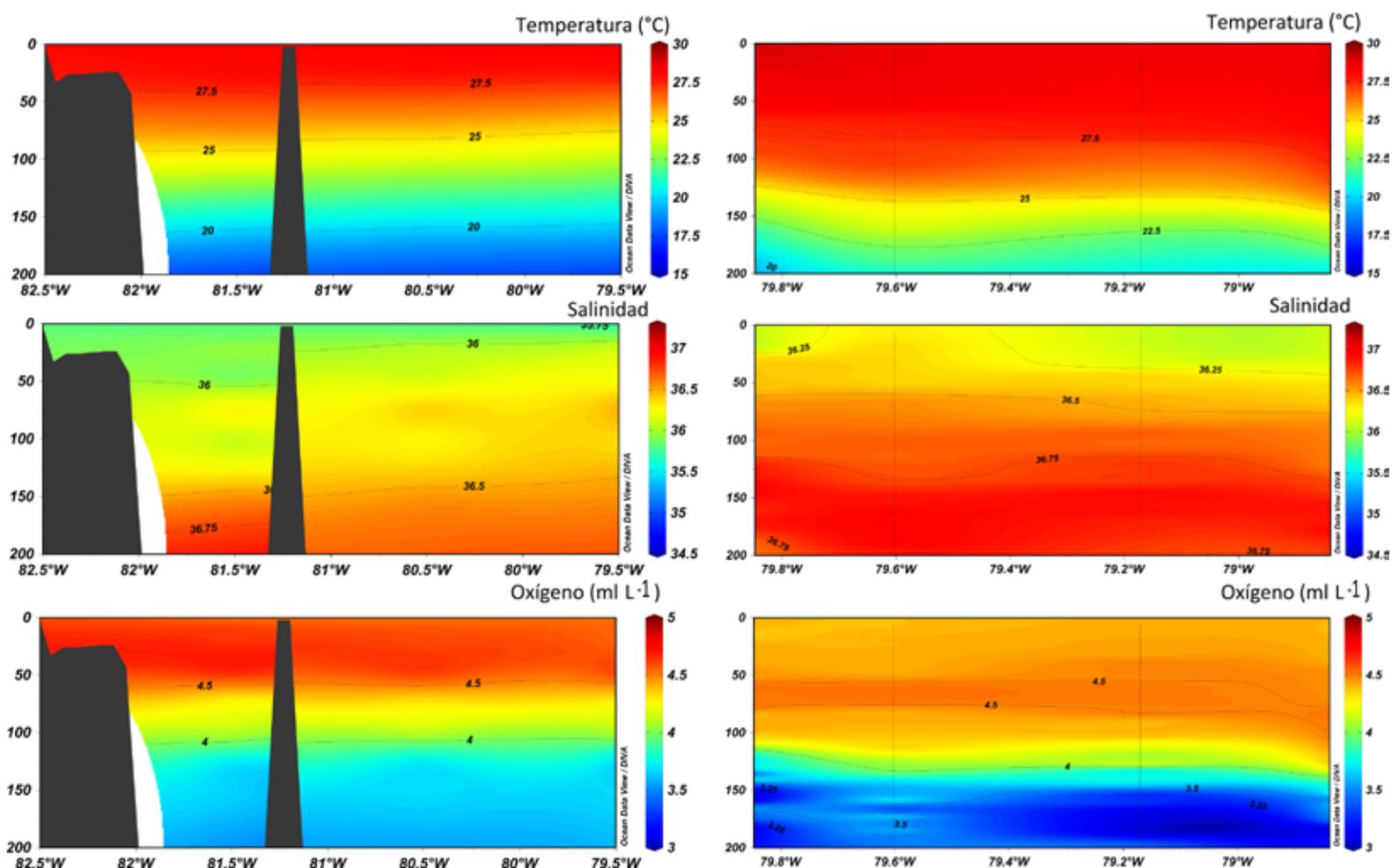


Figura 61. Masas de agua presentes en la zona ARC Jamaica durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: crucero ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013. ASS: Agua Subsuperficial Subtropical, ACAN: Agua Central del Atlántico Norte, AIS: Agua Intermedia Subantártica, y APAN: Agua Profunda del Atlántico Norte.

además de encontrarse diferentes concentraciones de nutrientes, se identificó agua superficial del Caribe (ASC) con excepción del Caribe 2004 (Molares *et al.*, 2004). De igual manera durante el crucero ARC 2013 (INVEMAR-MCS, 2013) tampoco se encontró en la zona esta masa de agua (Figura 61). Estos dos cruces se desarrollaron en los meses de baja precipitación y es posible que su ausencia se deba a esta condición.

Al hacer una comparación de los datos *in situ*, con datos WOA09 (Figura 62), se puede observar que estos representan bien las condiciones en la zona. Por tanto, a partir de todo lo presentado en este capítulo se puede exponer que los cambios intranuales contribuyen en el alcance del agua continental hacia la zona oceánica, como se dijo anteriormente, mientras que las diferencias en concentración tienen relación con la variación interanual. En este caso, se observa que durante los meses de agosto y septiembre, el ASC no alcanza la región insular. Aspecto que puede ser determinado especialmente a



partir de los datos de salinidad. Mientras que durante la época húmeda, principalmente durante el mes de octubre, ésta ocupa la región (González, 1987; Garay *et al.*, 1988; Rueda-Bayona, 2012).

Los perfiles durante esta época presentan características típicas de aguas tropicales, con una capa de mezcla y una termoclina definida que indican alta estratificación (Gordon, 1967).

Figura 62. Transecto de 4 estaciones en los 13.5°N para el mes de septiembre. Fuente de datos: WOA09, lado izquierdo. Estaciones del norte en la zona ARC Colombia-Jamaica durante agosto y septiembre de 2013. Fuente de datos: crucero ARC Colombia-Jamaica, INVEMAR-MCS, 2013, lado derecho.



Cayo Cangrejo. Foto tomada por Constanza Ricaurte-Villota.

Referencias

- Amador, J.A. 2008. The Intra-Americas Sea Low-level Jet Overview and Future Research. *Trends and Directions in Climate Research: Annals New York Academy Science* 1146: 153-188. Doi: 10.1196/annals.1446.012.
- Amador, J.A. y V. Magaña. 1999. Dynamics of the low level jet over the Caribbean. 23th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society. Dallas. 868-869 p.
- Andrade, C.A. 1993. Análisis de la velocidad del viento en el mar Caribe. *Boletín Científico CIOH* 13: 33-43.
- Andrade, C.A. 2001. Las corrientes superficiales en la cuenca de Colombia observadas con boyas de deriva. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 96: 321-335.
- Andrade, C.A. 2005. Surveying a natural deep sediment trap in the southwestern Caribbean. *Boletín Científico CIOH* 23: 129-133.
- Andrade, C.A. 2012. Oceanografía del archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina. pp 53-59. En CORALINA-INVEMAR, 2012. Gómez-López, D.I., C. Segura-Quintero, P. C. Sierra-Correa y J. Garay-Tinoco (Eds.). Atlas de la Reserva de Biósfera Seaflower. Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR) y Corporación para el Desarrollo Sostenible del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (CORALINA). Serie de Publicaciones Especiales de INVEMAR # 28. Santa Marta, Colombia 180 p.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research* 105: 26191-26201.
- Andrade, C.A., E.D. Barton y C.N.K. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research* 108 (C6), 3185. Doi: 10.1029/2002JC001549.
- Andrade, C.A., L. Giraldo y S. Lonin. 1996. Nota sobre la circulación de las aguas en el Bajo Alicia y el sector de San Andrés, *Boletín Científico CIOH* 17: 27-36.
- Antonov, J.I., D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, H.E. García, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Brucks, J.T. 1971. Currents of the Caribbean and adjacent regions as deduced from Drift-bottle studies. *Bulletin of Marine Science* 21: 455-465.
- Caldeira, R.M.A., S. Groom, P. Miller, D. Pilgrim, N.P. Nezlin. 2002. Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sensing of Environment* 80: 336-360.
- Carton, J.A. y Y. Chao. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research* 104: 7743-7752.
- CIOH. 2016. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas, Disponible en <https://www.cioh.org.co>.
- Clarke, G.L. 1963. Elementos de ecología. Ediciones Omega S.A. 2ª edición. Barcelona. 637 p.
- Corredor, J.E. y J.M. Morell. 2001. Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean Surface Water. *Journal of Geophysical Research* 106 (C3): 4517-4525.
- CPC /NCEP/ NOAA. 2016. SOI original data. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/soi>
- DIMAR. 2005. Atlas cartográfico de los océanos y costas de Colombia. Publicación 3007. 2ª edición. Bogotá. 105 p.
- Doty, M.S. y M. Oguri. 1956. The island mass effect. *Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer* 2: 33-37.
- Fukuoka, J. 1971. Circulación general de las corrientes y características del afloramiento en el mar Caribe. En coloquio sobre investigaciones y recursos del mar Caribe y regiones adyacentes. UNESCO. París. Pp 73-77.
- Garay, J.A. y H. Gutiérrez. 1984. Contribución al estudio oceanográfico químico del archipiélago de San Andrés y Providencia. *Boletín Científico CIOH* 5: 25-59.
- Garay, J.A., F. Castillo, C.A. Andrade, J. Aguilera, L. Niño, M. De La Pava, W. López y G. Márquez. 1988. Estudio oceanográfico del Caribe colombiano en el área del Archipiélago de San Andrés y Providencia y cayos adyacentes. *Boletín Científico CIOH* 9: 3-73.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010a. World Ocean Atlas 2009, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 70, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 344 pp.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, M.M. Zweng, O.K. Baranova y D.R. Johnson. 2010b. World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 398 pp.
- Geister, J. y J.M. Díaz. 2007. Ambientes arrecifales y geología de un archipiélago oceánico: San Andrés, Providencia y Santa Catalina (mar Caribe, Colombia) con guía de campo. INGEOMINAS. Bogotá. 114 p.
- Godoy, D. y J. E. Escobar. 1984. Descripción, distribución y abundancia del ictioplancton para el Archipiélago de San Andrés y Providencia (Crucero Océano V área I sept oct 1981). Tesis de grado. Fundación Universidad Jorge Tadeo Lozano. Facultad de Biología Marina. Bogotá. 483 p.
- González, E.A. 1987. Oceanografía física y descriptiva del Archipiélago de San Andrés y Providencia con base en el análisis de los cruceros Océano VI al IX. *Boletín Científico CIOH* 7: 73-100.
- González, C. y G. Hurtado. 2012. caracterización climática del archipiélago de San Andrés y providencia. Pp 48-52. En CORALINA-INVEMAR, 2012. Gómez-López, D. I., C. Segura-Quintero, P. C. Sierra-correa y J.

- Garay-Tinoco (Eds). Atlas de la Reserva de Biósfera Seaflower. Archipiélago de San Andrés Providencia y Santa Catalina. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR) y Corporación para el desarrollo para el desarrollo Sostenible del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (CORALINA). Serie de Publicaciones Especiales de INVEMAR #28. Santa Marta- Colombia. 180 p.
- Gordon, A.L. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research* 72 (24): 6207-6223.
- INVEMAR-ANH. 2012. Estudio Línea base ambiental y pesquera en la Reserva de Biósfera Seaflower (Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina) como aporte al conocimiento y aprovechamiento sostenible de los recursos para la región-FASE I. Informe técnico final. Santa Marta, 155 p.
- INVEMAR-MCS, 2013. Caracterización biológica, hidroacústica y oceanográfica de la columna de agua en el área de régimen común con el fin de generar el levantamiento de información de línea base ambiental para la elaboración del plan de manejo ambiental del proyecto de sismicidad 2d del área de régimen común Colombia-Jamaica. Informe Técnico Final, Santa Marta, 111 p.
- Jouanno, J y J. Sheinbaum. 2013. Heat balance and Eddies in the Caribbean Upwelling System. *Journal of Physical Oceanography* 43: 1004-1014.
- Kinder, T.H., G.W. Heburn y A.W. Green. 1985. Some aspects of the Caribbean Circulation. *Marine Geology* 68: 25-52.
- Locarnini, R.A., A.V. Mishonov, J.I. Antonov, T.P. Boyer, H.E. García, O.K. Baranova, M.M. Zweng, y D.R. Johnson. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Mesa, O., G. Poveda y L.F. Carvajal. 1997. Introducción al Clima de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Medellín. 390 p.
- Mesinger, F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P.C. Shafran, W. Ebisuzaki, D. Jovic, J. Woollen, E. Rogers, E.H. Berbery, M.B. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish y W. Shi. 2006. North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87(3): 343-360.
- Molares, R., T. Vanegas, J. Bustamante y C.A. Andrade. 2004. Aspectos oceanográficos de las aguas sobre la depresión Providencia en mayo de 2004. *Boletín Científico CIOH*, 22: 11-25.
- Molinari, R.L., M. Spillane, I. Brooks, D. Atwood y C. Duckett. 1981. Surface current in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations. *Journal of Geophysical Research* 86: 6537-6542.
- Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte. 2012. Generación de regímenes de oleaje medios y extremos en el Caribe Colombiano. Informe final. Programa de investigación Análisis y Valoración de los procesos erosivos en la Costa continental e Insular del Caribe Colombiano. Convenio Especial de Cooperación 153 entre el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR), el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) y la Gobernación del Magdalena. 52 p.
- Palacios, D. M. 2002. Factors influencing the island-mass effect of the Galápagos Archipelago. *Geophysical Research Letters* 29 (23), 2134. Doi: 10.1029/2002GL016232.
- Parr, A.E. 1937. A contribution to the hydrography of the Caribbean and the Cayman Seas based upon the observations made by the "Atlantis," 1933-34. *Bulletin of the Bingham Oceanographic Collection* 5 (4): 1-110.
- Paytan, A. y K. McLaughlin. 2007. The Oceanic Phosphorus Cycle. *Chemical Review* 107 (2): 563-576. DOI: 10.1021/cr0503613.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 28 (107): 201-222.
- Pujos, M., J. Pagliardini, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: Su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Boletín Científico CIOH* 6: 3-15.
- Rakestraw, N.W. y H.P. Smith. 1937. A contribution to the chemistry of the Caribbean and Cayman Seas. *Bulletin of the Bingham Oceanographic Collection* 6 (1): 1-41.
- Rueda-Bayona, J.G. 2012. Caracterización oceanográfica del área de Reserva Seaflower. Informe Técnico. Santa Marta. 49 p.
- Téllez, C.; G. Márquez y F. Castillo. 1988. Fitoplancton y ecología pelágica en el Archipiélago de San Andrés y Providencia: Crucero Océano VI en el Caribe colombiano *Boletín Científico CIOH* 8: 3-26.
- Thomas, Y. F., A. Nicolae-Lerma y B. Posada. 2012. Atlas climatológico del mar Caribe colombiano, convenio especial de cooperación Colciencias-Gobernación del Magdalena-INVEMAR, Serie de Publicaciones Especiales No. 25. Santa Marta 133 p.
- Weatherall, P., K.M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J.E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini y R. Wigley. 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science* 2: 331-345.
- Wust, G. 1963. On the stratification and circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean basins. *Deep-Sea Research* 10: 165-187.
- Wust, G. 1964. Stratification and Circulation in the Antillean-Caribbean Basins, Part 1, Spreading and mixing of the water types with an oceanographic atlas. Columbia University Press, New York, 201 p.
- Zehr, J.P. y B.B. Ward. 2002. Nitrogen Cycling in the Ocean: New Perspectives on Processes and Paradigms. *Applied and Environmental Microbiology* 68 (3): 1015-1024.

Capítulo 5

Región 4: Caribe oceánico

Amaris Andrea Velandia-Bohórquez,
Constanza Ricaurte-Villota,
Martha Bastidas-Salamanca,
Magnolia Murcia-Riaño,
Deisy Alejandra Romero-Rodríguez y
Andrés Ordóñez-Zúñiga



Generalidades

El Caribe es una cuenca semicerrada del océano Atlántico, enmarcada por las plataformas de Centroamérica, el norte de Suramérica y la cadena de islas que conforman las Antillas. Sus aguas ocupan una extensión de 2.754.000 km², su profundidad promedio es de 2.200 m (Díaz, 2014); máxima de 7.686 m en la fosa de las islas Caimán y mínima en la cresta Centroamericana (Nicaragua) con valores por debajo de los 500 m (Hughes *et al.*, 2016).

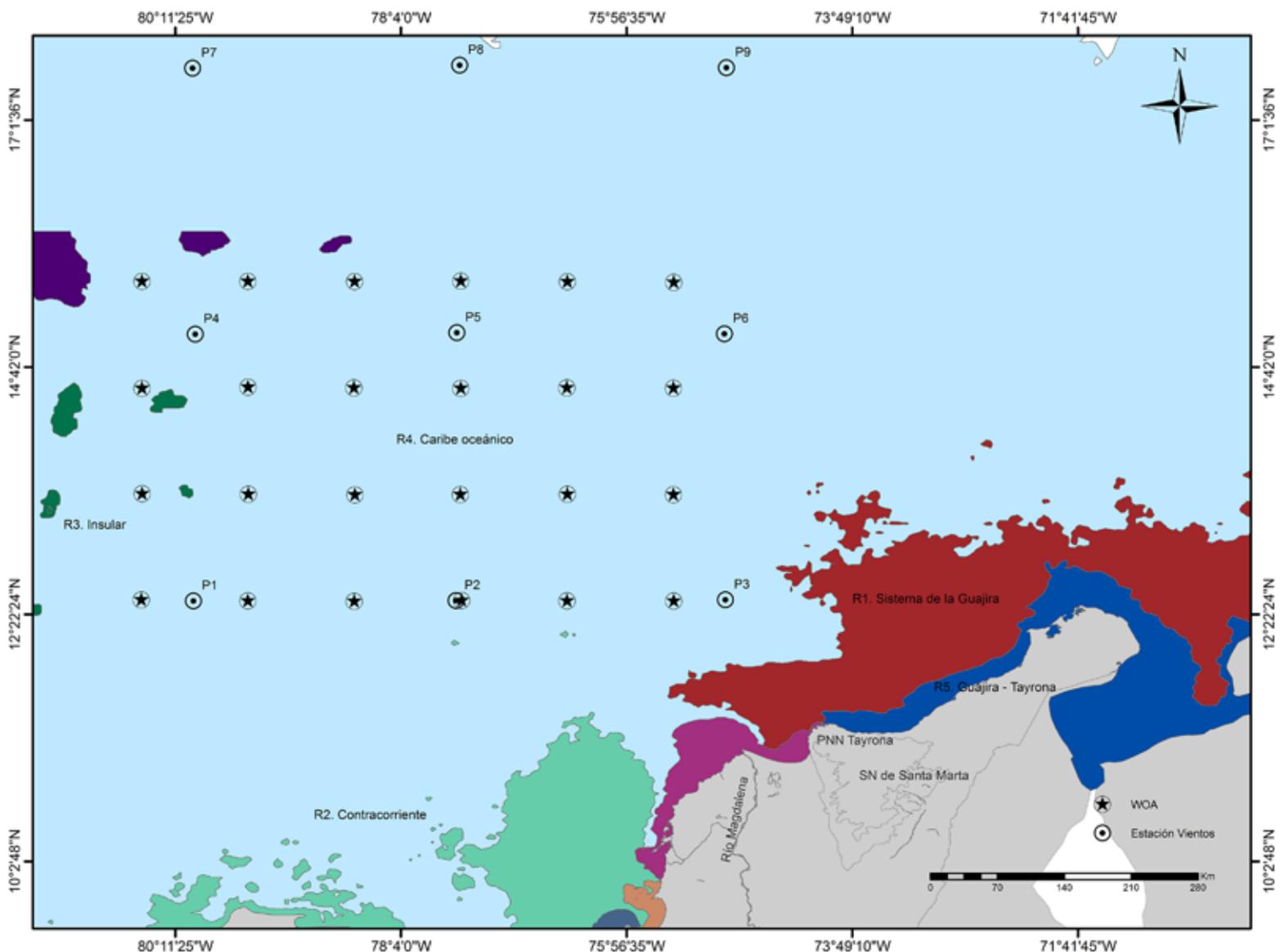
El área de estudio se localiza aproximadamente entre las latitudes 12-16°N y las longitudes 81-75°W, limita por el norte con Jamaica, al sur con las costas Caribe colombiana y panameña y al occidente con el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina y la costa Caribe de Nicaragua y Honduras (Figura 63).

La región Caribe oceánico, es la que abarca la mayor parte del dominio analizado y exhibe

una baja variabilidad espacial de noviembre a mayo de acuerdo con la regionalización descrita anteriormente (Figura 8); a excepción de los meses comprendidos entre junio y octubre, que corresponden con la temporada de huracanes y tormentas tropicales en el Caribe colombiano (Ortiz, 2007). Se encuentra modulada por su cercanía con regiones de alta variabilidad, que cumplen un rol fundamental en su dinamismo.

En esta región son pocos los cambios que se observan a lo largo del año: durante el primer trimestre, presenta baja variabilidad y su extensión es reducida debido a la incidencia del sistema de La Guajira. De forma similar, ocurre en los trimestres segundo (abril, mayo y junio) y tercero (julio, agosto y septiembre), en los que se presenta poca variación, a excepción de los últimos meses de cada trimestre (junio y septiembre) con valores altos, que responden a la influencia del sistema climático en la región. Se destaca octubre, que refleja una condición especial, al ser un mes en

Figura 63. Ubicación geográfica de la región Caribe oceánico. Los círculos con punto marcan las estaciones de vientos y los círculos con estrella; las de la climatología WOA09.



que la región completa presenta alta variación que desaparece por completo en el mes siguiente, en un corto periodo de tiempo (Figura 8).

El Caribe se encuentra influenciado por la interacción océano-atmósfera que ocurre gracias a la acción del estrés del viento sobre la superficie oceánica, con la transferencia horizontal de momentum (Stewart, 2008); esta acción se constituye en uno de los principales impulsores de las corrientes superficiales, así como en modulador del clima (Andrade *et al.*, 2003).

En la región, se ha descrito la ocurrencia de los vientos Alisios del noreste y la oscilación latitudinal de la ZCIT (Poveda *et al.*, 1998), que regulan el clima tropical semiárido de la costa este del Caribe, lo que provoca una estacionalidad definida en dos principales épocas climáticas: la época seca, que comprende los meses de diciembre a abril y se origina cuando la ZCIT se encuentra hacia el sur con una dominancia de vientos provenientes del norte y noreste; y la época lluviosa que va de agosto a octubre, cuando la ZCIT se encuentra en posición norte (Pujos *et al.*, 1986). El resto de los meses del año, son considerados como de transición entre épocas (Andrade y Barton, 2009).

Igualmente, se ha definido la existencia de corrientes de vientos en chorros superficiales atmosféricos, de particular interés por su fuerte impacto sobre la superficie del mar y la tierra (Andrade y Barton, 2005; Bernal *et al.*, 2006). Entre estos, se destaca el chorro tropical superficial del Caribe que se localiza entre los 13° y los 15°N, y que exhibe velocidades máximas mayores a 10 m.s⁻¹ durante los trimestres de diciembre, enero, febrero (DEF) y junio, julio, agosto (JJA). Por su parte, en septiembre, octubre, noviembre (SON), las velocidades son menores (6 m.s⁻¹) (Bernal *et al.*, 2006). En cuanto a la dirección del viento, Ruiz-Ochoa y Bernal (2009) describen que domina la componente este, que fue estimada con datos de reanálisis del *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) de la NOAA.

Respecto a la circulación superficial, se ha descrito que la corriente del Caribe se mueve a través de la capa de mezcla, en una profundidad aproximada de 50 m y fluye hacia el noroeste (Aguirre y Salmerón,

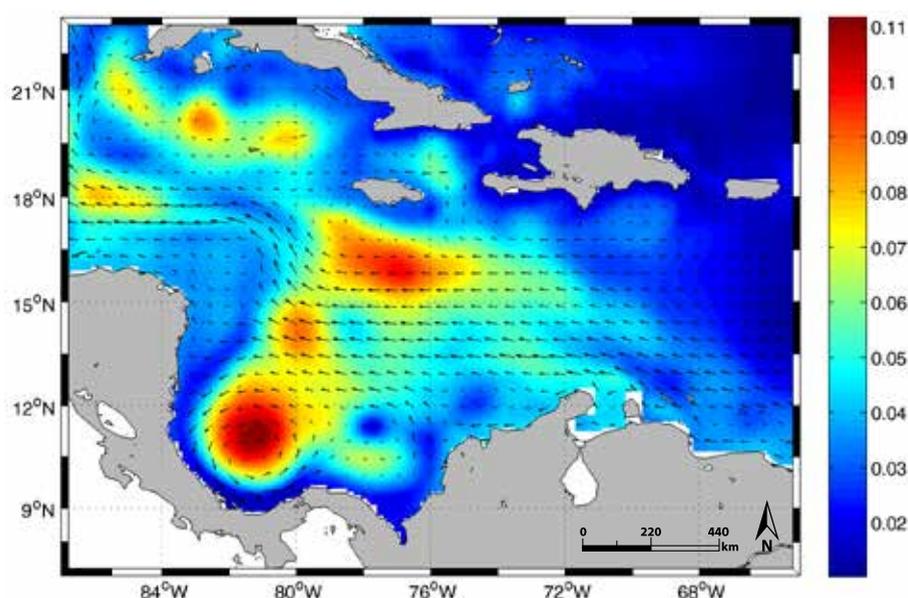
2015; Andrade *et al.*, 2003). Este aspecto cambia las características físicas y químicas del agua. Las masas de agua permanecen relativamente constantes durante el año (Stewart, 2008), esto indica que la región es homogénea en cuanto al ingreso de masas de agua. La variabilidad anual del nivel del mar, muestra que esta es mayor al noroeste de la región Caribe, incluyendo el golfo de Mosquitos; mientras que es menor al sureste del Caribe colombiano (Figura 64).

Una importante fuente de variabilidad del nivel del mar en todo el Caribe, está relacionada con la reciente descripción de un modo de cuenca resonante, que consiste en la propagación de ondas Rossby en dirección este-oeste a través de la cuenca. Estas son rápidamente regresadas al este por la frontera sur de la plataforma costera, lo que ocasiona ondas de plataforma continental en un periodo de 120 días, que al interactuar con el lecho marino ocasionan un "zumbido" perceptible desde el espacio; pero imperceptible para el oído humano (Hughes *et al.*, 2016).

Contexto climático y oceanográfico

A partir de datos obtenidos del proyecto North American Regional Reanalysis (NARR), el campo de vientos se describe en las componentes zonal (U) y meridional (V) a 10 m de altura sobre el nivel del mar. El periodo de registro corresponde a enero del 1979 y diciembre de 2015, con una resolución espacial de 32 km. Se seleccionaron nueve puntos dentro de la región, de los cuales tres se extienden

Figura 64. Variabilidad del nivel del mar (m) y corrientes superficiales en el Caribe.



hasta los 18°N con el fin de analizar en una mayor área la influencia de los vientos (Figura 63).

En relación con la magnitud, en la región Caribe oceánico se puede distinguir entre diferentes épocas (Figura 65a): los meses de enero, febrero y marzo se caracterizan por presentar magnitudes entre los 4 y 10 m.s⁻¹, que corresponde al mayor intervalo dentro del ciclo anual. Esto evidencia alta variabilidad en la zona; espacialmente, los vientos

presentan mayores velocidades (menores a 7 m.s⁻¹) en el sureste de la región (P2, P3, P6), medias (6-7 m.s⁻¹) hacia el suroeste (P1, P4, P5) y bajas (menores a 5 m.s⁻¹) hacia la zona norte (P7, P8, P9).

En abril y mayo se presenta un intervalo entre 3-6 m.s⁻¹; mientras que a mediados del año, entre los meses de junio, julio y agosto, se encuentra entre 3 y 9 m.s⁻¹. Especialmente, los mayores valores se encuentran hacia el sureste y centro (P3, P5, P6), velocidades medias (5-7 m.s⁻¹) hacia el centro (P2, P4 y P8) y bajas en el norte (P1, P7 y P9).

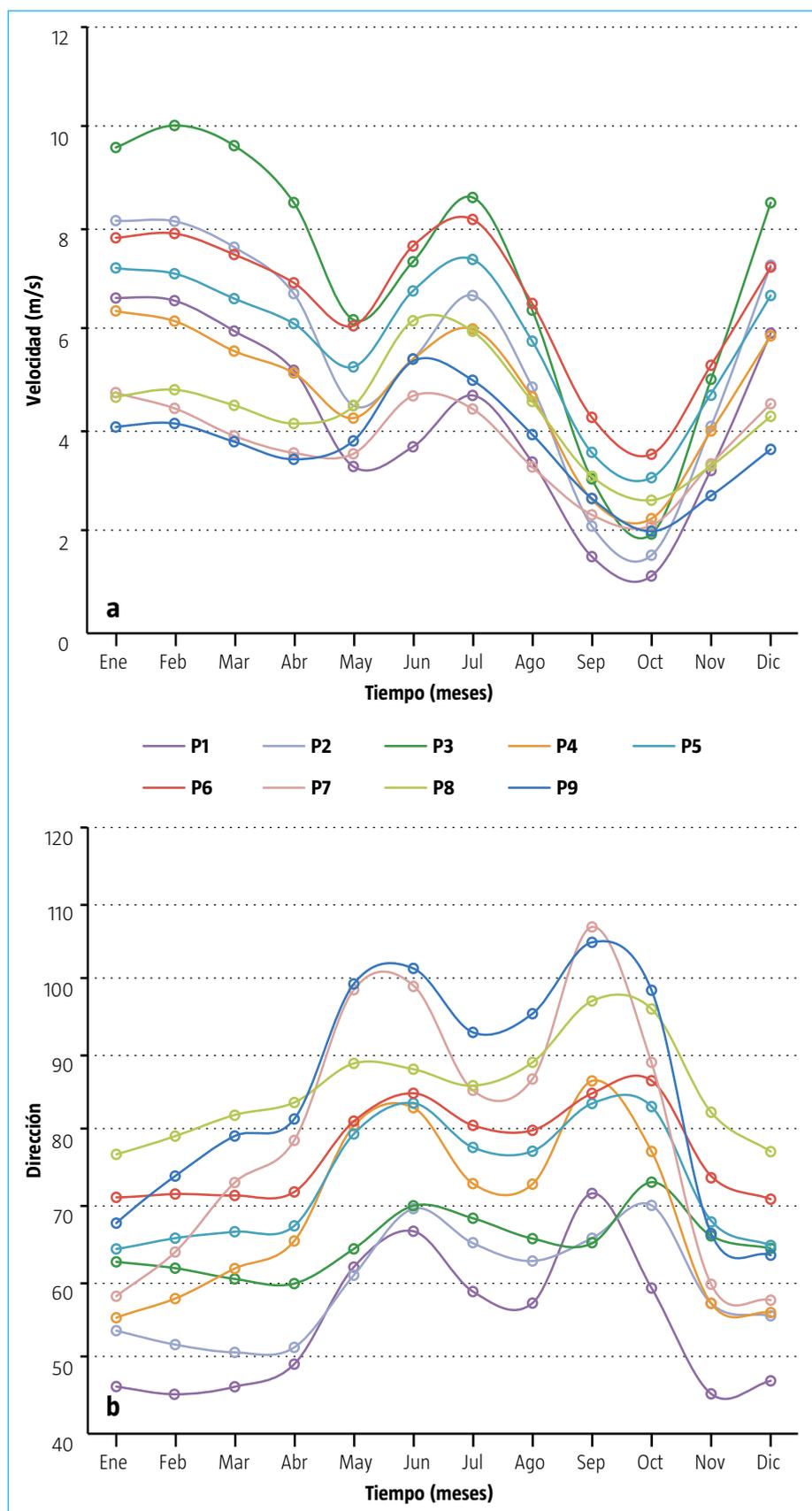
Comportamiento contrario ocurre en los meses de septiembre y octubre, donde se presenta el debilitamiento del chorro (1-3 m.s⁻¹); entre tanto, en noviembre y diciembre, los valores están entre 3 y 9 m.s⁻¹; similar a lo descrito por Ruiz-Ochoa y Bernal (2009).

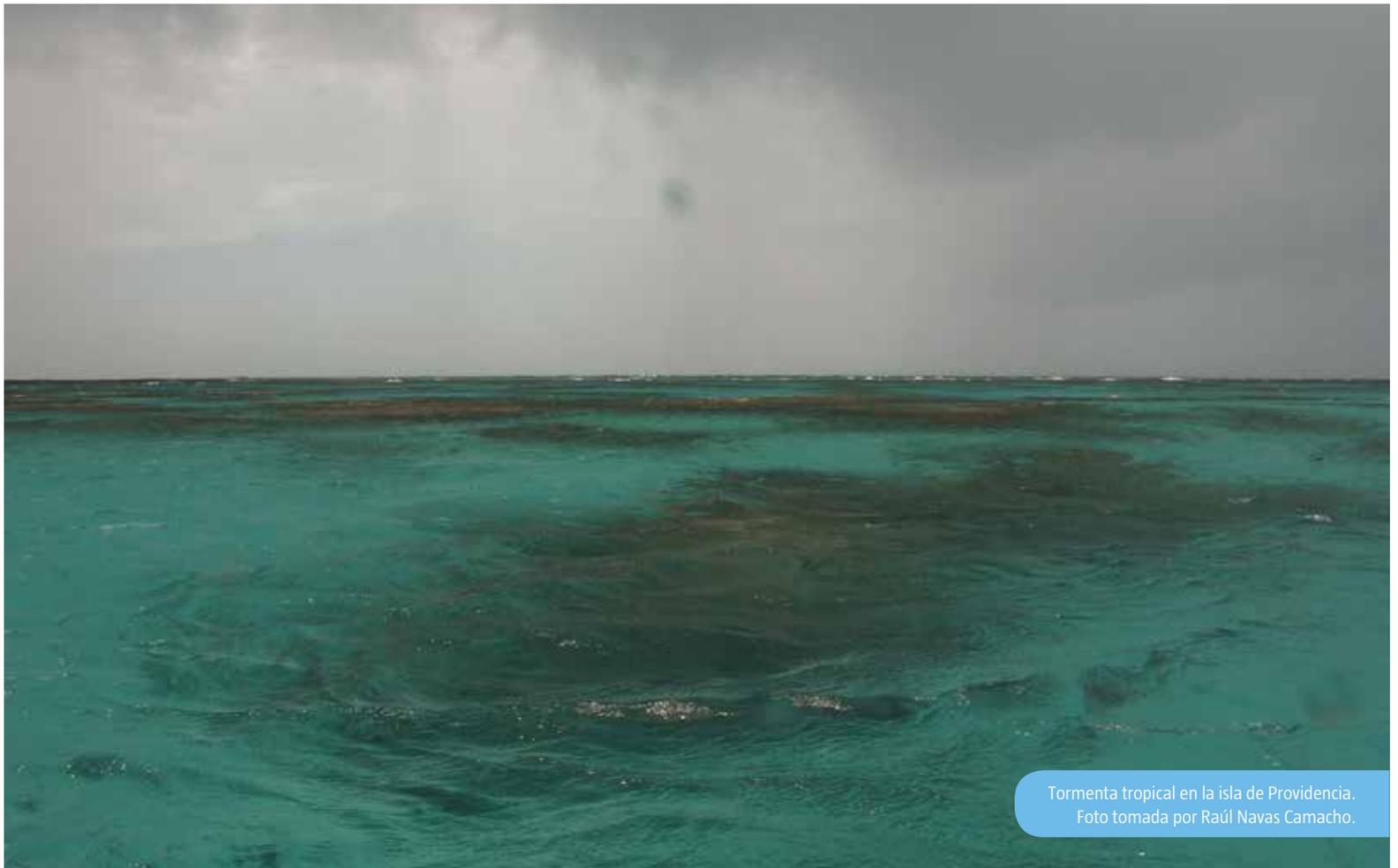
De este análisis se puede concluir que, en las primeras épocas del año los vientos son más fuertes hacia el sureste y suroeste de la región; mientras que al final del año son mayores hacia el noreste y noroeste.

En cuanto a la dirección, se evidencia un comportamiento que oscila "entre el primer y segundo cuadrante (40° y 120°)" (Figura 65b), esto es, vientos provenientes del noreste y sureste: en los meses de enero, febrero, marzo y abril dominan vientos del noreste; mientras que en mayo y junio se hacen más este y menos norte; por su parte en julio y agosto vuelven nuevamente a dominar los del noreste. Agosto, septiembre y octubre son meses influenciados por los vientos del este, mientras que para noviembre y diciembre dominan los del noreste. Esto concuerda con lo descrito por Ruiz-Ochoa y Bernal (2009) para las regiones denominadas central y norte, que abarcan parte del Caribe oceánico, y es debido a la influencia del chorro tropical superficial del Caribe cuyo núcleo se localiza entre los 13° y 15° N (Bernal *et al.*, 2006).

Como se mencionó anteriormente, el chorro tropical superficial del Caribe juega un papel muy importante como modulador mecánico de diversos factores físicos, químicos y ambientales en el Caribe oceánico. A partir de un análisis cluster realizado para las componentes zonal (U)

Figura 65. Ciclo anual para un año climatológico de (a) magnitud y (b) dirección del viento.





Tormenta tropical en la isla de Providencia.
Foto tomada por Raúl Navas Camacho.

y meridional del viento, la región se agrupó en zonas sur, centro y norte con un porcentaje de similaridad mayor a 98.9%. Entre tanto, por la componente zonal (U) no se evidenció un patrón claro de agrupación espacial.

Para esta región, el viento resulta variable en ambas componentes (zonal y meridional) a lo largo del año, identificándose como el principal forzante de esta zona a lo largo del ciclo anual (Figura 10). La mayor variabilidad se presenta en la estación del sureste (P3), punto en el que se evidencia la influencia del sistema de La Guajira, lo que ocasiona dicha variación, y la menor en la estación norte-centro (P8).

Con base en la desviación estándar anual de las componentes U y V, se identificó que la mayor variabilidad se presenta principalmente en la componente U, en seis de las estaciones que comprenden el centro y oriente de la región (en sentido norte-sur). De otro lado, para la componente V se presenta en tres de las estaciones evaluadas, esto abarca el occidente de la zona.

Lo anterior es corroborado en la Figura 10a, de forma que se puede establecer que la componente

zonal representa una mayor variabilidad para la región, la cual se intensifica hacia el este y disminuye hacia el oeste. Entre tanto, la meridional contribuye a mantener vientos más estables, aunque sobre los 10.5°N los vientos se recurvan y cambian de dirección, provocando una mayor variabilidad (Figura 2).

La temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y concentración de nutrientes (nitratos, fosfatos y silicatos) a nivel superficial, descritos en el capítulo 1, se analizan a partir de 24 estaciones del WOA09 para el Caribe oceánico. La TSM sigue un patrón anual en términos del flujo de calor océano-atmósfera (Stewart, 2008). Los mayores valores promedio se presentan en el mes de octubre ($28.60 \pm 0.08^{\circ}\text{C}$) y los menores en marzo ($26.52 \pm 0.17^{\circ}\text{C}$), lo que indica una relación contraria a los vientos, donde el debilitamiento de éstos representa altas TSM y durante el incremento del viento se observan bajos valores de TSM (Figura 2).

Se observa que en los meses de vientos con mayores velocidades, la turbulencia ocasiona una pérdida de calor en la superficie oceánica

(Stewart, 2008). De este modo, se registran temperaturas más bajas comparadas con la época del debilitamiento del chorro.

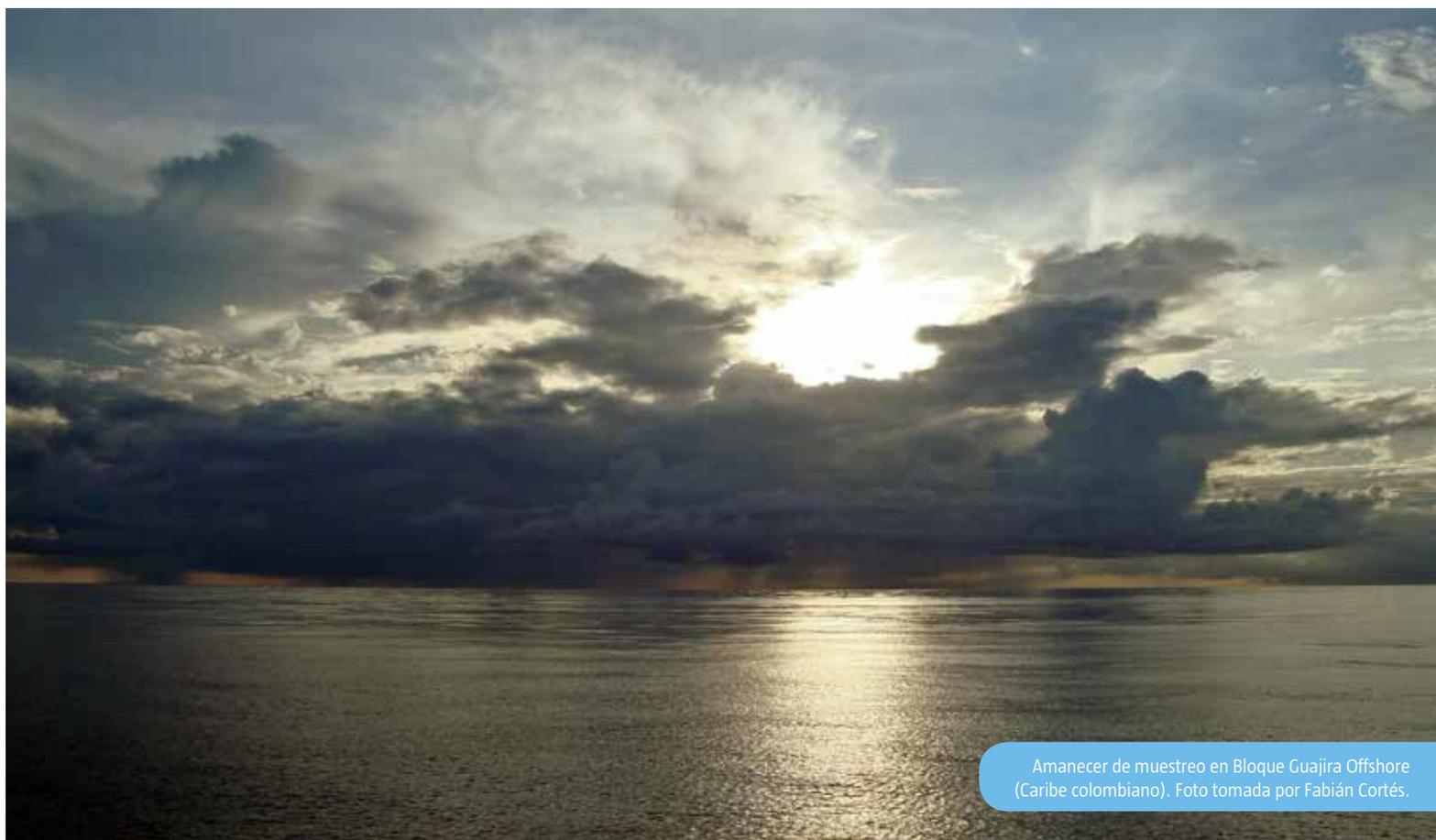
En los meses de enero, febrero y marzo se presentan valores entre 26.52-26.66 °C; de abril a junio se incrementa registrando un intervalo de 26.94-27.90 °C, para disminuir levemente en julio (27.70±0.09). Posteriormente, de agosto a octubre se evidencia un incremento con valores entre 28.10-28.60 °C; y finalmente en noviembre y diciembre disminuyen a 27.75-28.35 °C (Figura 2).

Por su parte, la salinidad varía en función de procesos como las precipitaciones, evaporación, las descargas de los ríos, la incidencia de aguas de surgencia y las corrientes (Aguirre y Salmerón, 2015). Para la región Caribe oceánico en enero se registra un rango entre 35.43-35.78; mientras que de febrero a mayo ésta se incrementa a 35.90-36.01, para disminuir en junio a 35.96±0.06 (Figura 3). De acuerdo con Chérubin y Richardson (2007) el descenso de la salinidad en junio corresponde con la distribución de la precipitación en el sur de México y gran parte de Centroamérica, cuyo ciclo anual presenta un máximo de precipitación durante ese mes. En el mes de julio se presenta el mayor valor promedio de 36.14±0.04, para luego

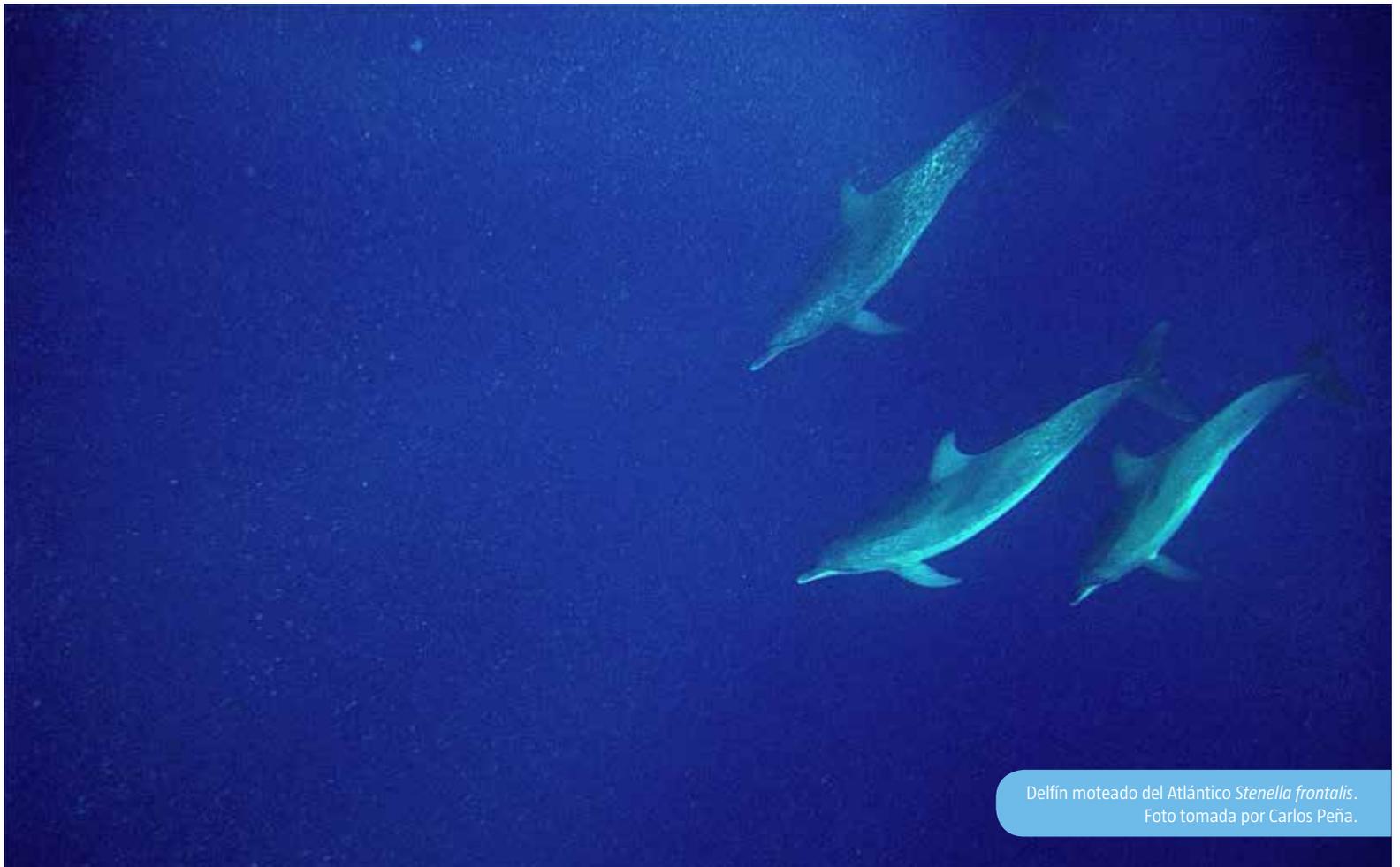
disminuir de agosto a octubre (35.96-35.49). Finalmente, en noviembre y diciembre la salinidad incrementa nuevamente (35.58-35.66). La menor salinidad se registra en octubre (35.49+/-0.20) (Figura 3) y está asociada posiblemente con la influencia de las plumas de los ríos Orinoco y Amazonas que se extienden estacionalmente hacia el oeste durante agosto a noviembre (Chérubin y Richardson, 2007); así como el aporte de otros ríos que drenan el Caribe (ver capítulo 1).

Para esta variable, se observa un comportamiento contrario a los vientos en el primer semestre del año, mientras para el segundo semestre del año, sigue el patrón de viento. De allí se deduce que en los meses en los que se registran mayores magnitudes corresponden con los de una superficie oceánica más salina.

Con relación al oxígeno disuelto, en la región Caribe oceánico, se registraron los mayores valores promedio durante el mes de febrero (4.62±0.05 ml.L⁻¹) y los menores en mayo (4.31±0.03 ml.L⁻¹). Desde diciembre y hasta marzo, se evidencia un aumento del oxígeno con la intensificación de los vientos, que posteriormente disminuye en mayo, cuando se registra el menor valor de todo el año con un promedio de



Amanecer de muestreo en Bloque Guajira Offshore (Caribe colombiano). Foto tomada por Fabián Cortés.



Delfín moteado del Atlántico *Stenella frontalis*.
Foto tomada por Carlos Peña.

$4.31 \pm 0.03 \text{ ml.L}^{-1}$. A partir de junio y hasta finales del año, se registra un incremento con un intervalo entre $4.44\text{-}4.53 \text{ ml.L}^{-1}$ (Figura 4).

En cuanto a los valores de nitratos, éstos se mantienen bajos la mayor parte del año: se registra el menor valor en julio ($0.07 \pm 0.16 \mu\text{mol.L}^{-1}$) y el mayor en septiembre ($1.91 \pm 0.50 \mu\text{mol.L}^{-1}$) (Figura 6).

Al igual que los nitratos, los fosfatos se mantienen bajos casi a lo largo de todo el año. Se evidencian mayores concentraciones en el mes de septiembre ($0.24 \pm 0.11 \mu\text{mol.L}^{-1}$) y menores para junio ($0.01 \pm 0.01 \mu\text{mol.L}^{-1}$). En los meses de julio, agosto y septiembre se observan pulsos de altas concentraciones de fosfatos provenientes del oeste de la región con un intervalo entre $0.18\text{-}0.24 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 5).

Finalmente, los valores de silicatos son los de mayor concentración de nutrientes con un intervalo entre 1.80 para marzo y $6.64 \mu\text{mol.L}^{-1}$ para noviembre. Entre septiembre y diciembre, se evidencia un incremento de los silicatos que fluctúan entre $3.13\text{-}6.64 \mu\text{mol.L}^{-1}$. Por el contrario, en el primer semestre del año los valores se presentan bajos con un intervalo de 1.80 a $2.11 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (Figura 7).

Especificidad del sistema climático sobre una zona oceánica

En este capítulo se describirá la relación del sistema climático con las condiciones oceanográficas: absorción por pigmentos del fitoplancton y reflexión por sedimentos en la región Caribe oceánico, durante tres meses representativos de mayores cambios observados a partir de la regionalización descrita en el capítulo 1: febrero, octubre y noviembre. Para ello se analizaron las bandas Rrs443 y Rrs555 que son una aproximación a la concentración de clorofila y sedimentos en superficie respectivamente, y el acople de las variables climáticas y oceanográficas que modulan la zona.

Como ya se mencionó, el Caribe oceánico se constituye en una región relativamente homogénea a lo largo del año con bajos valores de variabilidad espacial en el SEOF1 ($0\text{-}0.5 \text{ sr}^{-1}$). Sin embargo, se presentan algunas particularidades: en el periodo diciembre-marzo, la región oceánica se encuentra limitada al este por las regiones sistema de La Guajira y contracorriente (Figura 8 a, b, c y d).

De otro lado, en los meses de septiembre y octubre, desde el sector occidental, la región presenta una alta variabilidad (-1.5 sr^{-1}) que cubre la totalidad del área y se extiende hasta la plataforma centroamericana. Ello con la particularidad que en noviembre, dicha variación desaparece por completo y la región exhibe una baja variabilidad (0-0.5) (Figura 8I).

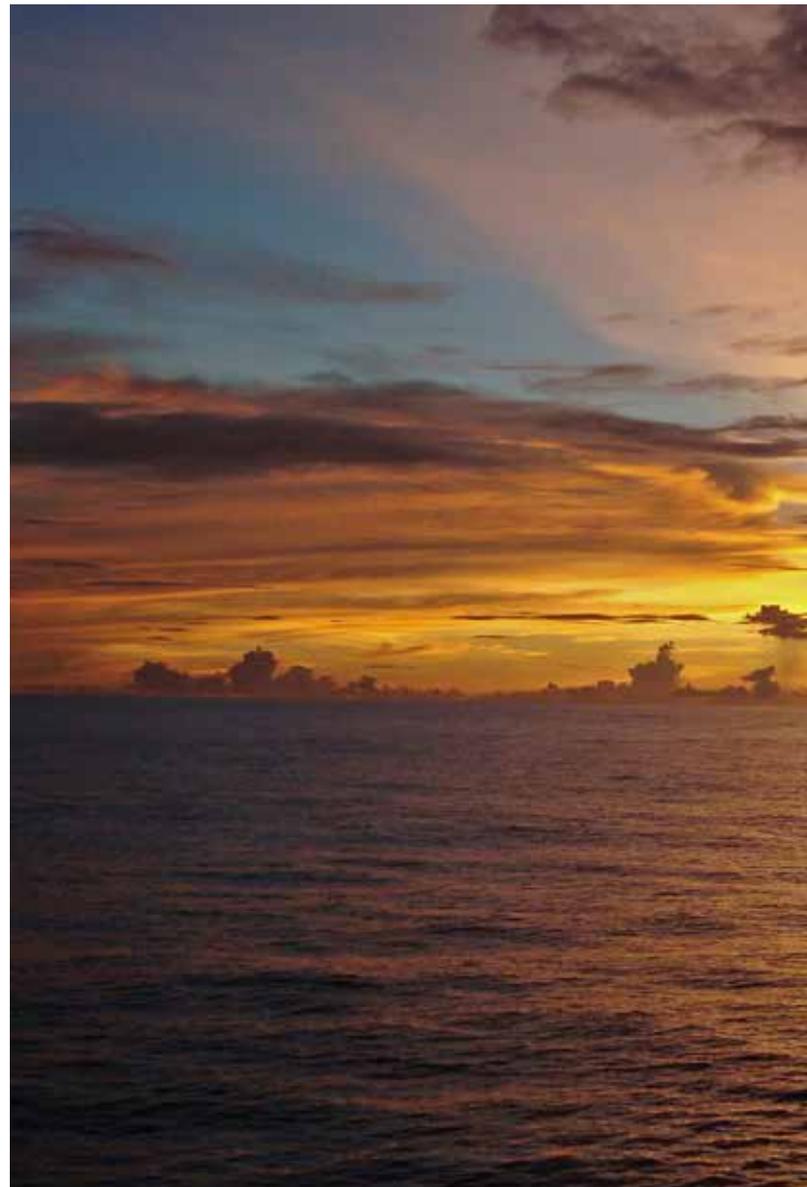
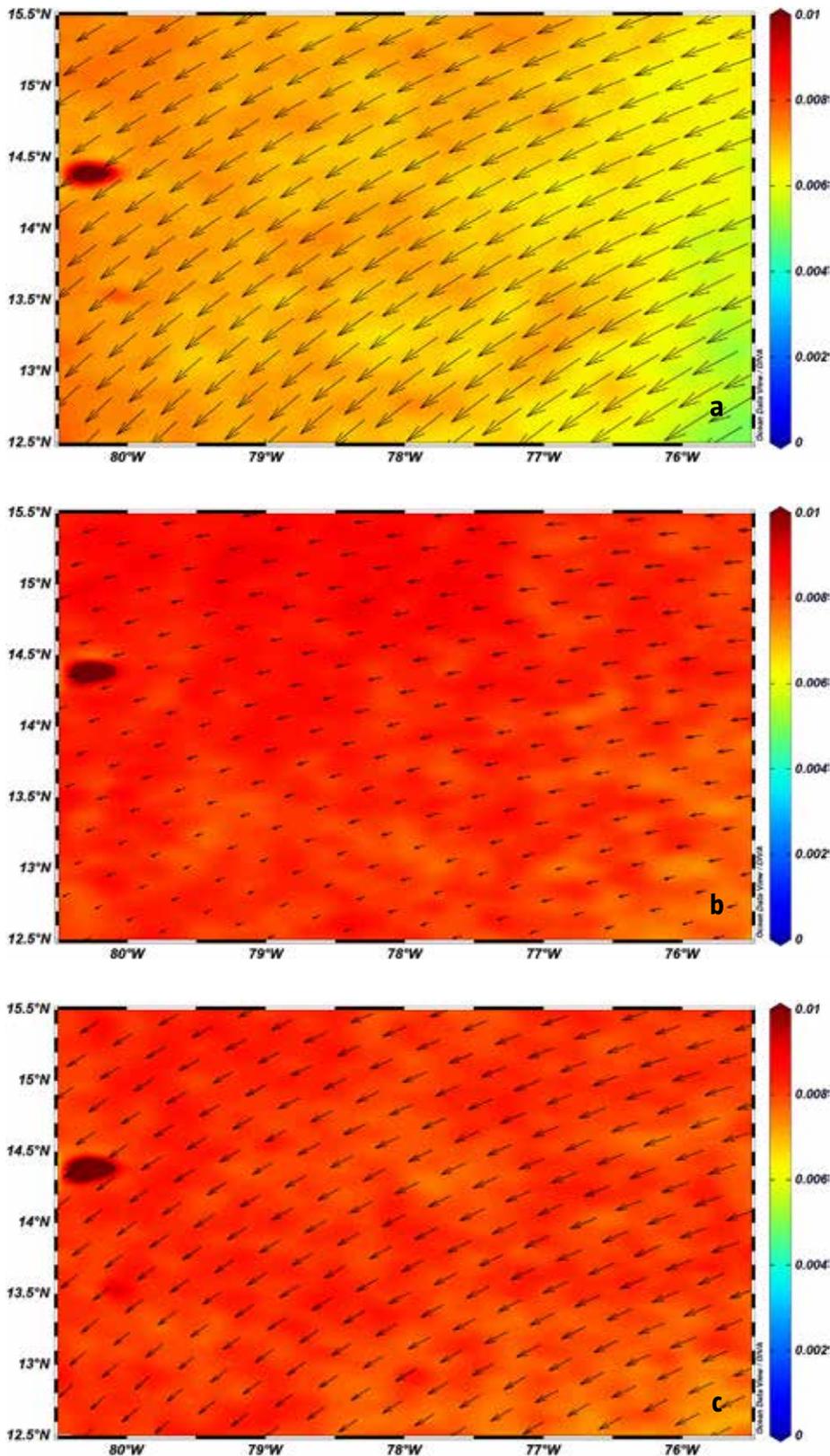
Figura 66. Rrs443 y campo de vientos promedio para los meses de (a) febrero, (b) octubre y (c) noviembre.

En las imágenes de Rrs443 para los meses de enero, julio y octubre (presentadas en el capítulo anterior para la región R2, contracorriente), se

advierde que la región Caribe oceánico, exhibe bajos valores de absorción de la clorofila (altas Rrs443) en comparación con regiones costeras en donde ocurren diversos procesos que promueven la ocurrencia fitoplanctónica.

En el área no existe una influencia costera directa, por ello se presenta poca variación en la absorción de clorofila-a, pigmento dominante del fitoplancton. Sin embargo, el sistema climático es uno de los forzantes que incide en la zona oceánica y representa cambios en el comportamiento de la variable, ya que actúa advectando los pigmentos de clorofila-a y hace que éstos se extiendan de acuerdo con los patrones dominantes del viento en cada época climática.

Para el mes de febrero se observan bajos valores de Rrs443 (altos de absorción por clorofila-a) que permean a la región Caribe oceánico por el costado este. Estos provienen del sistema de La Guajira (Figura 66a), que corresponde a vientos de altas



magnitudes (4 y $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y que se registran para la época (Figura 65a). Esto se puede corroborar con el ingreso de aguas con temperatura baja ($26.2\text{-}26.8 \text{ }^\circ\text{C}$), alta salinidad ($35.6\text{-}36.3$) y baja concentración de OD ($4.47\text{-}4.70 \text{ ml}\cdot\text{L}^{-1}$) como se describió anteriormente. En este mes, también incide un forzante que contribuye con la advección de la clorofila; la corriente del Caribe, que fluye con dirección hacia el oeste. (Fratantoni, 2001; Jury, 2011).

En el mes de octubre, por el contrario, se registran los valores más bajos de absorción de clorofila (lo más altos Rrs443) en toda la región (Figura 66b). Esto coincide con el debilitamiento del chorro tropical superficial del Caribe, que cambia de dirección y presenta magnitudes bajas. Adicionalmente, la influencia de la corriente del Caribe es menor, de tal forma que los forzantes climáticos de principios de año dejan de incidir en el área.

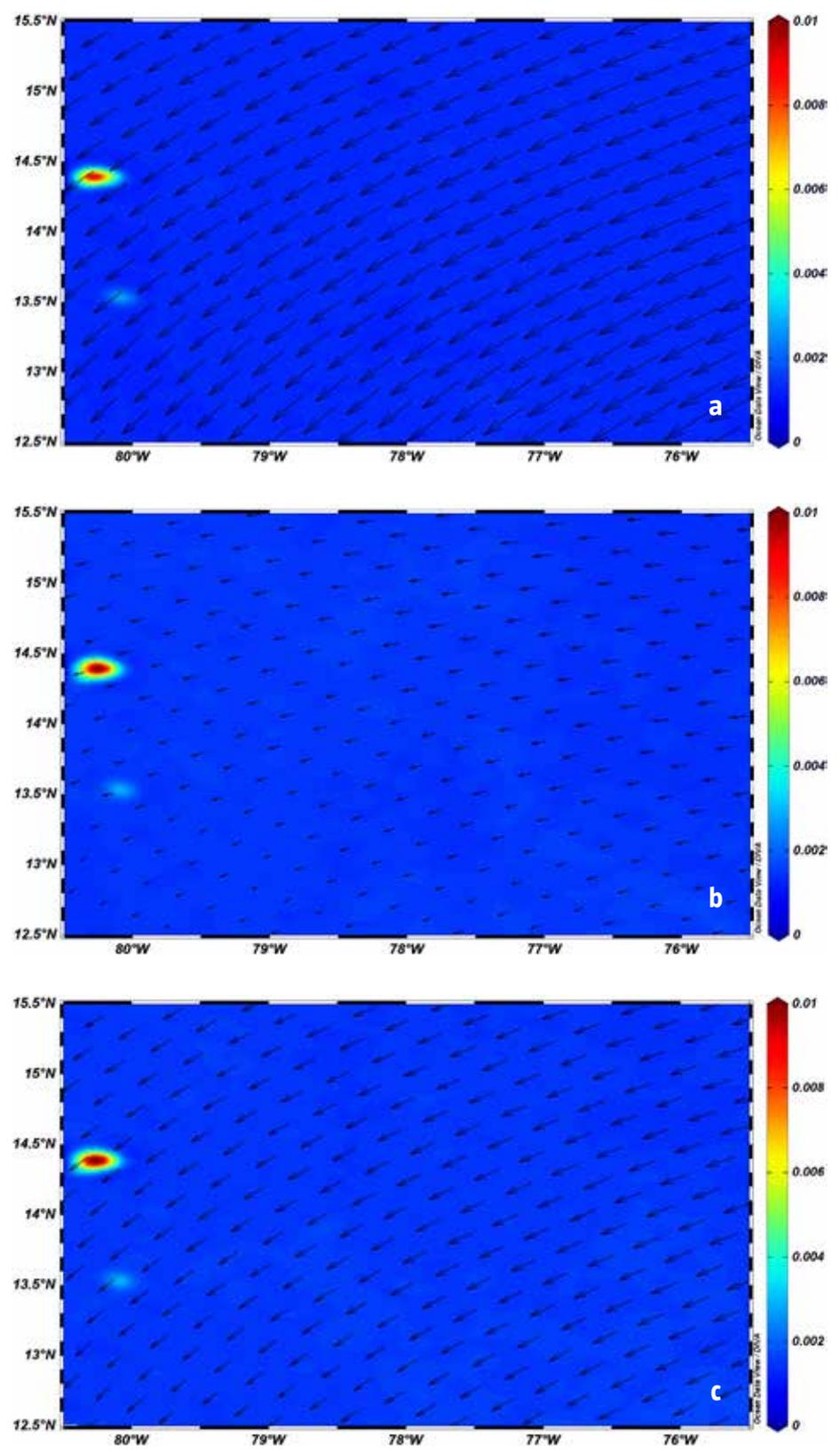
Finalmente, en noviembre los valores de absorción de clorofila siguen siendo bajos (altos Rrs443), aunque presentan un ligero aumento hacia el sureste de la región (Figura 66c), que coincide con el inicio del fortalecimiento de los vientos que aumentan de magnitud ($3\text{-}6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), sin alcanzar aún los altos valores ($4\text{-}10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) característicos de la primera época del año.

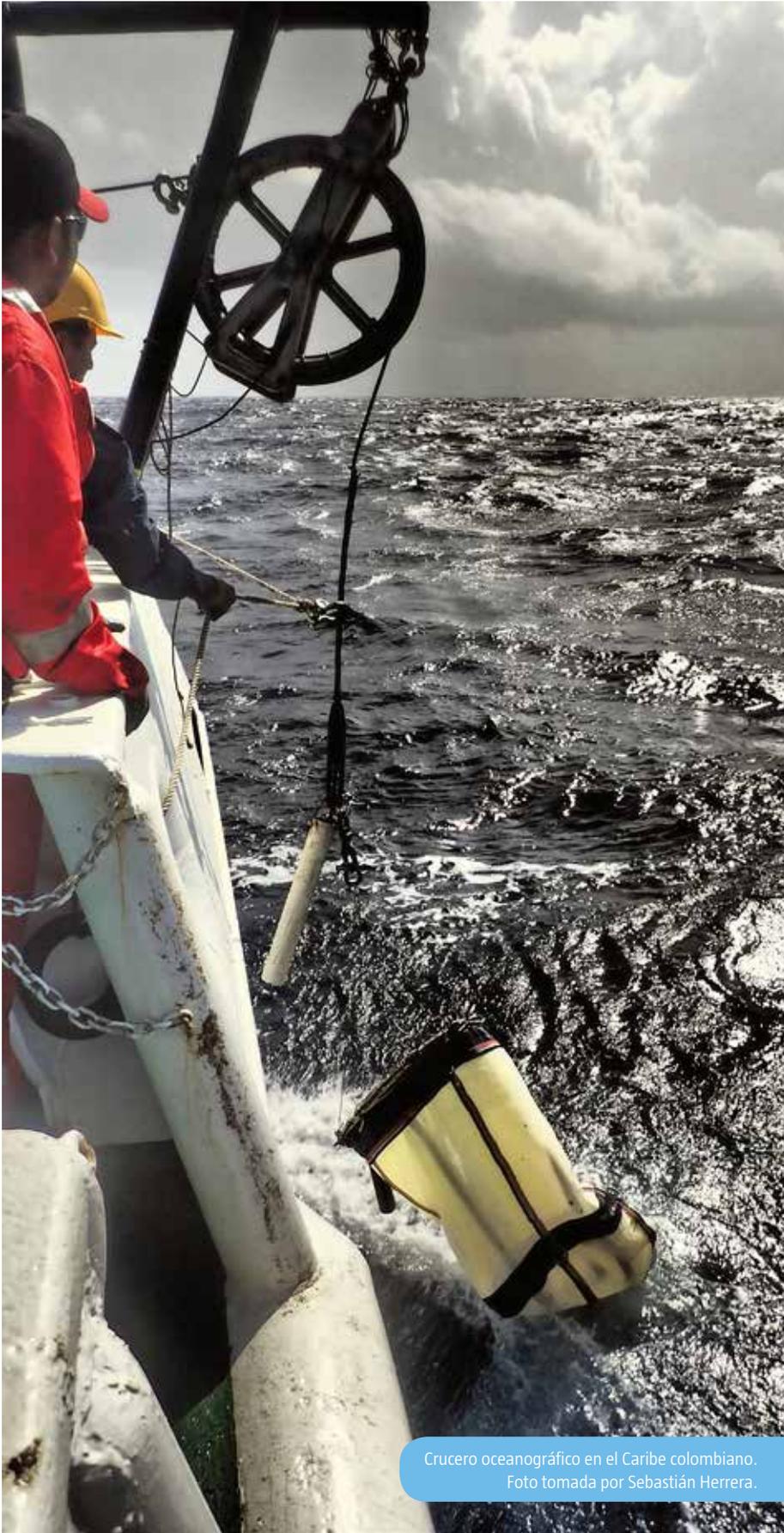
De otro lado y como puede ser advertido a partir de las imágenes de la Rrs555 (Figura 67), la influencia de los sedimentos en el área es aún

Figura 67. Rrs555 y campo de vientos promedio para los meses de (a) febrero, (b) octubre y (c) noviembre.



Atardecer de muestreo en Bloque Guajira Offshore (Caribe colombiano) Foto tomada por Fabián Cortés.





Crucero oceanográfico en el Caribe colombiano.
Foto tomada por Sebastián Herrera.

menos marcada que lo observado en las de la banda 443 para los mismos meses. Como se mencionó anteriormente, el Caribe oceánico es una zona donde la influencia de las costas es mínima, aspecto por el que en la banda 555 las propiedades ópticas del agua, no se ven alteradas por sedimentos y la señal de reflexión es baja ($0-0.002 \text{ sr}^{-1}$).

El aumento en la señal de sedimentos, está asociado al aporte por escorrentías terrestres que arrastran material particulado del continente hacia los mares y océanos (Parra y Restrepo, 2014). En este sentido, son los aportes fluviales los principales factores generadores de cambios. No obstante, esta señal no es advertida en la zona oceánica, por ello la variabilidad espacial de la misma está asociada principalmente a la actividad biológica.

En ausencia de las lluvias en el Caribe oceánico, el mes de febrero no presenta valores de reflexión por sedimentos para la región (Figura 67a), esto se puede corroborar al observar que los parámetros fisicoquímicos exhiben ausencia de aportes continentales en la región (Figuras 5c, 6c y 7c).

Algo diferente se evidencia en el mes de octubre con el debilitamiento del chorro, con un ligero incremento en la reflexión de los sedimentos (0.001 sr^{-1}) (Figura 67b). La concentración de nutrientes, específicamente nitratos y fosfatos, ratifican la influencia continental de Centroamérica (Nicaragua) y Colombia; allí se han registrado promedios acumulados de precipitación de 435 mm en el mes de octubre del año 1998 (INETER, 2012) y 98 mm (IDEAM, 2007).

Finalmente, el mes de noviembre que registra un comportamiento similar al de octubre (Figura 67c), es un mes de transición en las condiciones ópticas del agua por el rápido incremento de los vientos que traen las condiciones oceanográficas ya descritas para los primeros meses del año en la región.

Referencias

- Aguirre, R. y G. O. Salmerón. 2015. Characterization of the western Caribbean Sea waters through *in vivo* chlorophyll fluorescence. *Rev. Mar. Cost.* 7: 9-26.
- Andrade, C. A., E. D. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research* 108(C6): 1-11.
- Andrade, C.A. y E. D. Barton. 2005. The Guajira Upwelling System. *Continental Shelf Research* 25(9): 1003-1022.
- Andrade, C. A. y E. D. Barton. 2009. The implications of the Caribbean atmospheric low-level jet in the surface mesoscale circulation. Resumen publicado en las memorias de la Reunión Anual 2009 de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Jalisco 8-13 Noviembre, 2009. *Geos*, Vol. 29(1).
- Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- Chérubin, L.M. y P.L. Richardson. 2007. Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep Sea Res. Part I. Oceanogr. Res. Pap.* 54(9): 1451-1473.
- Díaz, J.M. 2014. Región Caribe de Colombia. Banco de Occidente.
- Fratantoni, D. M. 2001. Circulation in the Caribbean Sea: a resolved inverse problem. *Journal of Geophysical Research* 106 (10): 22067-22093.
- Hughes, C. W., J. Williams, A. Hibbert, C. Boening y J. Oram. 2016. A Rossby whistle: A resonant basin mode observed in the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 43: 7036-7043.
- Instituto De Hidrología Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). 2007. *Circulación General De La Atmósfera*. 12p.
- Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER). 2012. Comportamiento de las precipitaciones registradas en Nicaragua en octubre de 1998 v.s. 2007. *Dirección General de Meteorología*: 1-8.
- Jury, M. R. 2011. Long-Term variability and trends in the Caribbean Sea. *International Journal of Oceanography*: 1-10.
- Ortiz, J. C. 2007. Huracanes y tormentas tropicales en el mar Caribe colombiano desde 1900. *Bol. Cient. CIOH* (25): 54-60.
- Parra, A.S. y J.D. Restrepo. 2014. El colapso ambiental en el río Patía, Colombia: variaciones morfológicas y alteraciones en los ecosistemas de manglar. *Lat. Am. J. Aquat. Res.* 42(1): 40-60.
- Poveda, G., M. Gil y N. Quiceno. 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bull. Inst. fr. études andines* 27(3): 721-731.
- Pujos, M., J. L. Pagliardin, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Bol. Cient. CIOH* 6: 3-15.
- Ruiz-Ochoa, M. A. y G. Bernal. 2009. Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances Recursos Hidráulicos* 20: 7-20.
- Stewart, R.H. 2008. *Introduction to physical oceanography*. Department of Oceanography, Texas A y M University, 353 p.

Capítulo 6

Región 5: La Guajira-Tayrona

Sebastián Herrera-Fajardo,
Martha Bastidas-Salamanca y
Andrés Ordóñez-Zúñiga





Franja costera de la playa Ojo de Agua en La Guajira. Foto tomada por Carlos Peña.

Generalidades

En la regionalización dinámica se evidenció que la zona La Guajira-Tayrona comprende desde la ensenada de Gaira (departamento del Magdalena) hasta la alta Guajira, incluyendo también el golfo de Venezuela (Figura 68).

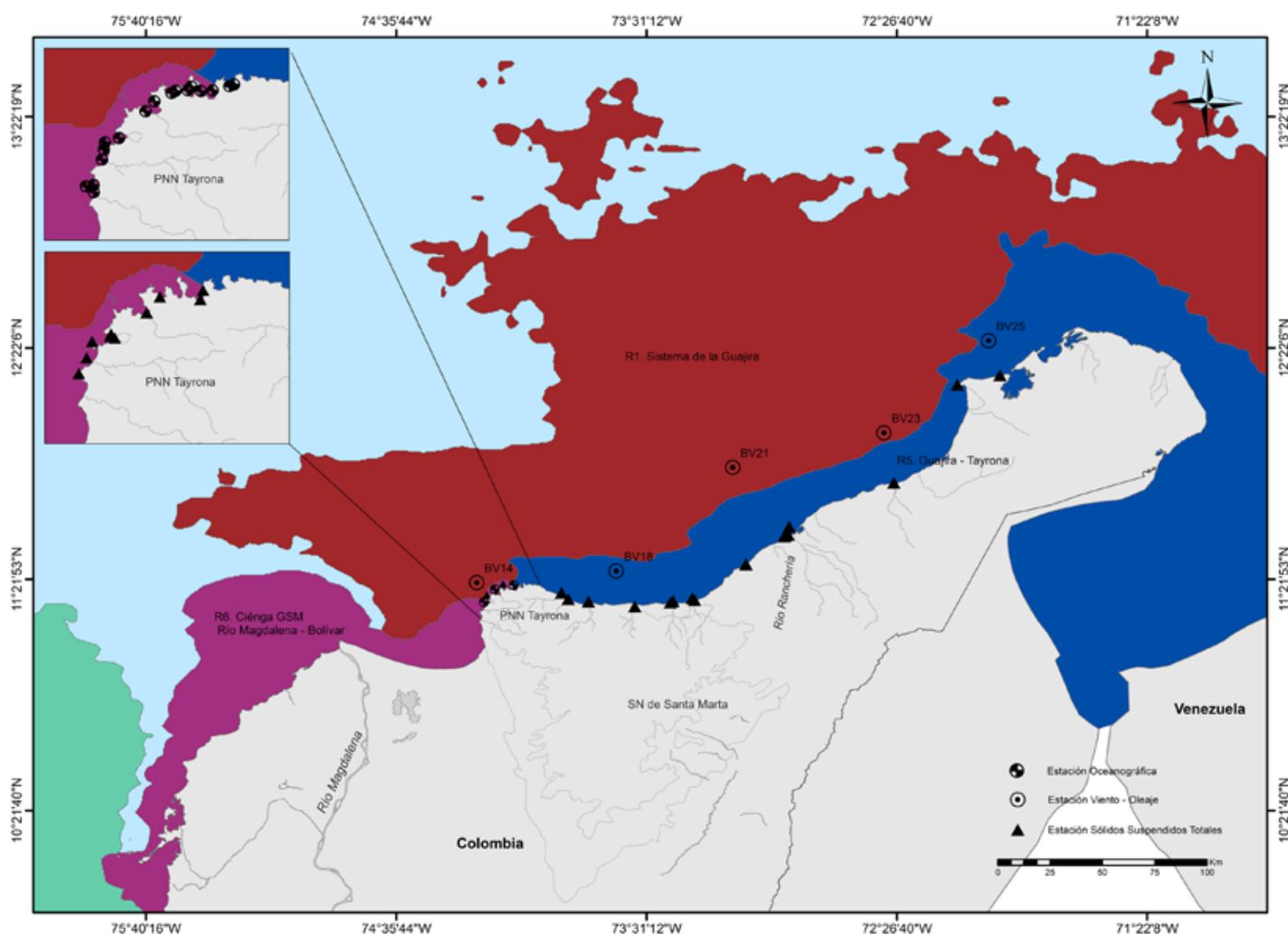
Su alto dinamismo ha sido documentado por varios autores (Andrade y Barton, 2005; Ruiz-Ochoa *et al.*, 2012) ya que esta zona presenta condiciones particulares: 1) dirección del viento paralelo a la línea de costa sumado a la estrecha plataforma continental en el Parque Nacional Natural Tayrona (PNNT) y el Cabo de la Vela que producen afloramientos de aguas (Andrade y Barton, 2005); 2) la presencia de la zona del desierto de La Guajira que por procesos de escorrentía, aumenta los sólidos suspendidos en el golfo de Venezuela. La región La Guajira-Tayrona se caracteriza por presentar en promedio las temperaturas más frías en todo el Caribe: registra los mínimos entre enero y marzo (Figura 2).

Figura 68. Área de la región La Guajira-Tayrona y fuentes de información.

En la región, se han descrito las más bajas temperaturas en el Caribe a lo largo del año. Además, la alta variabilidad interanual expresada en términos de desviación estándar de la temperatura superficial media (Figura 44b), contribuye a demostrar la alta variación que presenta la zona a lo largo del año (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2012).

En este capítulo se describen las características oceanográficas y climáticas de la región La Guajira-Tayrona, que está comprendida entre la latitud $12^{\circ}32'91''N$ hasta los $10^{\circ}30'07.7''N$ y la longitud $74^{\circ}30'16.3''O$ y $71^{\circ}37'28.43''O$, que comprende el golfo de Venezuela, la franja costera del departamento de La Guajira hasta la ensenada de Gaira (Magdalena).

Para describir la dinámica oceanográfica de la zona costera de La Guajira, se emplearon imágenes satelitales de reflectancia del sensor MODIS disponibles en línea (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) de la banda 555 nm (Rrs 555) y 443 nm (Rrs 443).





Playa Pilón de Azúcar, La Guajira.
Foto tomada por Carlos Peña.

Respecto a la temperatura superficial del mar (TSM) también se utilizaron imágenes satelitales del mismo sensor para el periodo comprendido entre 2003 a 2015 con una resolución espacial de 4 km.

Con el objetivo de evidenciar el comportamiento de la turbidez del agua, se analizaron los registros de la Red Nacional de Monitoreo de Aguas Marinas y Costeras (REDCAM) de sólidos suspendidos totales (SST) en las diferentes estaciones que se tienen en el borde costero desde Puerto Bolívar (La Guajira) hasta la ensenada de Gaira (Magdalena) en el periodo comprendido desde 2001 a 2015 (Figura 68).

Con el objeto de describir el ciclo anual del campo de vientos superficial, se empleó la climatología disponible del *North American Regional Reanalysis* (NARR) (Mesinger *et al.*, 2006) entre el periodo 1979-2015 con una resolución espacial de 32 km, en cuatro estaciones ubicadas en cercanías al PNN Tayrona, Riohacha, el Cabo de la Vela y el golfo de Venezuela (Figura 68).

Finalmente, el oleaje se analizó empleando las series sintéticas de altura significativa de la ola de cinco boyas virtuales (Océánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012): BV14 en Tayrona, BV18 en Buritaca, BV21 en Riohacha, BV23 en Manaure y BV25 en Puerto Bolívar (Figura 68).

Contexto climático y oceanográfico

En la región se han realizado diferentes estudios empleando datos *in situ* y satelitales que se han enfocado en describir los procesos de surgencia y las características oceanográficas allí presentes. En el trabajo realizado por Sarmiento-Devia *et al.* (2013) empleando datos satelitales se describen cuatro épocas, en donde se observa que la TSM coincide con el periodo de máxima velocidad del viento, baja precipitación y eventos de surgencia a principios del año, pero se desfasa durante los otros periodos climáticos.

De acuerdo con estos autores, los máximos vientos, las menores precipitaciones y temperaturas se presentaron durante la época de febrero a abril. Por el contrario, entre septiembre y noviembre se encuentran los mínimos valores del componente zonal y hay una reducción del componente meridional, a la vez que se registra una mayor variación del mismo.

Hacia el sector del PNN Tayrona y la ensenada de Gaira, se ha identificado que debido a la geomorfología de las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta (Álvarez-León *et al.*, 1995; Tabares *et al.*, 2009), la plataforma continental se estrecha y sumado a que la dirección del viento es

paralela a la costa, se produce una disminución de la temperatura (Arévalo-Martínez y Franco-Herrera, 2008). En contraste con el resto del Caribe que presenta temperaturas más cálidas (27-30 °C) (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2012).

Adicionalmente, se presentan salinidades superiores en comparación con el resto del Caribe, incluso, superiores a los 36.5 (Figura 3). No obstante, esta es una variable cambiante a lo largo del año para la región La Guajira-Tayrona debido a los aportes de agua dulce en los meses de octubre y noviembre (Figura 3 k, l) que generan un comportamiento opuesto al presentado durante la época de vientos fuertes.

Arévalo-Martínez y Franco-Herrera (2008) muestran que para la zona de Gaira, hay procesos oceanográficos que se encuentran relacionados con la surgencia. De esta manera, los autores evidenciaron diferencias significativas de temperatura, estrés del viento, densidad del agua y oxígeno disuelto, entre el periodo junio-julio respecto a agosto-septiembre de 2006. Se detectó

la surgencia durante el primer periodo, asociada a que el estrés del viento es de mayor intensidad. En cuanto a la concentración de nutrientes, no se evidenciaron diferencias significativas entre ambos periodos.

De igual manera, para la zona del norte de La Guajira desde el Cabo de la Vela, se han reportado procesos de afloramientos de agua ocasionados por la estrecha plataforma continental y la dirección del viento paralela a la costa; características similares presentes al PNN Tayrona (Andrade y Barton, 2005). De acuerdo con Paramo *et al.* (2011) se encontraron evidencias de tres núcleos de surgencia al norte de La Guajira con TSM bajas (<24 °C) entre el Cabo de la Vela y Punta Gallinas durante los meses de diciembre y febrero.

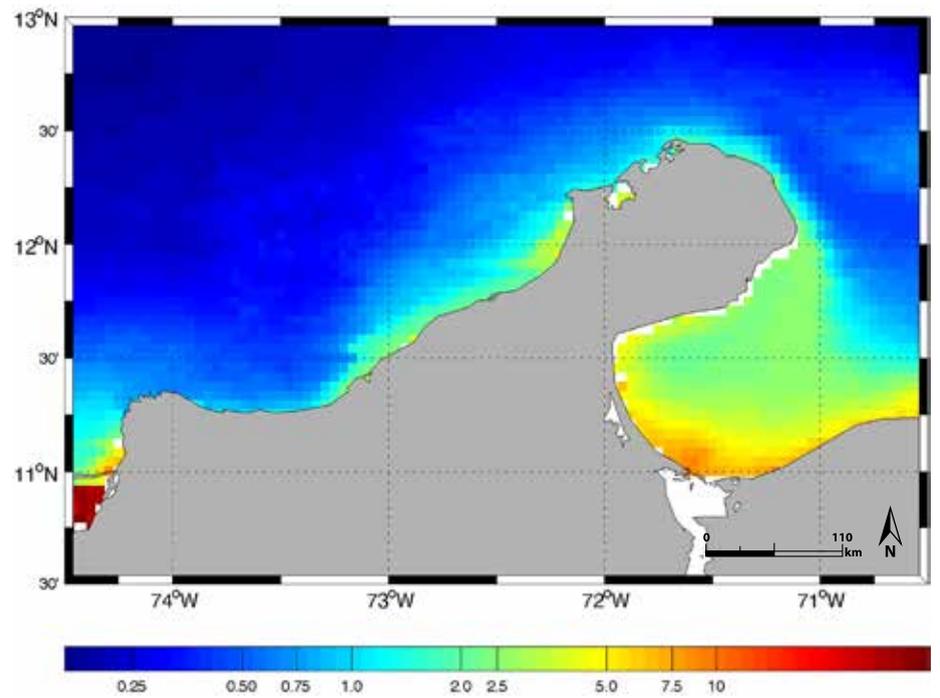
Los vientos, durante ambos meses, presentan una dirección paralela a la costa que promueve el afloramiento de aguas con altas concentraciones de clorofila en el borde costero desde el Cabo de la Vela hasta el PNN Tayrona y se encuentran asociadas a bajas temperaturas (Páramo *et al.*,



2011). Es así como se hace evidente un gradiente en la concentración del pigmento que se marca en el Cabo de la Vela y disminuye hacia el sur (Figura 69).

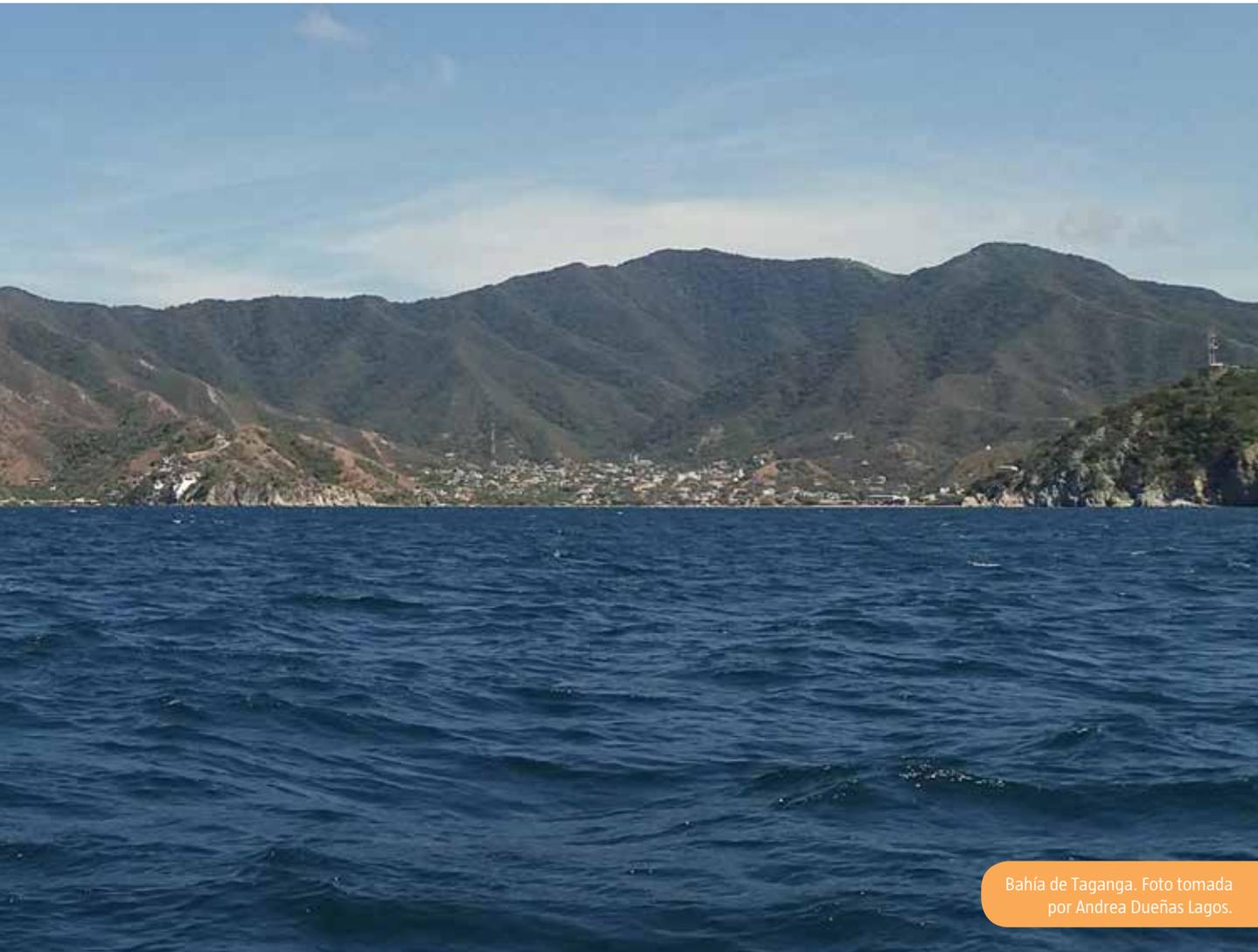
Por otro lado, para la franja costera de la baja y media Guajira, así como del golfo de Venezuela son escasos los estudios oceanográficos que se han realizado. Rodríguez y Varela (1987) en el golfo de Venezuela evaluaron la temperatura, salinidad, la concentración de feopigmentos y clorofila-a desde bahía del Calabazo (este) hasta la costa del Paraganá (oeste). Durante el mes de julio de 1982, se describió un gradiente de temperatura (oeste-este) y salinidad (este-oeste), producto de la influencia del agua proveniente del lago de Maracaibo.

En este estudio, también se encontraron altas cantidades de pigmentos fotosintéticos hacia la bahía del Calabazo y un importante aporte de sedimentos provenientes del lago de Maracaibo al sur. La circulación superficial en el golfo de Venezuela proviene desde el noreste influenciada



por los vientos Alisios, entra por Paraganá, se dirige hacia la bahía del Calabazo (Princz, 1983), en donde por procesos de mezcla entre el agua proveniente del mar Caribe y del lago de Maracaibo, se produce la recirculación del agua (Rodríguez y Varela, 1987).

Figura 69. Promedio anual de la concentración de clorofila para la región La Guajira-Tayrona. Fuente datos: MODIS 2003-2015.



Bahía de Taganga. Foto tomada por Andrea Dueñas Lagos.

Oceanografía costera: los cambios de La Guajira-Tayrona

Figura 70. Rrs555 en la región La Guajira-Tayrona y vectores del viento durante febrero (a) y octubre (b), meses climatológicos.

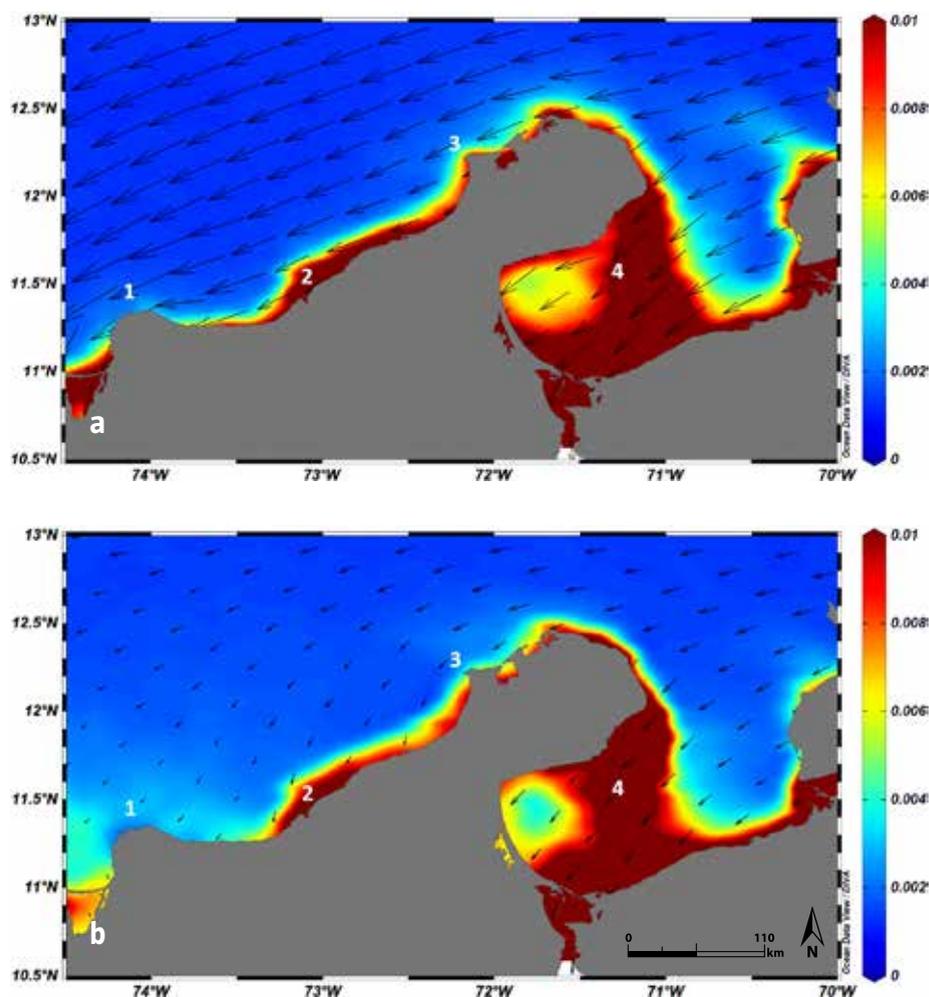
Las imágenes de Rrs555 durante los meses de febrero y octubre reflejaron bajos valores en cercanías al PNN Tayrona (Figura 70). Las mayores reflectancias se observaron hacia el golfo de Venezuela, desde punta Espada hasta

Dabajuro, con máximos hacia el sur, en la bahía del Tablazo.

Este mismo comportamiento, también se observó en el filamento costero de Manaure hasta Palomino. Por el contrario, en la zona más al norte de Colombia, desde Punta Gallinas hasta Manaure, se registra nuevamente una disminución en la reflectancia. De esta manera, se identificaron cuatro sectores característicos para la región que se catalogaron como PNN Tayrona (1), Riohacha (2), Cabo de la Vela (3) y golfo de Venezuela (4).

En relación con la TSM, esta zona se caracteriza por presentar las menores TSM de enero hasta abril (Figura 2b-e), en relación a la costa del suroeste del Caribe colombiano. De otro lado, la disminución de los vientos en septiembre y octubre refleja un incremento en la TSM (Figura 2j, k).

La variabilidad anual observada para la TSM concuerda con el análisis de series de tiempo realizados por Bernal *et al.* (2006) para los cuadrantes de la Sierra así como de la alta y baja Guajira. Los mínimos valores se reportaron para los meses de diciembre-abril, lo cual está estrechamente relacionado con la intensidad de los vientos Alisios. Específicamente, para la región La Guajira-Tayrona, se advierte que a principios de año, en el PNN Tayrona y el Cabo de la Vela, se registran bajos valores de TSM; en



Vista al norte desde la cima del Pilón de Azúcar. Foto tomada por Carlos Peña.

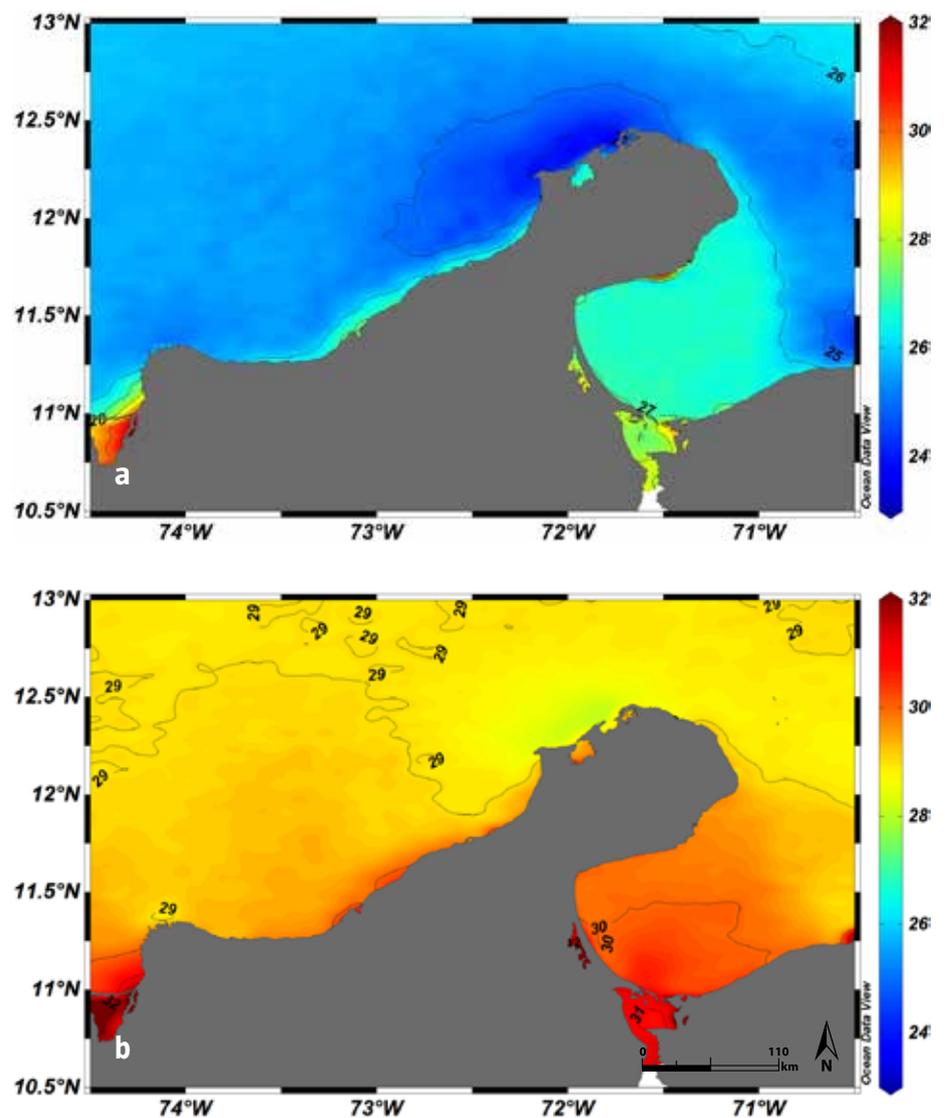


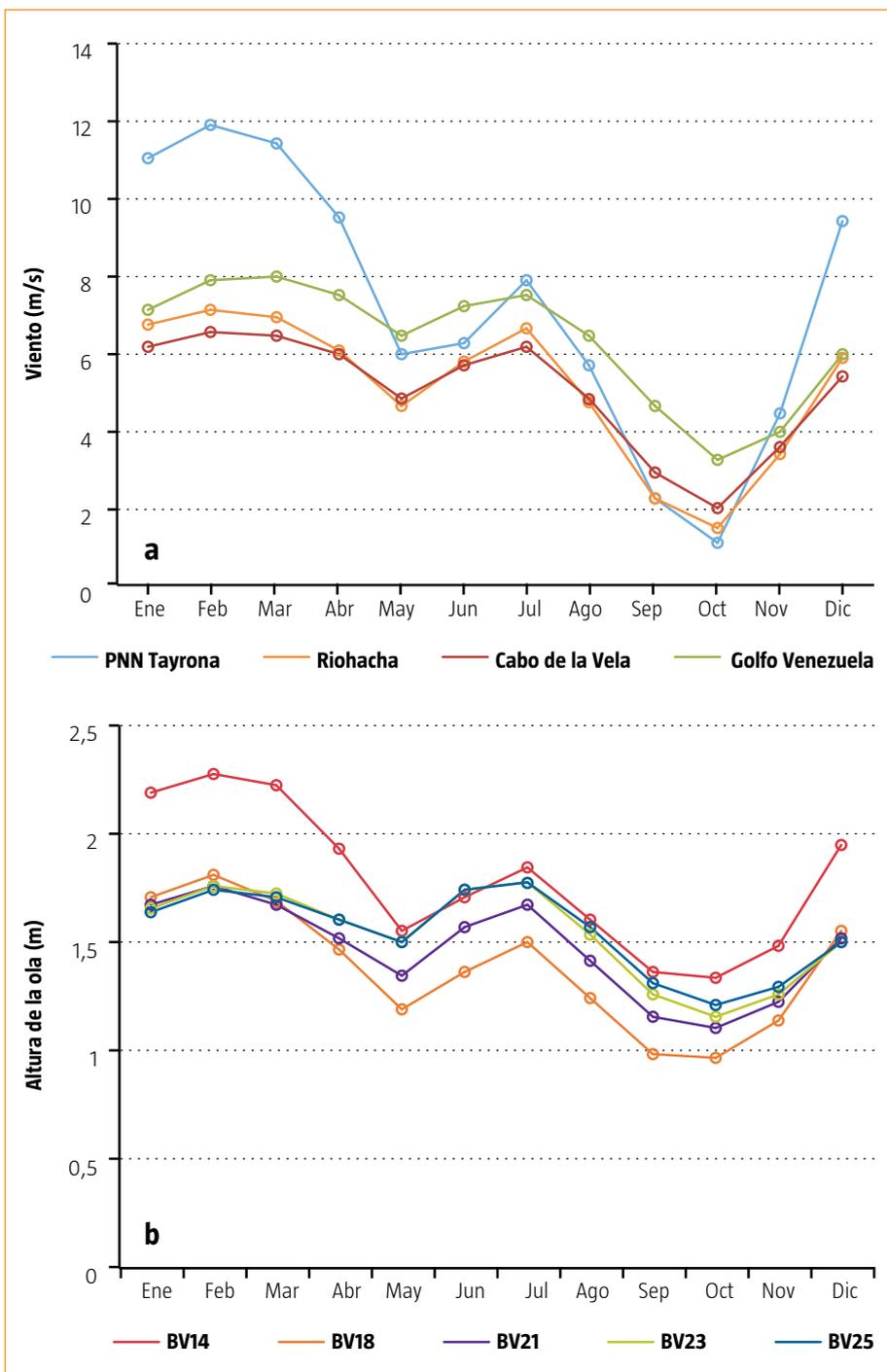
Figura 71. TSM para la región La Guajira-Tayrona durante (a) febrero y (b) octubre, meses climatológicos.

contraste con Riohacha y el golfo de Venezuela, donde se observan mayores valores en el borde costero (Figura 2a-d), siendo un ejemplo representativo de este comportamiento el mes de febrero (Figura 71a).

En los meses de abril-junio se presenta un incremento de la TSM que se mantiene hasta julio, cuando nuevamente se presenta una disminución marcada para el sector del Cabo de la Vela y también para el PNN Tayrona, pero en menor medida. Para Riohacha, se mantiene el mismo patrón con temperaturas más altas, al igual que sucede en el golfo de Venezuela (Figura 2 e-h).

Octubre se caracteriza por ser el mes de mayores temperaturas en la región analizada (Figura 71b). Sin embargo, no se observa la misma similaridad de temperatura en relación a febrero entre el Cabo de la Vela y el PNN Tayrona, pues se evidencia un ligero aumento en este último sector. En el caso del golfo de Venezuela y Riohacha, el comportamiento es similar, al igual que sucede durante el mes de julio (Figura 2h y 71b).





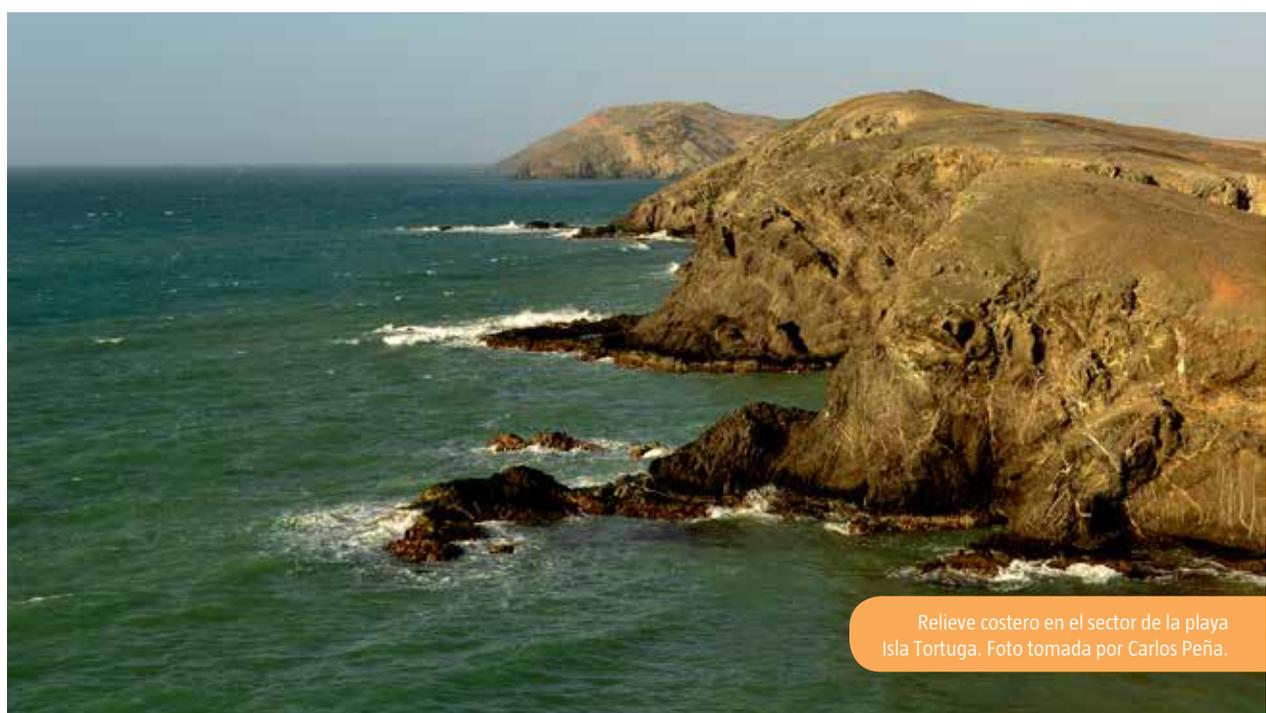
Con relación al campo de vientos, se presenta una dirección predominante del noreste a lo largo del año con magnitudes que se acentúan durante los meses de enero-marzo (Figura 72a), que registran sus máximas velocidades en el mes de febrero, a excepción del golfo de Venezuela cuyo incremento ocurre en marzo.

En los meses de abril y mayo se presenta un descenso en la magnitud del viento, seguido de un incremento en el mes de junio que se mantiene hasta julio, mes que se caracteriza por presentar la segunda máxima velocidad del viento. Durante el periodo de agosto-noviembre, es clara la relajación del viento que alcanza las mínimas velocidades en el mes de octubre. En el PNN Tayrona, la velocidad del viento es máxima en el primer trimestre del año y aumenta notablemente con respecto a los demás sectores (Riohacha y Cabo de la Vela) (Figura 72a).

Esta tendencia también se confirmó con el coeficiente de correlación de Spearman, siendo el PNN Tayrona el sector con menor correlación respecto a las demás (Tabla 3). Adicionalmente, entre Riohacha y Cabo de la Vela se presentó la más alta correlación. En general, las magnitudes del viento para la región muestran una alta correlación entre sectores pues el campo de vientos es el que modula la región (Andrade y Barton, 2009).

Con respecto a la altura significativa de la ola (H_s), se encontró un comportamiento similar para toda la región (Figura 72b). La BV 14 (Tayrona) presentó

Figura 72. Magnitud del viento en las subregiones calculada a través de la NARR (a) y altura significativa de la ola en las subregiones calculada a partir de boyas virtuales (b).



Relieve costero en el sector de la playa Isla Tortuga. Foto tomada por Carlos Peña.



Playa Brava. Foto tomada por Constanza Ricaurte-Villota

para los meses diciembre-abril las alturas máximas de la ola. En este sentido, el mes de febrero fue el pico más alto en todas las boyas.

En el periodo mayo-noviembre se presentaron fluctuaciones que son similares en toda la región, con Hs que oscilan entre 1 y 1.8 m; aspecto que hace evidente una tendencia a la disminución hasta los mínimos valores que se presentan en el mes de octubre. Es así como el oleaje tiene la mayor altura en el sector del PNN Tayrona, mientras que en los demás sitios (Riohacha y Cabo de la Vela) el comportamiento es similar entre sí a lo largo del año.

Adicionalmente, se advierte un patrón similar al hallado para el régimen de vientos (Figura 72a). Durante el primer trimestre del año, se registraron las máximas Hs para el PNN Tayrona en relación a los otros sectores analizados que presentan máximos inferiores a 1.5 m. En julio se presenta nuevamente un segundo máximo, que se relaciona directamente con el aumento de la velocidad del viento. Finalmente, durante los meses agosto-octubre, disminuye la altura de la ola y alcanza los mínimos durante octubre para todos los sectores analizados.

	PNNT	Rio	CV	GV
PNNT	1.00	0.83	0.79	0.71
Rio	0.83	1.00	0.95	0.85
CV	0.79	0.95	1.00	0.91
GV	0.71	0.85	0.91	1.00

Tabla 3. Correlación de Spearman de la magnitud del viento entre los sectores de la región La Guajira-Tayrona. PNNT: Tayrona; Rio: Riohacha; CV: Cabo de la Vela; GV: Golfo de Venezuela.

Sarmiento-Devia (2013) describe a partir del componente meridional del viento, que hay similitud entre La Guajira y el PNN Tayrona, sectores que evidencian las más altas magnitudes. Los autores reportan velocidades similares a los valores del viento *NARR* que se analizan en este estudio, aunque son superiores a los meses de mayores magnitudes (Figura 72a).

La velocidad y dirección del viento están modulando los cambios que presenta la TSM, tal que el PNN Tayrona y el Cabo de la Vela registran las mayores magnitudes en la velocidad, junto con las menores TSM. Adicionalmente, la estrecha plataforma (Álvarez-León *et al.*, 1995) genera un desplazamiento del agua que permite que aguas someras poco profundas, lleguen a superficie con

temperaturas más bajas, similar a los procesos de surgencia (Andrade y Barton, 2005).

Por otro lado, las características de la oceanografía costera para el sector del Magdalena (desde la ensenada de Gaira al PNN Tayrona), fueron analizados a partir de los perfiles de temperatura medidos en los meses de marzo, mayo, julio y octubre de 2014 (INVEMAR-GEO, 2014). Se

encontró que la distribución superficial de la temperatura *in situ* es similar con lo obtenido a partir de datos satelitales.

En el mes de marzo de 2014 se presentaron las menores temperaturas, que fueron inferiores a los 26 °C hasta alcanzar mínimos de 23 °C (Figura 73a). Posteriormente, se presentó un aumento en los meses de mayo y junio hasta alcanzar las temperaturas máximas en octubre con valores entre 28 a 31 °C (Figura 73b). A lo largo del año, las salinidades se mantuvieron homogéneas con valores ligeramente mayores durante el mes de marzo INVEMAR-GEO (2014).

Finalmente, con relación a los sólidos suspendidos totales (SST), se encontró que son menores en el PNN Tayrona respecto a Riohacha y el Cabo de la Vela (Figura 74). De los 3 sectores analizados, el PNN Tayrona exhibió los menores valores de las 3 localidades analizadas y fue homogéneo en el ciclo anual. Esto concuerda con las imágenes de Rrs555 en las cuales no hay cambios evidentes entre los meses de febrero y octubre (Figura 70a y b).

Por otra parte, para el sector de Riohacha se tiene mayor concentración de SST para todos los meses. De esta manera los SST concuerda con las imágenes de Rrs y la TSM observada para estos tres sectores.

Figura 73. Transecto de temperatura de las estaciones en el PNN Tayrona durante el mes de marzo (a) y octubre (b).

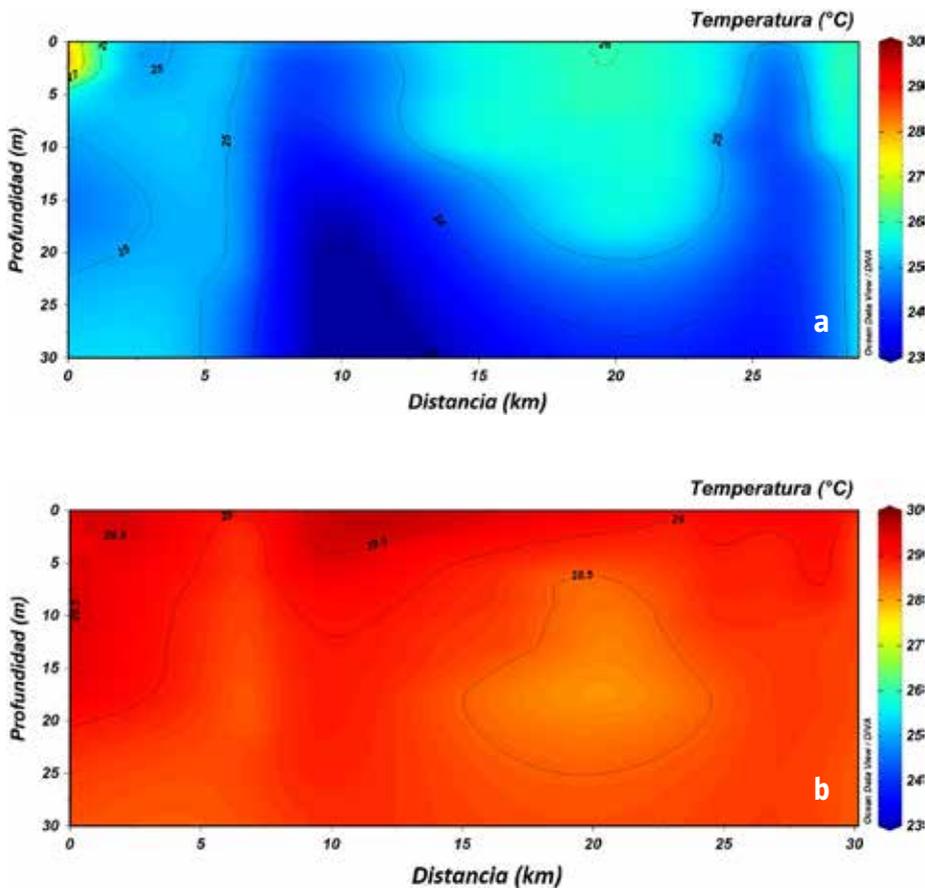
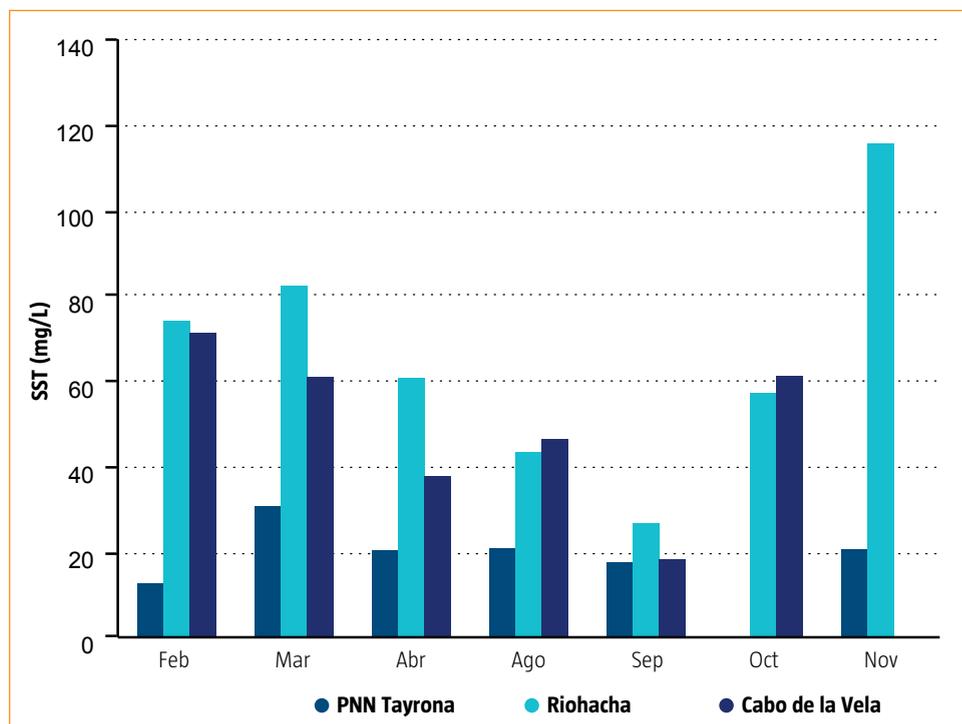


Figura 74. Sólidos suspendidos totales para los sectores del PNN Tayrona, Riohacha y Cabo de la Vela entre los meses de febrero-abril y agosto-noviembre.



Referencias

- Álvarez-León, R., J. Aguilera-Quiñonez, C.A. Andrade-Amaya y P. Nowak. 1995. Caracterización general de la zona de surgencia en La Guajira colombiana, *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 19(75): 679-694.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2005. The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research* 25(9): 1003-1022.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2009. The implications of the Caribbean atmospheric low-level jet in the surface mesoscale circulation. *Congreso Geofísico Mexicano, Conference Paper, Puerto Vallarta*, 43 p.
- Arévalo-Martínez, D. y A. Franco-Herrera. 2008. Características oceanográficas de la surgencia frente a la ensenada de Gaira, departamento de Magdalena, época seca menor de 2006, *Bol. Invest. Mar. Cost.* 37(2): 131-162.
- Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- INVEMAR-GEO. 2014. Dispersión de sedimentos mediante el estudio de la dinámica meteomarina en el sector Isla Salamanca-PNN Tayrona (departamento de Magdalena), Informe técnico final. Actividad GEO-BPIN INVEMAR, Santa Marta, 60 pp.
- Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay y K. Mitchell. 2006. North American regional reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* 87: 343-360.
- Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte. 2012. Generación de regímenes de oleaje medios y extremos en el Caribe Colombiano. Informe final. Programa de investigación Análisis y Valoración de los procesos erosivos en la Costa continental e Insular del Caribe Colombiano. Convenio Especial de Cooperación 153 entre el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andréis (INVEMAR), el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) y la Gobernación del Magdalena, 52 p.
- Páramo, J., M. Correa y S. Núñez. 2011. Evidencias de desacople físico-biológico en el sistema de surgencia en La Guajira, Caribe colombiano, *Rev. Biol. Mar. Oceanogr.* 46(3): 421-430.
- Prinz, D. 1983. Taxonomía de los micromoluscos representativos del golfo de Venezuela, *Memoria de la Sociedad de Ciencias Naturales La Salles.* 43(120): 41-58.
- Rodríguez, C. y R. Varela. 1987. Pigmentos clorofílicos e hidrografía en la región noroccidental de Venezuela con énfasis en el golfo de Venezuela, *An. Inst. Inv. Mar. Punta Betín* 17: 3-14.
- Ruiz-Ochoa, M., E. Beier, G. Bernal, y E.D. Barton. 2012. Sea surface temperature variability in the Colombian Basin, Caribbean Sea. *Deep Sea Research Part I.* 64: 43-53.
- Sarmiento-Devia, R., Á. López-Escobar, M. Bruno, P. Dávila y A. Franco-Herrera. 2013. Variabilidad intra-anual del régimen climático en sectores de surgencia en el sudeste del mar Caribe, usando ERA Interim, *Rev Biol Mar Oceanogr.* 48(3): 471-485.
- Tabares, N., J. Soltau, J. Díaz, D. David y E. Landazabal. 2009. Características geomorfológicas del relieve submarino en el Caribe colombiano. 61-116 pp. En: Dimar-CIOH. 2009. Geografía submarina del Caribe colombiano. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrológicas del Caribe. Ed. Dimar, Serie de Publicaciones Especiales Cioh Vol. 4. Cartagena de Indias, Colombia, 150 pp.

Capítulo 7

Región 6: Ciénaga Grande de Santa Marta, río Magdalena, Bolívar

Deisy Alejandra Romero-Rodríguez,
Carlos Peña-Mejía,
Andrés Ordóñez-Zúñiga,
Constanza Ricaurte-Villota y
Martha Bastidas-Salamanca



Generalidades

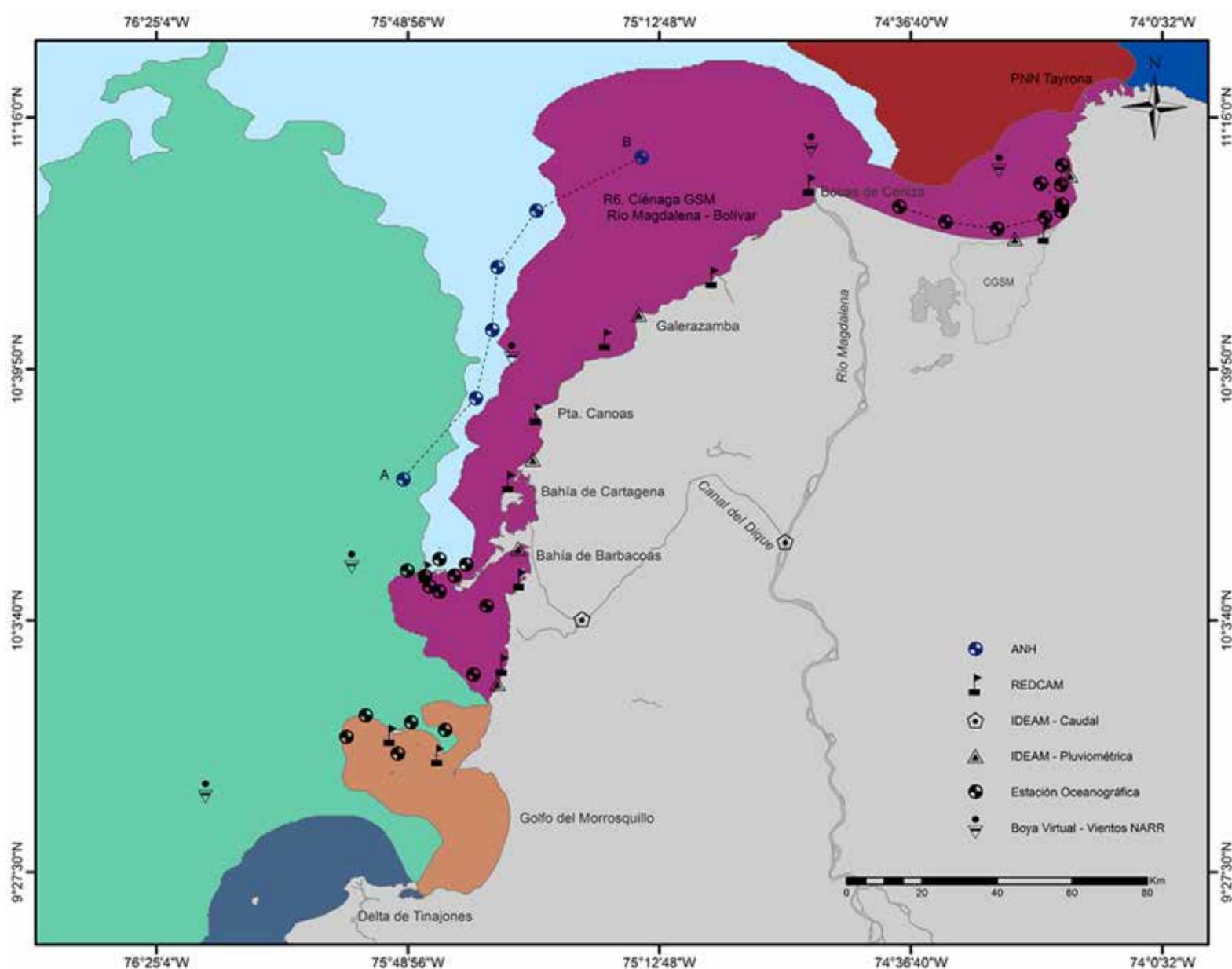
En el capítulo de regionalización, se planteó que el borde costero, comprendido entre punta Gloria (Magdalena) y las islas de San Bernardo (Bolívar), es una región con alta variabilidad oceanográfica espacial y temporal (Figura 75). Esta variabilidad se debe a los procesos físicos y a la fuerte actividad antrópica que allí se presentan.

Esta región está condicionada por el desplazamiento de la ZCIT y por los vientos Alisios a lo largo del año (Restrepo y Kjerfve, 2004; Restrepo y López, 2008). Desde el mes de diciembre, la magnitud del viento noreste presenta una tendencia creciente, la cual alcanza valores máximos en febrero y marzo. A partir del mes de abril, la magnitud del viento disminuye gradualmente y prevalece el viento con dirección sur-suroeste (Bernal *et al.*, 2006; Mancera *et al.*, 2013).

El chorro superficial atmosférico de San Andrés, es el responsable del clima seco al norte de la región (Poveda, 1998). Santa Marta se caracteriza por ser semidesértica con lluvias que oscilan entre los 0-105.4 mm (Mancera *et al.*, 2013). Por su parte, el chorro superficial del Chocó, es el responsable de la advección de la humedad en el sur (Poveda y Mesa, 2000). Aspecto que caracteriza al sector por su alta humedad y mayores lluvias con respecto al norte (Mesa *et al.*, 1997).

La alta dinámica de las variables oceanográficas, también se ve influenciada por la actividad antrópica en el borde costero. En los departamentos del Magdalena, Atlántico y Bolívar se presentan actividades de turismo, expansión urbana y transporte de carbón (INVEMAR-CARDIQUE, 2014). No lejos de donde se desarrollan estas actividades, se encuentra el Parque Nacional Natural Corales del Rosario y San Bernardo (PNNCRSB) en el

Figura 75. Área de estudio y ubicación de las fuentes de datos.





Delfín moteado del Atlántico *Stenella frontalis* en el PNNCRSB. Foto tomada por Carlos Peña.

departamento de Bolívar, el cual comprende la mayor cobertura de arrecifes coralinos sobre la plataforma continental (Restrepo y Alvarado, 2011).

Así mismo, en la región se encuentra el río Magdalena, el cual es uno de los principales ríos que desembocan en el mar Caribe por su aporte a la morfodinámica y al transporte de nutrientes (Restrepo *et al.*, 2006). Su nacimiento se origina en la Cordillera Central, desde donde se dirige hacia el norte a lo largo del valle del Magdalena, luego ingresa a la Depresión Momposina y se dirige al sector de Calamar en el departamento de Bolívar. Finalmente, se distribuye por el canal del Dique entre la bahía de Cartagena, la bahía de Barbacoas y el cinturón de San Jacinto, en donde desemboca al mar Caribe por el sector conocido como Bocas de Ceniza (Restrepo *et al.*, 2015).

El río Magdalena es un elemento central de la variabilidad oceanográfica de la región. El

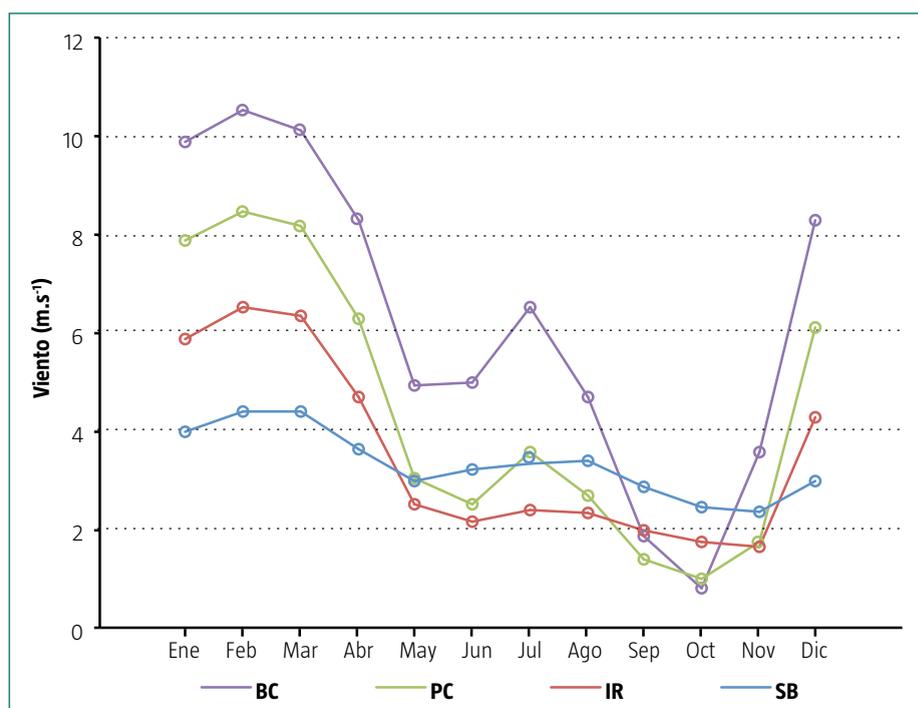
Transporte de Sedimentos en Suspensión (TSS) del río Magdalena al mar Caribe es de $142.6 \times 10^6 \text{ t.a}^{-1}$; esto corresponde al 38% del total de los sedimentos en suspensión estimados para el litoral del Caribe colombiano (Restrepo *et al.*, 2015). La magnitud del transporte de sedimentos, se debe a la presión antrópica; principalmente por la reducción en la cobertura vegetal, la expansión de la agricultura y por el incremento de la explotación minera (Restrepo, 2015).

Los cambios en la carga de sedimentos, modifican la estabilidad y la evolución de las zonas costeras, así como los flujos de nutrientes y material orgánico que se concentran en los ecosistemas (Milliman *et al.*, 2008; Higgins *et al.*, 2016; Salisbur *et al.*, 2001). Está documentado que la carga de sedimentos del río Magdalena, desencadena una tendencia a la disminución de la cobertura de coral vivo en las islas del Rosario (Restrepo *et al.*, 2006).

Contexto climático y oceanográfico

El ciclo anual de la magnitud del viento en la región, está asociado con los vientos Alisios del noreste. Con datos de vientos del proyecto NARR (Mesinger *et al.*, 2006) a lo largo de cuatro puntos del borde costero (Figura 75), se identifica que las máximas magnitudes se presentan entre los meses de diciembre a abril con valores entre 2.95-10.53 $m.s^{-1}$ y las menores en los meses de mayo a noviembre con valores entre 0.37-6.51 $m.s^{-1}$ (Figura 76).

Figura 76. Magnitud del viento en cuatro sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: NARR (1979-2015).



A nivel espacial, existe un gradiente norte a sur en la magnitud del viento (Figura 76). Al norte se encuentran las mayores intensidades y variabilidad intranual identificada a partir de la desviación estándar (DE). El mayor promedio y DE se presenta en Bocas de Ceniza (BC) ($6.21 \pm 3.25 m.s^{-1}$), seguido de punta Canoas (PC) ($4.40 \pm 2.8 m.s^{-1}$). Mientras los menores promedios se presentan en islas del Rosario (IR) ($3.54 \pm 1.9 m.s^{-1}$) y San Bernardo (SB) ($3.34 \pm 0.7 m.s^{-1}$).

El ciclo anual de la altura de ola (Hs) es modulado por la dinámica de los vientos Alisios. Con series sintéticas de oleaje para cinco sectores a lo largo del área de estudio (Figura 75) (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012), se identifica que entre diciembre y abril se encuentran las máximas Hs y en noviembre las menores alturas (entre 0.95-1.99 m) (Figura 77).

En el sector norte, se encuentran las mayores Hs (Barra de Salamanca-BS $1.75 \pm 0.33 m$; BC: 1.91 ± 0.39 , PC: $1.91 \pm 0.5 m$) y en el sector sur las menores (IR: $1.33 \pm 0.36 m$ y SB: 1.29 ± 0.28). En el sector intermedio de PC, se presenta la mayor Hs, así como la mayor variabilidad intranual; ello sugiere que es una zona altamente dinámica.

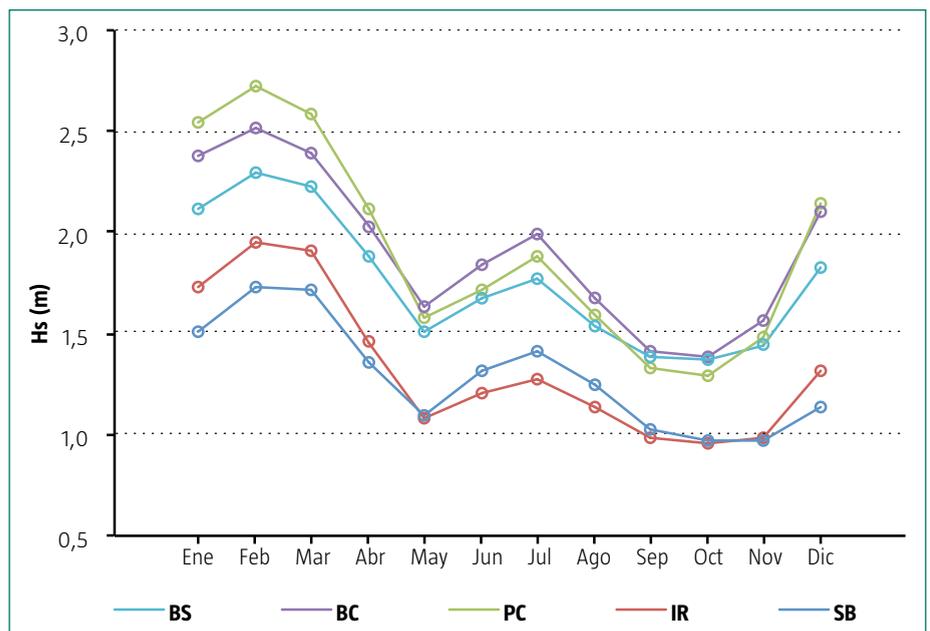


Ciénaga Grande de Santa Marta. Foto tomada por Marco Elías González.

Por su parte, la dirección del oleaje tiene un marcado gradiente estacional, que se intensifica en los meses de marzo y octubre (Figura 78). En el mes de marzo, las direcciones predominantes de procedencia del oleaje son: en el sector norte del NE y NNE con probabilidades del 48.4 y 34.5 %, y en el sector sur del NNO y N con probabilidades del 42.6 y 29 %.

En el mes de octubre las direcciones predominantes son: en el sector norte dirección del SO con probabilidad del 14 % y en el sector sur del ONO y O con probabilidades del 19.3 y 17 %. Las direcciones predominantes del oleaje durante la primera temporada del año tienen una alta probabilidad del noreste, pues están asociadas con el ingreso de vientos en esa dirección; mientras que en la segunda temporada tiende a haber una dispersión.

La compleja topografía de la cuenca hidrográfica del río Magdalena en la región costera de estudio, no permite generalizar los patrones de precipitación. Al emplear datos de precipitación del IDEAM, en seis estaciones meteorológicas (Berrugas, Santa



Ana, Apto. Rafael Núñez, Galerazamba, Tasajera y Apto. Simón Bolívar) (Figura 75), se identifican dos temporadas: una época seca de enero a marzo con precipitaciones que oscilan entre 0.3 y 9.5 mm y una húmeda de abril a diciembre con precipitaciones entre 3.7 y 256.52 mm (Figura 79).

En las estaciones de aeropuerto Simón Bolívar, Tasajera y Santa Ana, la precipitación disminuye

Figura 77. Hs en los sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: Boyas virtuales (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012).

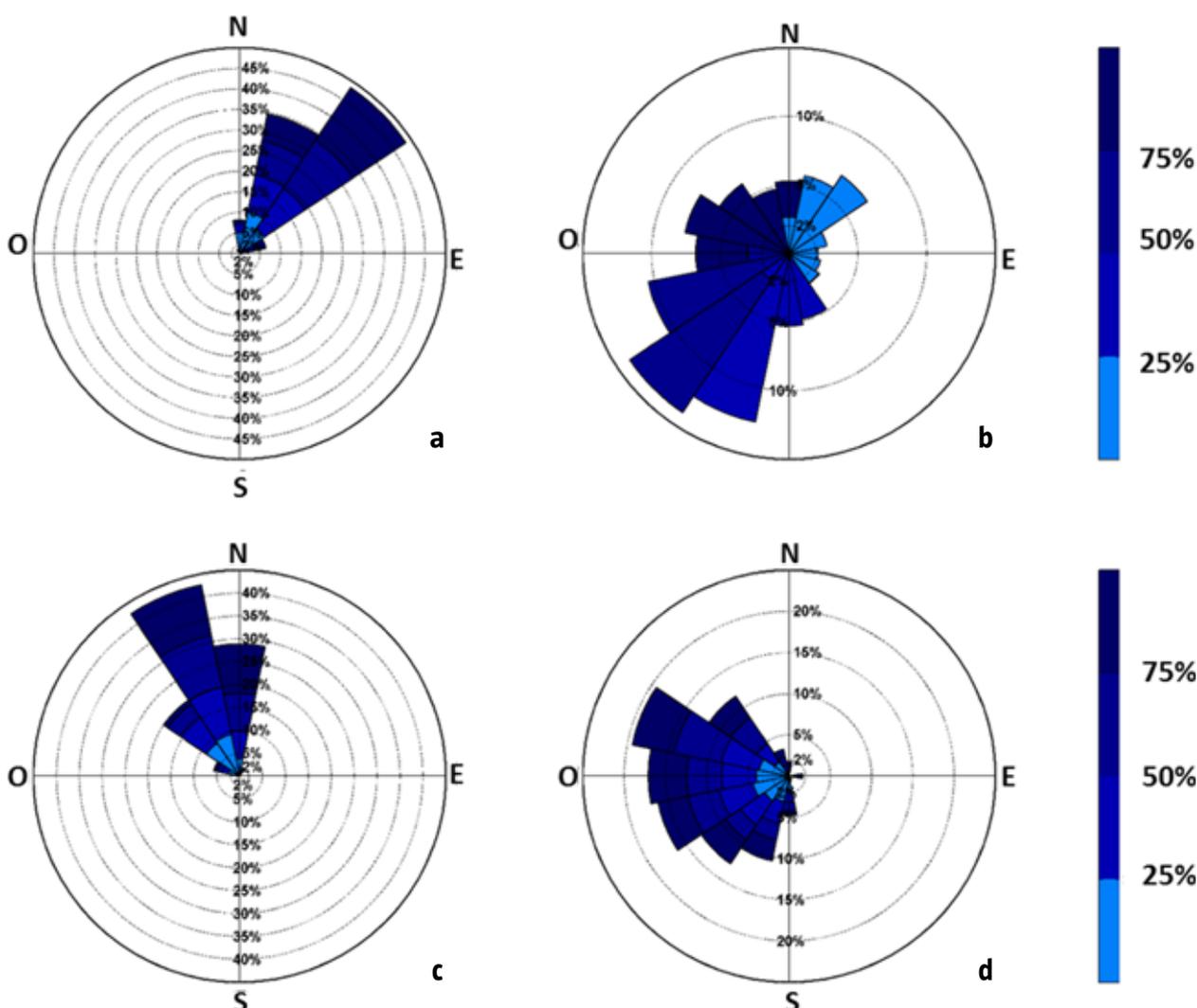
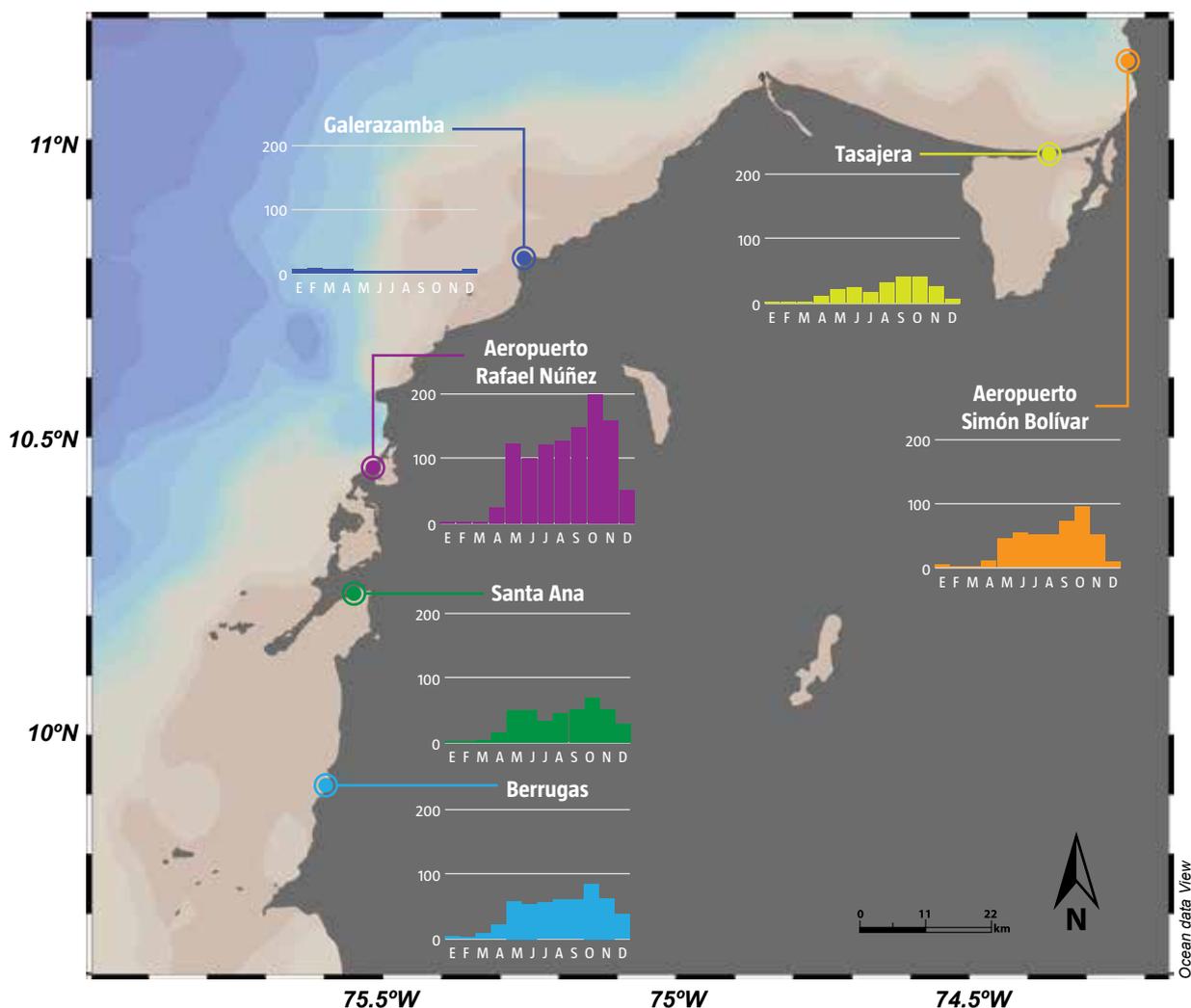


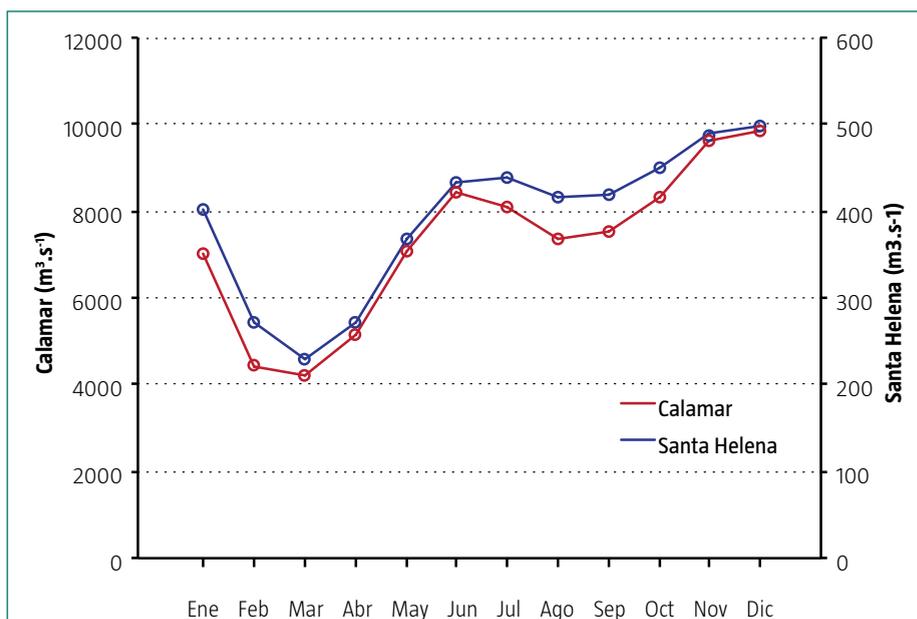
Figura 78. Rosa de oleaje climatológica de marzo y octubre en punta Canoas (a y b) e islas del Rosario (c y d). Fuente de datos: Boyas virtuales (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012).

Figura 79. Precipitación promedio mensual (mm) en diferentes estaciones cerca del borde costero. Fuente de datos: IDEAM (1991-2014).



entre los meses de junio a septiembre, mientras que octubre se caracteriza como el mes de mayor precipitación en todas las estaciones. Hay un gradiente en la precipitación de norte a sur, donde el acumulado anual promedio en las estaciones del norte (Apto. Simón Bolívar, Tasajera y Galerazamba) es de 247.47 mm y en las estaciones del sur (Apto. Rafael Núñez, Santa Ana y Berrugas) el promedio es de 675.74 mm zona.

Figura 80. Ciclo anual del caudal del río Magdalena en las estaciones de Calamar y Santa Helena. Fuente de datos: IDEAM (1991-2014).



El promedio de descarga del río Magdalena en la estación Calamar (ubicación en la Figura 75), es de 7269 m³.s⁻¹ (1991-2014) y el promedio en la estación Santa Helena, que representa las descargas fluviales del río en el canal del Dique, es de 391 m³.s⁻¹ (1991-2013). Lo que representa menos del 6% del caudal del río (Figura 80). El ciclo anual del caudal en las dos estaciones tiene un comportamiento bimodal, con dos máximos anuales en los meses de junio y noviembre y dos mínimos en marzo y agosto.

Entre los meses de enero a marzo, hubo tendencia a la disminución del caudal con un promedio de 5228 m³.s⁻¹; entre abril y junio el promedio incrementó hasta 6986 m³.s⁻¹, por su parte, entre los meses de julio a septiembre, hubo una leve disminución. Por último, entre octubre a diciembre se alcanzó el segundo máximo anual con un promedio de 9287 m³.s⁻¹.

En el análisis de las series de tiempo, se identificaron incrementos extremos en los años de 1999, 2008, 2010, 2011. Estos se dieron como consecuencia del fenómeno de La Niña, identificados a partir de correlaciones con el Índice de Oscilación del



Vuelo de pelicanos pardos en Isla Múcura, PNNCRSB. Foto tomada por Carlos Peña.

Sur (IOS) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Estos incrementos extremos en el caudal, han causado fuertes desastres ambientales en el país; por ejemplo, a finales del 2010 y principios de 2011, la emergencia invernal y el incremento extremo del caudal en Colombia se catalogó como la más fuerte tragedia ambiental de los últimos cincuenta años (DNP, 2011). Las principales causas de estos desastres ambientales, han sido la deforestación, minería, ganadería y agricultura que dejan expuestas las cuencas fluviales a los excesos hídricos (Restrepo, 2015).

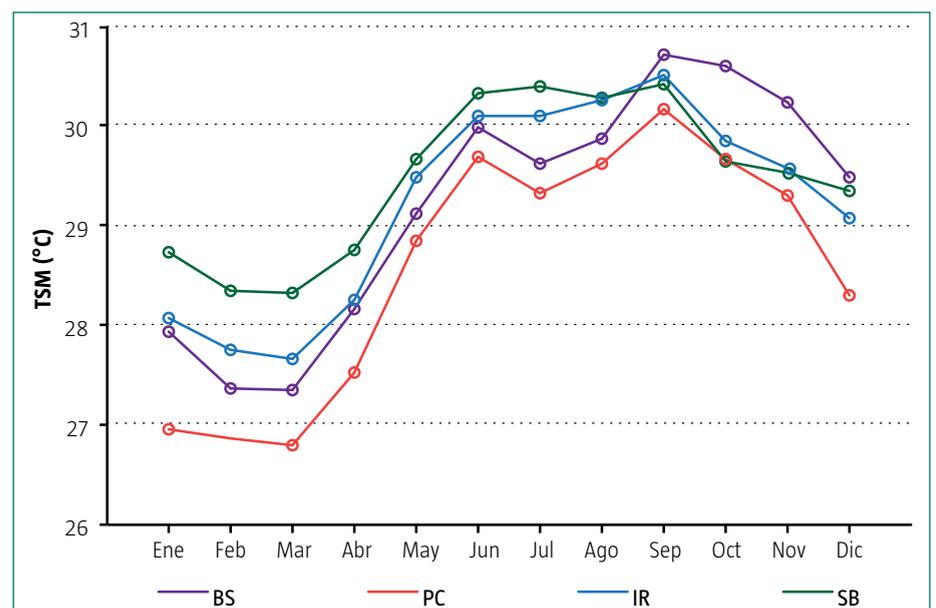
El agua de las zonas costeras y sus propiedades termohalinas, son variables oceanográficas que usualmente se utilizan como indicadores ambientales por su relación con aspectos como corrientes marinas, vientos superficiales, dinámica de la capa de mezcla, precipitación, afloramientos, entre otros (Brenes y Benavides, 2015). Una de las variables que marca importantes gradientes en esta región del Caribe es la temperatura superficial del mar (TSM).

El ciclo anual de la TSM, extraído en cuatro puntos a lo largo del borde costero (Figura 75) de imágenes del sensor *Moderate Resolution*

Imaging Spectroradiometer (MODIS), muestra un comportamiento asociado a la dinámica de los vientos Alisios. Las temperaturas entre los meses de diciembre a abril oscilan entre 26.79-29.48 °C, las cuales son menores con respecto a los meses de mayo a noviembre, cuando la TSM oscila entre 27.53-30.71 °C (Figura 81).

En los sectores de BS y PC, se presenta una disminución de 0.4 °C entre los meses de julio y agosto, la cual ha sido conocida como el "veranillo de San Juan", especialmente para la región norte del Caribe colombiano.

Figura 81. Ciclo anual de la temperatura superficial del mar (TSM) en cuatro sectores cercanos al borde costero. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015).



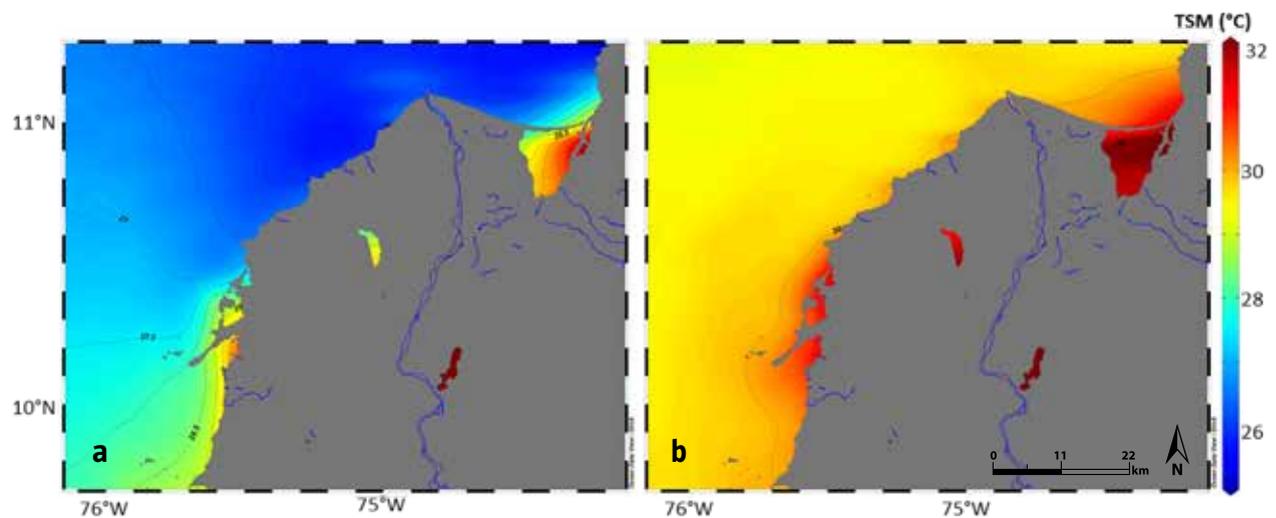
Espacialmente, el menor promedio anual de TSM se encuentra en el sector norte, a excepción de BS (BS: 29.2 ± 1.21 °C, BC: 28.54 ± 0.97 °C y PC: 28.59 ± 1.25 °C) y el mayor promedio anual en el sector sur (IR: 29.22 ± 1.03 , SB: 29.5 ± 0.79 °C). Las relativamente altas temperaturas en la BS, se deben a que es una zona protegida de la alta intensidad del oleaje; mientras que PC, representa el menor promedio y la mayor variabilidad intranual; aspecto que, complementado con la alta magnitud del oleaje, indica que es una zona de alta energía.

En Bastidas *et al.* (2015), se sugiere que el sector de PC se presenta como un frente y frontera que separa dos gradientes de temperatura, y que este frente varía a lo largo del año, hasta desaparecer en el mes de octubre.

El gradiente de temperatura que se observó en el ciclo anual, se representa en planta (Figura 82), para los meses climatológicos de marzo y octubre. A pesar de que en el mes de marzo las TSM son menores (promedio de 27.45 °C) con respecto al mes de octubre, a lo largo del litoral existe un gradiente que las hace menores en el norte con respecto al sur, a excepción de BS como se indicó con el ciclo anual. En el mes de octubre, la temperatura es mayor (promedio de 29.9 °C) especialmente en BS e IR. Tanto en marzo como en octubre, se aprecia que el sector de PC actúa como una zona de transición entre las temperaturas cálidas y bajas (Figura 82 a y b).

Esta respuesta de la TSM corresponde a los diferentes procesos que predominan en cada sector; por ejemplo, al norte y centro del Caribe

Figura 82. Temperatura superficial del mar. Climatológico de (a) marzo y (b) octubre. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015).



Parvada de patos buzo en la CGSM. Foto tomada por Marco Elías González.

colombiano el rotor del viento es el principal factor que modula la TSM. De otro lado, hacia el sector sur, la línea de costa está relativamente protegida de los vientos Alisios y más expuesta al ingreso de partículas en la columna de agua (por la presencia de ríos) que inhiben la mezcla vertical y aumentan la radiación solar en la superficie (Andrade, 2000; Bernal *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2012).

Hacia el sector sur, se encuentra ubicado el PNNCRSB, en donde hay alta diversidad de recursos de fauna y flora. Estos dos sectores han sido estudiados de forma conjunta en cuanto a sus variables oceanográficas (Restrepo y Alvarado, 2011). Sin embargo, su comportamiento dista de ser similar entre sí.

A partir del análisis de la climatología de TSM del mes de marzo, se identifica que en IR la temperatura es menor (27.7 ± 0.1 °C) en comparación con SB (28.6 ± 0.1 °C). Este comportamiento también fue evidenciado con la agrupación arrojada en el análisis clúster, en el que se emplearon datos recolectados *in situ* durante el mes de marzo de 2013 por INVEMAR-GEO (2013) (Figura 83). Esta respuesta en la TSM, puede estar asociada a que IR está en mayor exposición a la acción de los vientos Alisios y la energía del oleaje, como se puede apreciar en los numerales anteriores.

En la variabilidad espacio-temporal de la columna de agua del PNNCRSB, también se observan importantes cambios entre las épocas climáticas. En los datos de INVEMAR-GEO (2013) durante marzo de 2013, se presentaron menores temperaturas y mayores salinidades en superficie (27.5 ± 0.3 °C y 34.57 ± 0.76 °C) y en columna de agua (27.66 ± 0.37 °C y 35.77 ± 0.26 °C), en comparación con los valores registrados durante octubre de 2012 (29.28 ± 0.22 °C y 33.77 ± 2.69 °C) (Figura 84).

El aumento de la precipitación durante el mes de octubre, fue el principal responsable de este comportamiento (INVEMAR-GEO, 2013). Por su parte, las estaciones cercanas a la bahía de Barbacoas, presentaron en octubre la menor salinidad (26.64 ± 0.15) debido a su ubicación cercana a una de las desembocaduras del canal del Dique (Figura 84).

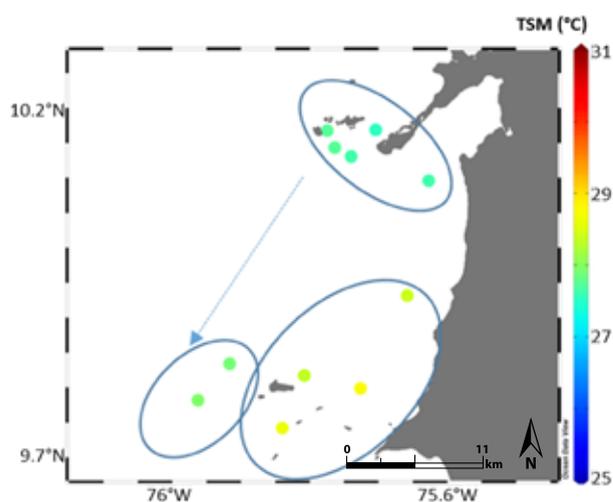


Figura 83. Agrupación de TSM en las islas del Rosario y San Bernardo durante el mes de marzo de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013).

La Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), en asocio con el INVEMAR, desarrollaron una investigación para caracterizar los ambientes profundos del margen continental del Caribe colombiano. En ella, se hizo especial énfasis en aquellas áreas sujetas a exploración de hidrocarburos mar afuera (INVEMAR, 2010).

Debido a que esta región costera comprende varios escenarios (descargas de ríos, reservas marinas, cambios geomorfológicos, entre

Figura 84. Perfiles de temperatura y salinidad en la zona del PNNCRSB durante (a y c) marzo de 2013 y (b y d) octubre 2012 (INVEMAR-GEO, 2013).

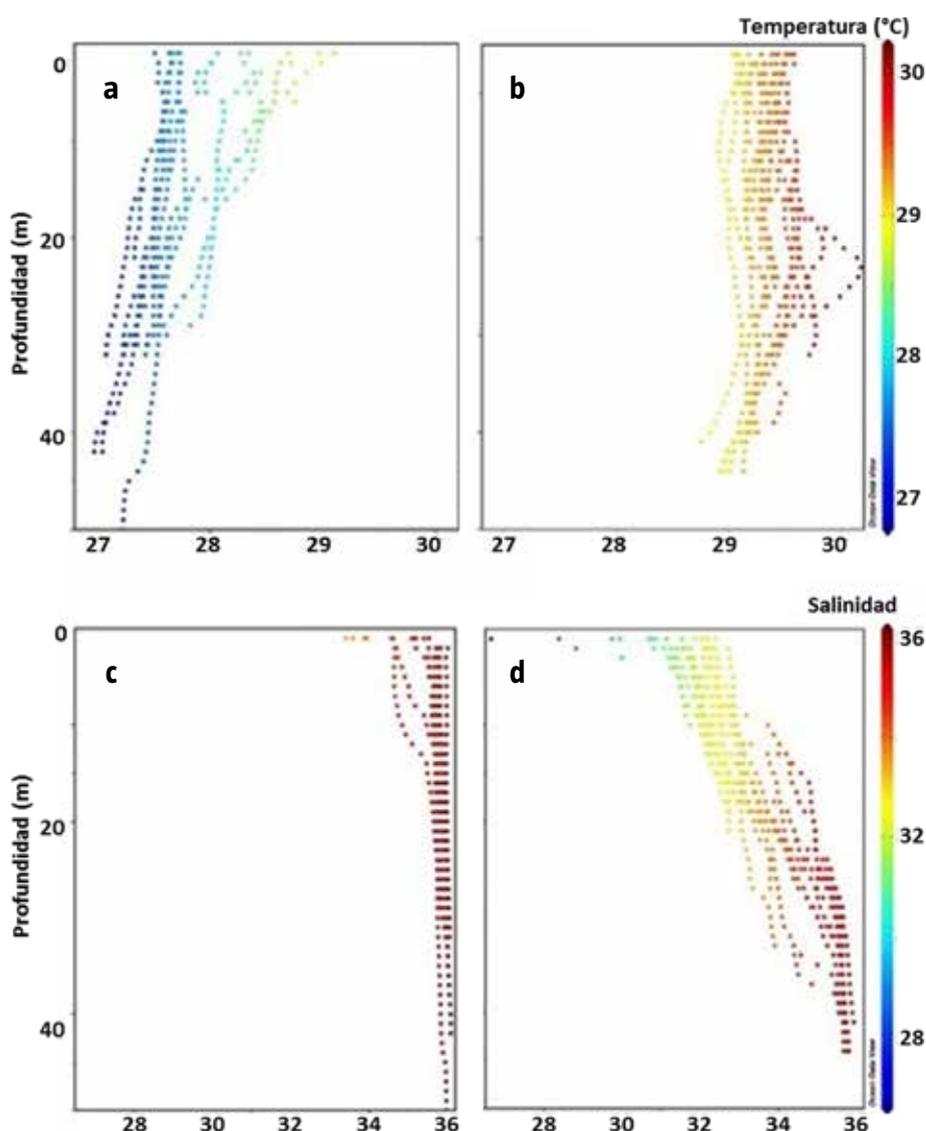
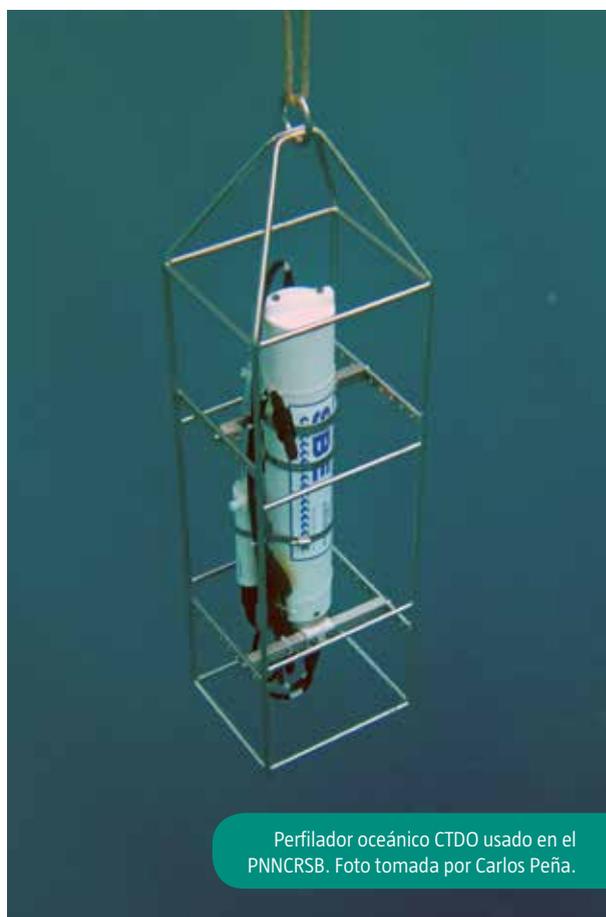
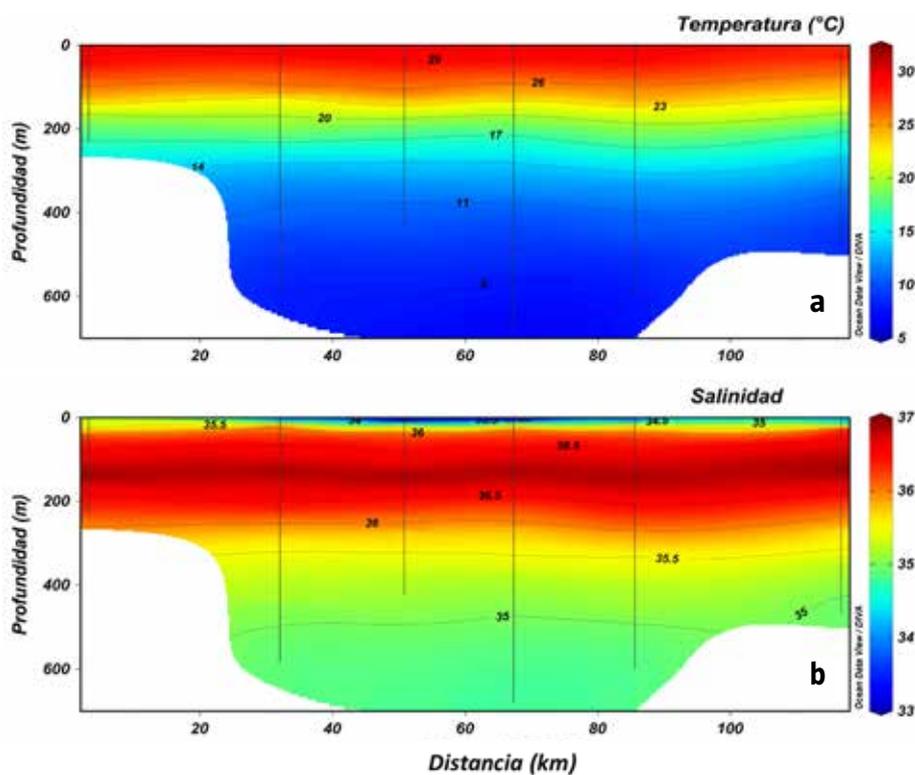


Figura 85. Distribución vertical de (a) temperatura y (b) salinidad a lo largo del transecto en la región costera entre el PNNCRSB y Bocas de Ceniza durante diciembre de 2009. Fuente de datos: INVEMAR, (2010).

otros), se realizó un análisis de los datos *in situ* disponibles y tomados por el INVEMAR en diferentes campañas de investigación a lo largo de esta zona costera, mediante el uso de un perfilador marino (Figura 85).

Con un transecto oceánico que comprende seis estaciones del crucero ANH 2 (INVEMAR, 2010), realizado durante diciembre de 2009 en el



Caribe colombiano (Figura 75), se identifica la distribución termohalina vertical en esta zona.

Para la fecha evaluada, se presentó una estratificación de sus aguas, una termoclina en promedio de 29.15 ± 0.24 °C entre los 20 y 35 m de profundidad, así como una disminución gradual de la temperatura desde la superficie hacia zonas más profundas. Este patrón es característico de aguas tropicales del Caribe (Stewart, 2008). Entre los 37 y los 130 m de profundidad la salinidad presentó un máximo subsuperficial producto de la presencia de masas de agua de mayor densidad, luego disminuyó a lo largo de la columna de agua, para finalmente hacerse constante, a una temperatura de aproximadamente 7 °C.

Durante dicho crucero, para esta zona fueron identificadas cuatro masas de agua en diciembre de 2009 (Figura 86): Agua Superficial del Caribe (ASC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), Agua Central del Atlántico Norte (ACAN) y Agua Intermedia Subantártica (AIS), clasificadas de acuerdo con diferentes autores (Emery y Meincke, 1986; Giraldo, 1994; Hernández-Guerra y Joyce, 2000; Emery, 2001).

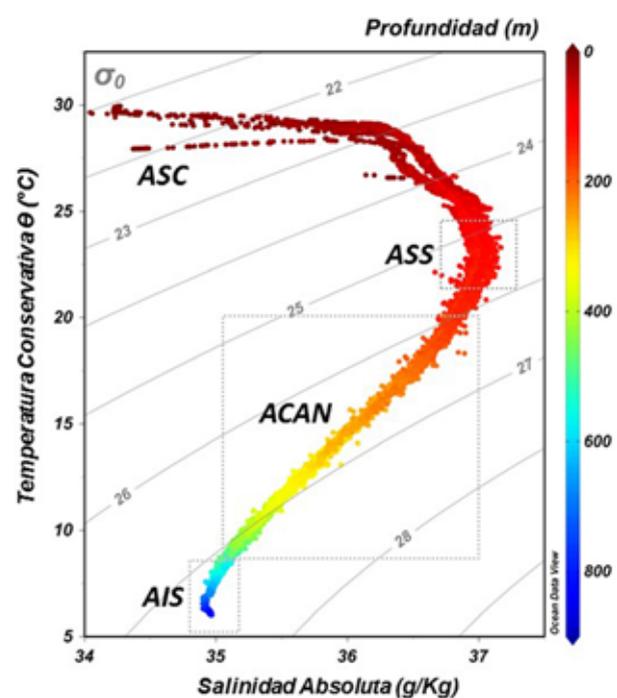


Figura 86. Diagrama T-S para la identificación de masas de agua en el margen continental entre el PNNCRSB y Bocas de Ceniza durante diciembre de 2009. Fuente de datos: INVEMAR, (2010).



Parque Nacional Natural Corales del Rosario y de San Bernardo. Foto tomada por Carlos Peña.

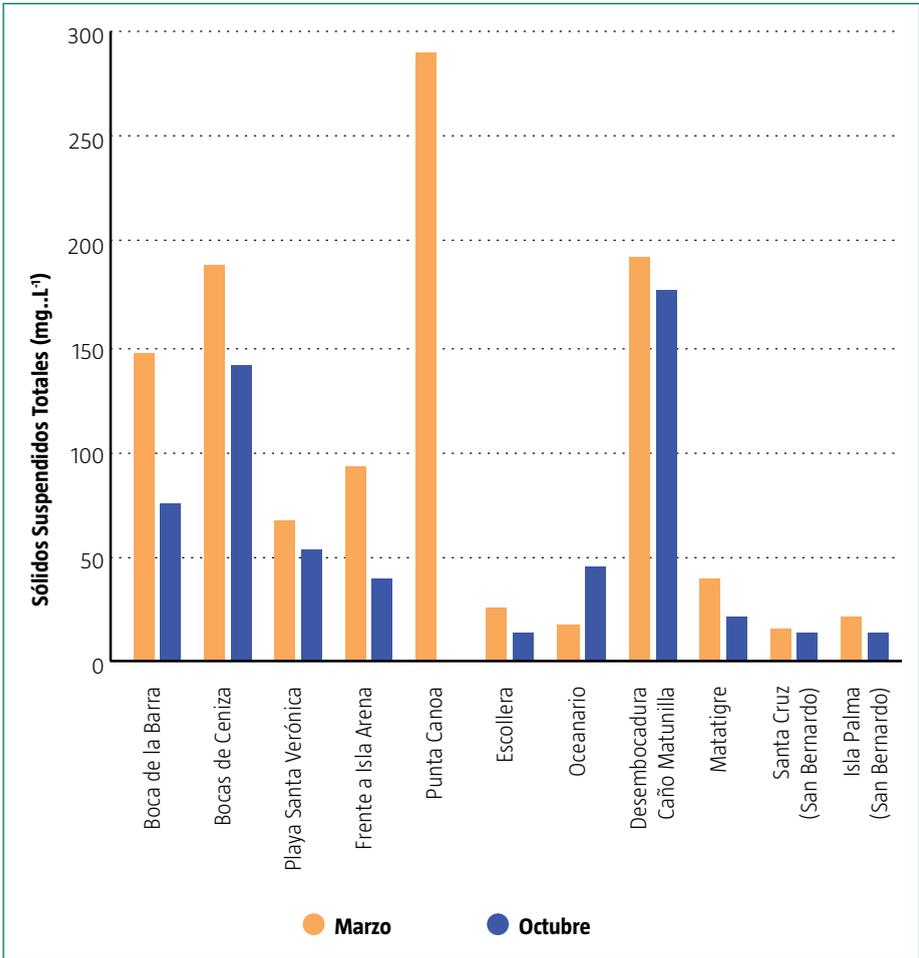
Figura 87. Sólidos suspendidos totales (SST) a lo largo del área de estudio. Fuente de datos: REDCAM (2001-2015).

Respuesta del vínculo río Magdalena-litoral centro Caribe colombiano a los factores naturales

La respuesta de la región de estudio a factores como viento, oleaje, precipitación y descargas de caudal, se ven reflejadas en el cambio de color del agua, cambios termohalinos, de Materia Orgánica Disuelta Coloreada (CDOM, por sus iniciales en inglés) y de nutrientes.

Los ríos son el principal mecanismo del transporte de sedimentos hacia las costas, ya sea como carga de fondo o como carga en suspensión, asociado a un proceso físico que genera turbulencia. Por tanto, la dinámica espacial y temporal de los Sólidos Suspendidos Totales (SST) en la región, está relacionada tanto a los procesos naturales de viento y oleaje, como a la actividad antrópica que se desarrolla cerca de la cuenca hídrica del río Magdalena (Molina *et al.*, 1996).

En el proyecto Red de Vigilancia para la Conservación y Protección de las Aguas Marinas y Costeras (REDCAM), que se efectúa de forma discontinua desde el año 2001 hasta la actualidad (Vivas-



Aguas *et al.*, 2013), se han registrado las mayores concentraciones de SST (99.7 mg.L⁻¹) durante el mes de marzo y las menores (59.19 mg.L⁻¹) durante el mes de octubre (Figura 87).

El aumento durante marzo, mes representativo de la época seca, sugiere que este comportamiento se encuentra ligado a la estacionalidad de los vientos y la energía del oleaje, más que al caudal y la precipitación.

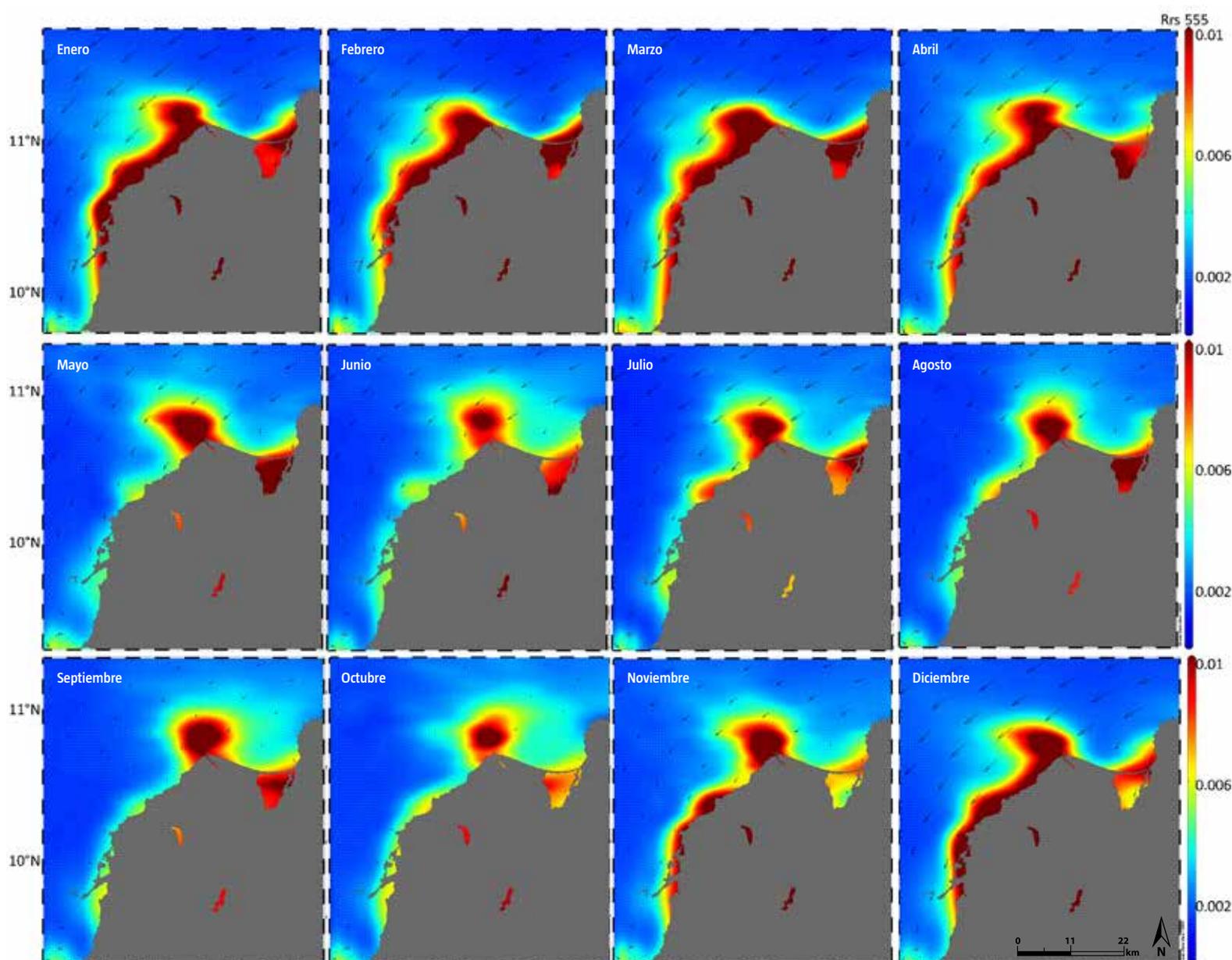
Lo anterior se reafirma con la dinámica espacial de los SST, que muestran mayor concentración en las estaciones desde PC hacia el norte (PC: 290.2 mg.L⁻¹), en comparación con el sector sur (Isla Palma-SB 21.7 mg.L⁻¹). El sector de punta Canoas no tiene datos en el mes de octubre. Sin embargo, el promedio de un par de datos del mes de noviembre (56.4 mg.L⁻¹), sugiere que allí también se presenta la mayor concentración en época seca.

De otro lado, se resalta la incidencia que tienen las descargas del río Magdalena sobre el sector de BC y la bahía de Barbacoas (desembocadura del caño Matunilla), que en el contexto ambiental se

direcciona a la conectividad entre el flujo del río Magdalena y los arrecifes de coral del PNNCRSB (Restrepo *et al.*, 2006; Restrepo y Alvarado, 2011; Moreno-Madriñán *et al.*, 2015; Higgins *et al.*, 2016). Estas investigaciones, han demostrado que pueden generarse importantes cambios en la cobertura de coral en relación con las descargas de agua y sedimentos desde el río que llegan a través del canal del Dique.

El color del agua en la zona costera, está asociado a la carga de sedimentos y a las características geológicas y oceanográficas de la zona (Delandmeter *et al.*, 2015). Con el uso de imágenes de Rrs555 del sensor MODIS, se aprecia que durante el mes climatológico de marzo, hay mayor extensión de la pluma de sedimentos desde el borde costero hacia el sector sur de la región (Figura 88); mientras que en el mes de octubre, incrementa la intensidad de la señal, mas no su extensión.

Figura 88. Variabilidad espacio-temporal de la banda 555 nm. Las flechas representan la magnitud y dirección del viento. Fuente de datos: sensor MODIS (2003-2015).



Estos resultados también reflejan que la extensión de la pluma de sedimentos, está asociada principalmente a los procesos físicos de resuspensión por vientos y oleaje que se intensifican en los primeros meses del año, más que a las descargas continentales.

Restrepo *et al.* (2016) sugieren que la pluma turbia expulsada desde la bahía de Cartagena -que se observa principalmente desde enero hasta abril, como respuesta a la mayor intensidad de los vientos Alisios y durante el periodo de julio a octubre, como respuesta a las altas descargas del río en la bahía Barbacoas-, llegan hasta el sector de islas del Rosario y afectan al ecosistema arrecifal allí establecido.

La pluma del río Magdalena no solo afecta el sector sur de la región de estudio; con datos *in situ* del proyecto *Dispersión de sedimentos mediante el estudio de la dinámica meteomarina en el sector isla de Salamanca-PNN Tayrona (departamento del Magdalena)*, el INVEMAR-GEO (2014), mostró resultados que sugieren la acción del río sobre el sector de la Barra de Salamanca (BS) y la Ciénaga Grande de Santa Marta (CGSM).

Las variables termohalinas para marzo y octubre del 2014, en un transecto de 9 estaciones oceanográficas (Figura 75), mostraron que la temperatura en superficie y columna fue menor durante marzo, debido a la influencia de los vientos del noreste (a partir de datos de vientos medidos



Pescador en la CGSM. Foto tomada por Marco Elías González.

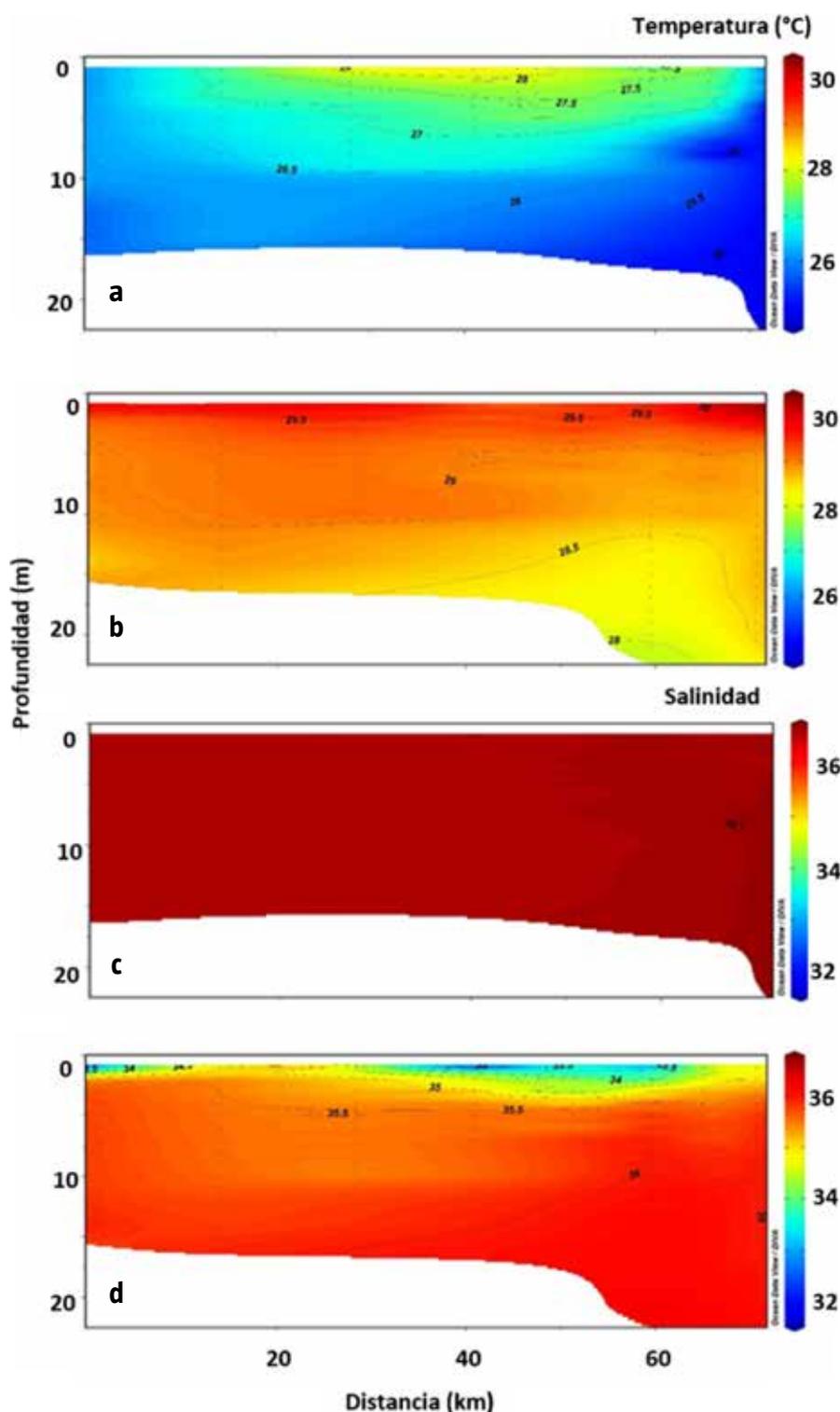


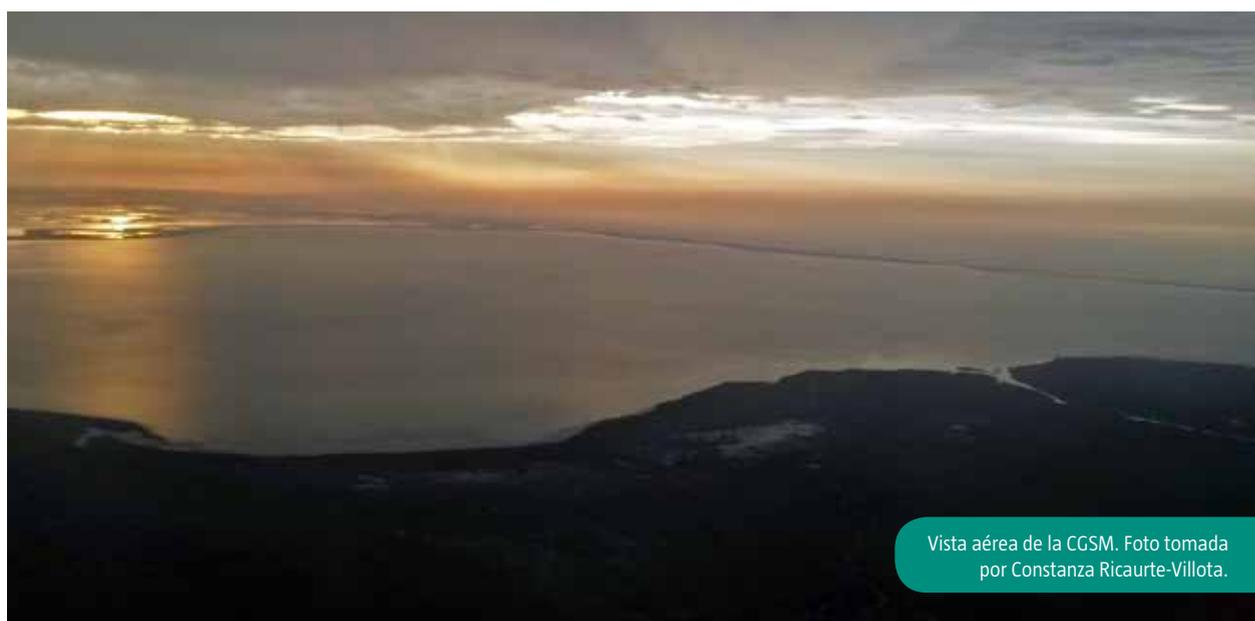
Figura 89. Distribución vertical de temperatura y salinidad a lo largo del transecto en la zona del golfo de Salamanca durante (a y c) marzo y (b y d) octubre de 2014. (INVEMAR-GEO, 2014).

in situ), fenómeno que genera un descenso de 3 °C en la columna (Figura 89a).

Durante el mes de octubre, se registró un descenso en la salinidad en las estaciones ubicadas cerca de la boca de la CGSM, relacionado con la influencia que tiene este sistema estuarino en época húmeda sobre la zona costera. Igualmente, se advirtió una disminución de la salinidad de 2 unidades en la zona oeste del transecto, probablemente asociada a la influencia de la pluma del río Magdalena (Figura 89).

Los aportes fluviales del río Magdalena, no solo influyen en el aporte sedimentos y la modificación termohalina del agua, sino también en la fertilización de las aguas (Restrepo *et al.*, 2013). Como el flujo de materiales que absorben la luz, aumenta en la costa en respuesta al incremento de las descargas, la reflectancia en la longitud de 412 nm, que se asocia con la absorción del CDOM, decrece cuanto menos luz exista en la columna.

A partir de datos de la banda 412 nm del sensor MODIS, que se relaciona con el CDOM y es producto de la descomposición de compuestos orgánicos, principalmente de origen vegetal, aportados por los ríos y la degradación del fitoplancton en el mar, se observan mayores valores de absorción por CDOM (menor R_{rs}) en el mes de marzo con respecto al mes de octubre (Figura 90 a y b). Los datos WOA09 para marzo, muestran valores altos de salinidad (Figura 3d) y bajos de silicatos (Figura 7d), cerca de la plataforma continental en comparación con el mes de octubre. En el mes



Vista aérea de la CGSM. Foto tomada por Constanza Ricaurte-Villota.

de octubre, la absorción por CDOM disminuye, así como la salinidad (Figura 3k), mientras que los silicatos aumentan en el Caribe colombiano (Figura 7k).

Es posible identificar que no hay comparación entre la extensión de la señal de reflexión por sedimentos de la banda 555 (Figura 88) y la de absorción del CDOM; de ahí se infiere que el CDOM es llevado más lejos de la boca del río (más extensión) por la acción de los vientos, en contraste a los sedimentos que no permiten una mayor extensión por su densidad (Salisbury *et al.*, 2001). Aspecto que hace evidente la influencia del río Magdalena hasta las Antillas Mayores, así como la fuerte asociación que existe entre la extensión con la magnitud del viento y el oleaje, lo mismo que la intensidad con las precipitaciones y la descarga del río.

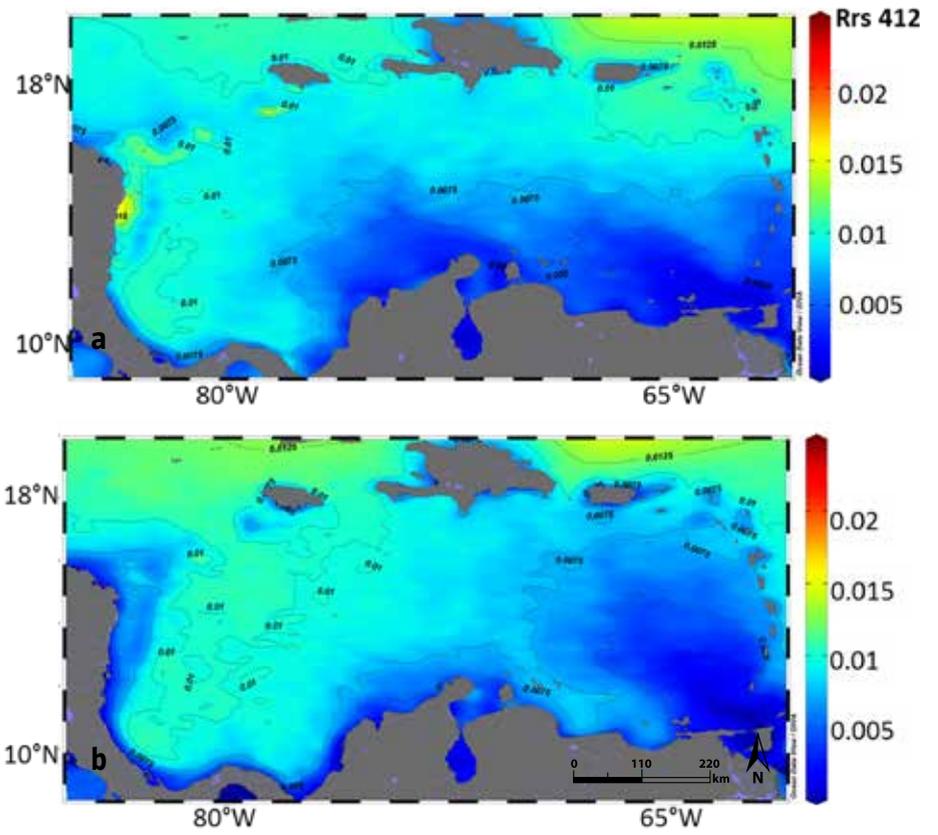


Figura 90. Rrs412 en marzo (a) y octubre (b). Fuente de datos: MODIS (2003-2015).



El Islote en el PNNCRSB.
Foto tomada por David Morales.

Referencias

- Bastidas-Salamanca, M., O. Artal-Arreita y C. Ricaurte-Villota. 2015. Simulación de la circulación y estructura térmica en el Caribe colombiano. XVI Congreso Latinoamericano de ciencias del Mar COLACMAR y XVI Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar SENALMAR, Santa Marta, Colombia. Libro de Resúmenes. 575 p.
- Bernal, G., G., Poveda, P., Roldán, y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- Brenes-Rodríguez, C. L. y R. Benavides-Morera. 2015. Características termohalinas de las aguas costeras del Caribe sur de Costa Rica. *Revista Ciencias Marinas y Costeras* 7: 27-41.
- Delandmeter, P., S.E., Lewis, J., Lambrechts, E., Deleersnijder, V., Legat y E., Wolanski 2015. The transport and fate of riverine fine sediment exported to a semi-open system. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 167: 336-346.
- Departamento Nacional de Planeación-DNP. 2011. Impactos y respuestas a la ola invernal 2010-2011, Fecha de consulta: mayo de 2016, Disponible en: <http://https://www.dnp.gov.co/>
- Emery, W.J. 2001. Water types and water masses, *Encyclopedia of ocean sciences*, 6: 3179-3187.
- Emery, W.J. y J. Meincke. 1986. Global water masses-summary and review. *Oceanológica Acta* 9(4): 383-391.
- Giraldo, L. O. 1994. Análisis de masas de agua y control de calidad de la información oceanográfica, *Boletín Científico CIOH*, 15: 17-38.
- Hernández-Guerra A. y T. M. Joyce. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66 W, *Geophysical research letters*, 27(21): 3497-3500.
- Higgins, A., J. C. Restrepo, J.C. Ortiz, J. Pierini y L. Otero. 2016. Suspended sediment transport in the Magdalena River (Colombia, South America): Hydrologic regime, rating parameters and effective discharge variability. *International Journal of Sediment Research* 31(1): 25-35.
- INVEMAR. 2010. Biodiversidad del margen continental del Caribe colombiano, Serie de Publicaciones Especiales, INVEMAR No. 20. 458 p.
- INVEMAR-GEO. 2013. Caracterización geológica, geomorfológica y oceanográfica del Parque Nacional Natural Corales del Rosario y San Bernardo (PNNCRSB), Caribe colombiano, con énfasis en los procesos de erosión y sedimentación-Fase II. Informe Técnico Final. Programa de Geociencias Marinas y Costeras. 113 p.
- INVEMAR-CARDIQUE. 2014. Plan de ordenación y manejo integrado de la zona costera de la Unidad Ambiental Costera río Magdalena complejo Canal del Dique-Sistema Lagunar Ciénaga Grande de Santa Marta, sector departamento de Bolívar. Informe Final.
- INVEMAR-GEO. 2014. Dispersión de sedimentos mediante el estudio de la dinámica meteomarina en el sector Isla Salamanca-PNN Tayrona (Departamento del Magdalena), Informe técnico final. Actividad GEO-BPIN INVEMAR. Santa Marta. 60 p.
- Mancera, J., G. Pinto y S. Vilardy. 2013. Patrones de distribución estacional de masas de agua en la bahía de Santa Marta, Caribe Colombiano: Importancia relativa del Upwelling y Outwelling, *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras* 42(2): 329-360.
- Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay y K. Mitchell. 2006. North American regional reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* 87: 343-360.
- Milliman, J.D, K.L., Farnsworth, P.D., Jones, K.H., Xu, y L. C. Smithoki. 2008. Climatic and anthropogenic factor saffecting river discharge to the global ocean, 1951-2000, *Global Planet Change*, 62: 187-194.
- Molina, A., A., Pelgrain, J., Suzunaga, y L., Giraldo. 1996. Comportamiento de la dinámica marina en el sector costero entre Galerazamba y Cartagena. *Boletín Científico CIOH* No. 17: 73-78.
- Moreno-Madriñán, M.J., D.L., Rickman, I., Ogashawara, D.E., Irwin, J., Ye, y M.Z. Al-Hamdan. 2015. Using remote sensing to monitor the influence of river discharge on watershed outlets and adjacent coral reefs: Magdalena River and Rosario Islands, Colombia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 38: 204-215.
- Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte. 2012. Generación de regímenes de oleaje medios y extremales en el Caribe Colombiano. Informe final. Programa de investigación Análisis y Valoración de los procesos erosivos en la Costa continental e Insular del Caribe Colombiano. Convenio Especial de Cooperación 153 entre el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR), el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) y la Gobernación del Magdalena. 52 p.
- Poveda, G., M. Gil y N. Quiceno. 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bull. Inst. fr. études andines* 27(3): 721-731.
- Poveda, G. y O. J. Mesa. 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): enhanced ocean land atmosphere interaction by a low level jet. *Geophysical Research Letters* 27(11): 1675- 1678.
- Restrepo J. D. y B., Kjerfve. 2004. The Pacific and Caribbean rivers of Colombia: water discharge, sediment transport and dissolved loads, En: 169-187. Lacerda L., Santelli R., Duursma E., Abrao J. (Ed.), *Environmental geochemistry in tropical and subtropical environments*. Springer Verlag. Berlín. 169-187 pp.

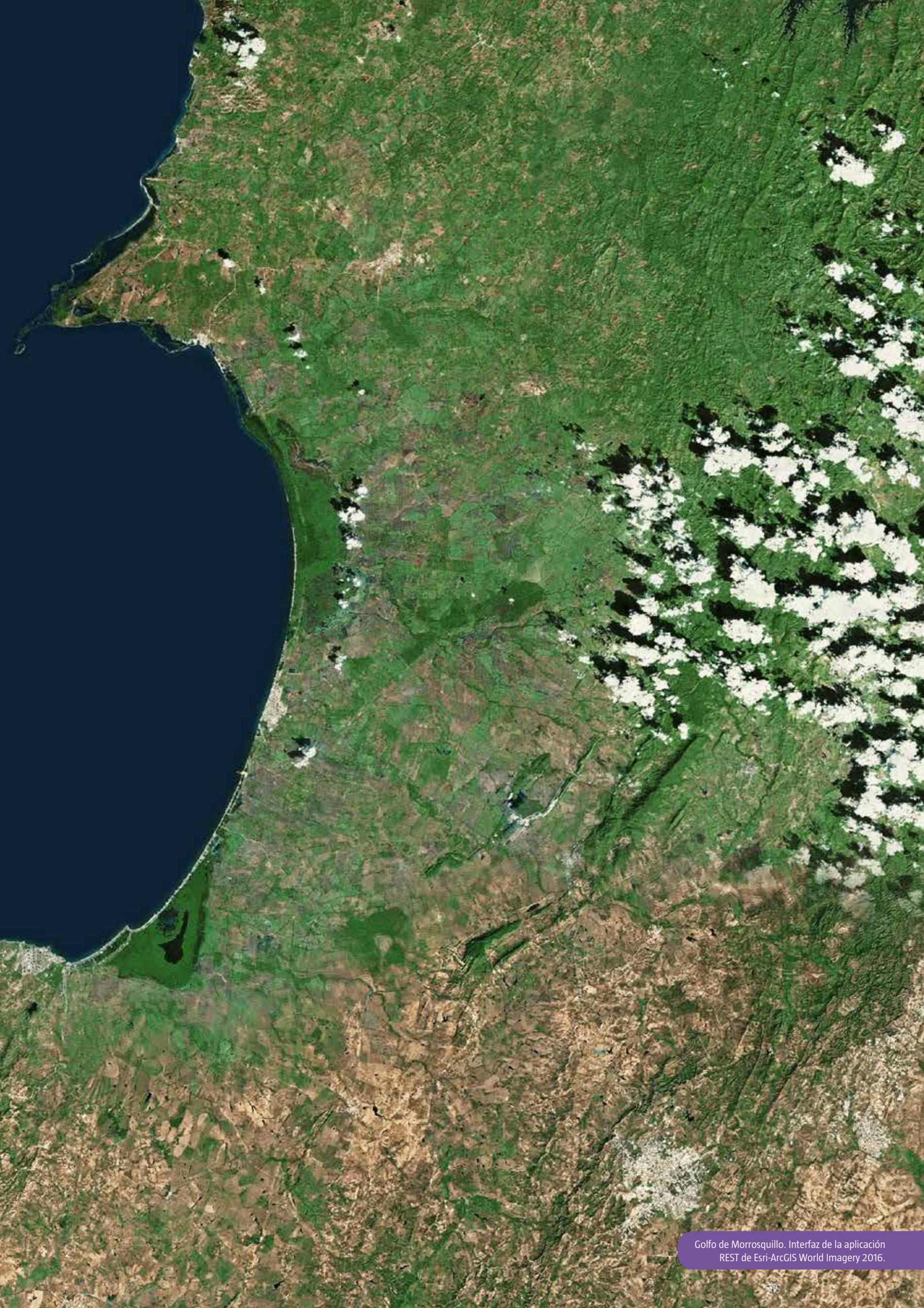
- Restrepo, J.C., D., Franco, J., Escobar, I. D., Correa, L., Otero y J., Gutiérrez. 2013. bahía de Cartagena (Colombia): distribución de sedimentos superficiales y ambientes sedimentarios. *Latinamerican Journal of Aquatic Research* 41(1): 99-112.
- Restrepo, J.D. 2015. El impacto de la deforestación en la erosión de la cuenca del río Magdalena (1980-2010). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 39(151): 250-267.
- Restrepo, J.D., E., Park, S., Aquino, y E. M. Latrubesse. 2016. Coral reefs chronically exposed to river sediment plumes in the southwestern Caribbean: Rosario Islands, Colombia. *Science of the Total Environment* 553: 316-329.
- Restrepo, J.D., P., Zapata, J. M., Díaz, J., Garzón, E. y C.B. García. 2006. Fluvial fluxes into the Caribbean Sea and their impact on coastal ecosystems: the Magdalena River, Colombia. *Glob. Planet. Chang.* 50 (1): 33-49.
- Restrepo, J. y E. Alvarado. 2011. Los sedimentos del río Magdalena y su impacto sobre los arrecifes coralinos de islas del Rosario: Una prioridad de investigación nacional. En: Zarza-González, E (editor). *El entorno ambiental del Parque Nacional Natural Corales del Rosario y de San Bernardo*. Colombia. Quito Publicidad. 78-91. pp
- Restrepo, J.D. y S. López. 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 1-21.
- Restrepo, J.C., J.C., Ortíz, L. Otero-Díaz y S.R. Ospino. 2015. Transporte de sedimentos en suspensión en los principales ríos del Caribe colombiano: magnitud, tendencias y variabilidad, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 39(153): 527-546.
- Salisbury, J., J. Campbell, L. Meeker y C. Vörösmarty. 2001. Ocean color and river data reveal fluvial influence in coastal waters. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82 (20): 221-227.
- Stewart, R. H. 2008. *Introduction to physical oceanography*, department of Oceanography, Texas A y M University, 353.
- Vivas-Aguas, L., J. Sánchez, J. Betancourt, M. Quintero, Y. Moreno, C. Santana, I. Cuadrado, K. Ibarra, M. Ríos, P. Obando y D. Sánchez. 2014. Diagnóstico y evaluación de la calidad de las aguas Marinas y costeras del Caribe y Pacífico colombianos, Serie de Publicaciones Periódicas del INVEMAR No 4 (2014), Red de vigilancia para la conservación y protección de las aguas marinas y costeras de Colombia (REDCAM). Informe técnico 2013. INVEMAR. Santa Marta, 314 p.

Capítulo 8

Región 7: golfo de Morrosquillo

Martha Bastidas Salamanca y
Andrés Ordóñez Zúñiga





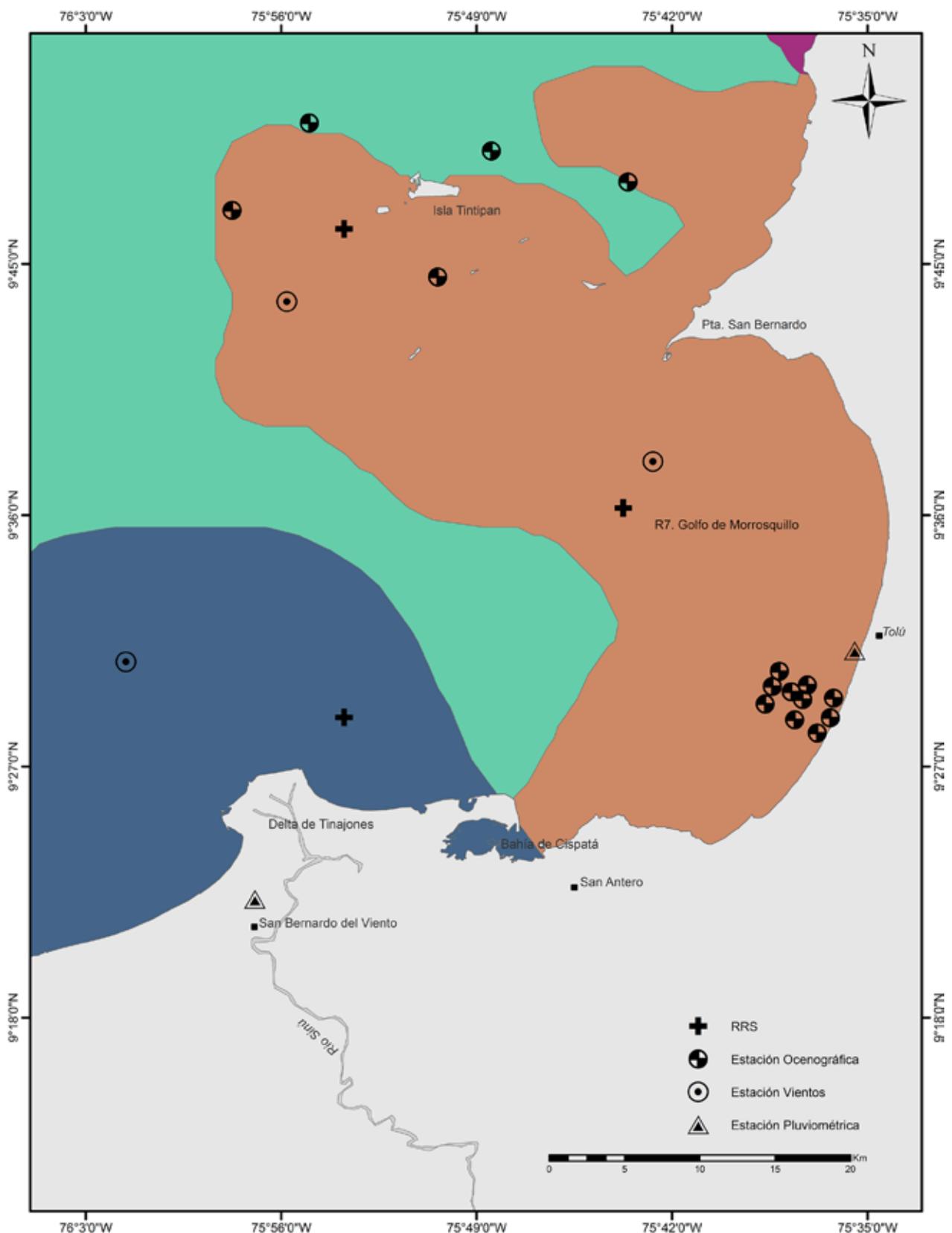
Generalidades

El golfo de Morrosquillo, localizado en el departamento de Sucre (Figura 91), es un sistema costero que experimenta una moderada a baja energía de oleaje y un rango micromareal, el cual ha sido afectado por severos procesos de erosión costera y cambios morfológicos a lo largo del tiempo (MADS-INVEMAR, 2013). En esta zona, las alturas de ola son inferiores a las presentadas en otras partes del Caribe colombiano, como la zona

norte o insular y los eventos extremos de oleaje son generados principalmente por frentes fríos (Otero *et al.* 2016).

En él se desarrollan actividades socioeconómicas asociadas con los puertos ubicados a lo largo del mismo, como PesTolú (pesquerías), Tolú (cemento) y la terminal petrolera TLU. También se desarrollan la pesca artesanal y la ganadería rural. Presenta playas turísticas, ubicadas principalmente en el costado sur, cerca del municipio de Tolú.

Figura 91. Ubicación del golfo de Morrosquillo y fuentes de información.





Atardecer en Tolú (golfo de Morrosquillo).
Foto tomada por Martha Bastidas.

Adicionalmente, el golfo tiene una importancia ecológica y ambiental debido a los ecosistemas marinos que allí se presentan.

Actualmente, en el área se encuentran instalados dos arrecifes artificiales y se ha documentado su impacto sobre la pesca artesanal (Delgadillo y García, 2009). De otro lado, hacia su costado sur, se encuentra la bahía de Cispatá, donde las formaciones de manglar del sistema lagunar son consideradas, por su extensión y conservación, las más importantes del Caribe colombiano (Sánchez-Páez *et al.*, 2005).

Aunque en la zona costera no desembocan grandes ríos, existen diversos caños y arroyos (Zaragocilla, Guacamayo, Alegría, Guainí, Pechelín y Villeros) que circulan por áreas de ganadería intensiva y áreas urbanas. Estos reciben aguas residuales y residuos sólidos que son descargados en el golfo de Morrosquillo (Garcés-Ordóñez *et al.* 2016).

En cuanto a variabilidad hidrológica, Ruiz-Ochoa *et al.* (2008) documentaron que los caudales de la cuenca alta del río Sinú, aportan más de la mitad del total y muestran disminución con El Niño y aumento con La Niña. El verano es marcado en la cuenca alta en el mes de agosto, mas no en la baja, que presenta un ciclo unimodal. Las inundaciones en el sistema lagunar de Cispatá

están relacionadas con los mares de leva y las épocas húmedas fuertes cuando el río se desborda e inunda la llanura costera y las planicies aluviales (Posada-Posada *et al.*, 2004).

De acuerdo con MADS-INVEMAR (2013), esta zona se desarrolla bajo las siguientes condiciones físicas: 1) déficits en los aportes fluviales de agua y sedimentos; 2) condiciones bajas-intermedias de energía del oleaje; 3) ocurrencia de mareas meteorológicas de gran intensidad; 4) rango micromareal y 5) permanente intervención antrópica sobre el sistema físico-litoral (Serrano, 2004; Restrepo y López, 2008). Además, debido a su ubicación en la zona de interacción de los cinturones de San Jacinto y Sinú, esta zona litoral está expuesta a la ocurrencia de diapirismo de lodos y procesos de subsidencia diferencial.

A partir de la regionalización descrita en el Capítulo 1, se encontró que la región golfo de Morrosquillo, exhibió un comportamiento particular en el ciclo anual, con alta variabilidad espacial tanto positiva como negativa a lo largo de año. Debido a su configuración topográfica de golfo, presenta una zona expuesta y otra protegida debido a la presencia de punta San Bernardo al norte; lo cual explica que estudios previos han evidenciado un gradiente en la TSM, así como, en la magnitud del oleaje al interior del mismo (MADS-INVEMAR, 2013).

La variabilidad climática e hidrológica del golfo (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2008), así como las transformaciones morfodinámicas que ha experimentado el delta de Tinajones a lo largo del tiempo, evidenciadas en la evolución de su línea de costa (INVEMAR-GEO, 2015), permiten reconocerlo como un sistema altamente dinámico y con un elevado deterioro en sus playas (Gómez-Cubillos *et al.*, 2014). De acuerdo con el diagnóstico realizado por Deltares (2013), la erosión costera en el golfo de Morrosquillo está asociada con:

- Obras de defensa mal planeadas.
- Cambios en el uso de suelo y construcción de infraestructura.
- Destrucción del ecosistema de manglar por edificios, asociados principalmente al turismo.
- Minería de arena.

La interacción de los fenómenos naturales con una desacertada intervención humana, ha puesto en riesgo los asentamientos humanos y los ecosistemas costeros existentes. Estudios realizados del fenómeno erosivo y sus posibles soluciones desde una perspectiva de *building with nature*, han identificado como posibles alternativas (Deltares, 2013):

- Rediseño de las obras duras de protección costera.
- Rellenos de arena para mejoramiento de playas.
- Protección de los manglares en el área de Berruga por restauración del régimen hidrológico y salino.
- Restauración de una porción del transporte de sedimentos con rellenos artificiales de arena.



Atardecer en Tintipán (islas de San Bernardo).
Archivo fotográfico Programa GEO.

Contexto climático y oceanográfico

Las rosas de vientos, generadas a partir de datos NARR para las épocas climáticas seca (diciembre-abril) y húmeda (mayo-noviembre), muestran que las mayores magnitudes se presentan en la época seca, cuyas direcciones más frecuentes son las provenientes del nor-noroeste con 60% seguidas de direcciones provenientes del oeste (Figura 92a).

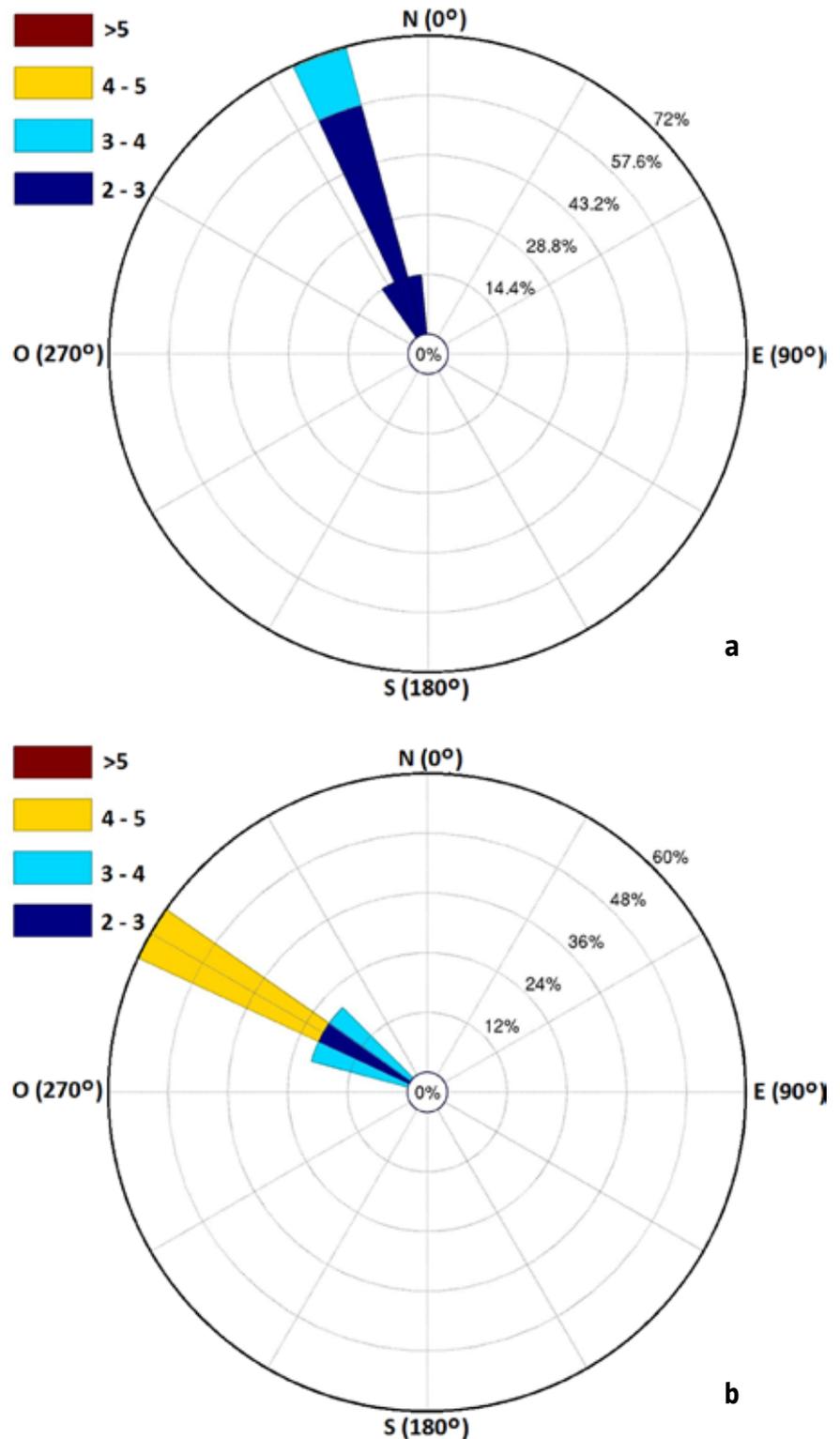
Para la época húmeda, los vientos se hacen más oeste y menos norte, domina la procedencia del oeste-noroeste con un porcentaje de 43% (Figura 92b), dato que concuerda con la climatología presentada en el Capítulo 1, donde los vientos pasan de ser noreste a noroeste para los departamentos de Bolívar (a la altura de punta Canoas), Sucre, Córdoba y Antioquia.

Para el golfo de Morrosquillo en general, las direcciones dominantes se ubican en el cuarto cuadrante (direcciones de procedencia entre 270° y 360°) a lo largo del año. Este comportamiento concuerda con el presentado por INCOSTAS (2011), a partir de datos horarios de una estación meteorológica instalada en el municipio de Tolú.

El ciclo anual del régimen de precipitación, en el municipio de Tolú, derivado de datos de la estación meteorológica del IDEAM, es monomodal (Figura 93), presenta un periodo seco y otro lluvioso bien diferenciados durante el transcurso del año, pero no es evidente la presencia del veranillo, que ocasiona descensos en las precipitaciones en otras zonas costeras del Caribe.

El acumulado promedio anual es 1355 mm; durante el periodo seco se acumulan 126 mm, siendo enero el mes de menor precipitación. La lluvia acumulada durante este periodo, representa menos del 10 % del acumulado anual. El periodo lluvioso se observa entre los meses de mayo a noviembre, con un acumulado de 1229 mm durante todo el periodo y se identifica octubre, como el mes de mayor precipitación.

Está documentado que, a lo largo de toda la costa Caribe, el mes más lluvioso del año es octubre y los más secos son febrero y marzo. Sin embargo, hay una variación espacial importante de este parámetro; por ejemplo, la zona suroeste, más

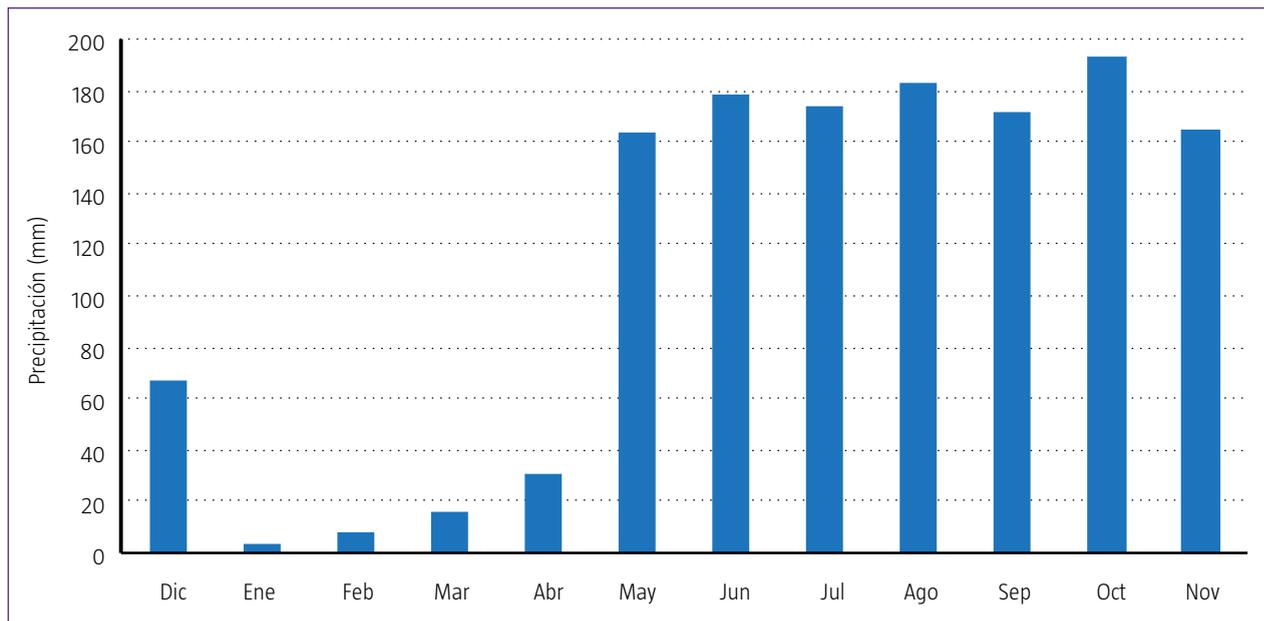


cerca latitudinalmente del chorro del Chocó, es una región muy húmeda (Bernal *et al.*, 2006), aspecto que ya fue mencionado en el Capítulo 1, donde las estaciones de Arboletes y Acandí exhibieron los mayores acumulados con respecto a las del norte.

La dinámica marina de la región se encuentra modulada por los vientos, la topografía del fondo marino y la conformación de las costas. Para la zona específica del golfo de Morrosquillo, Molina *et al.* (1994) mencionan que durante la época seca, el flujo proveniente del norte experimenta una bifurcación en las islas de San Bernardo, donde uno de sus ramales penetra el golfo y el otro sigue

Figura 92. Rosa de vientos en el golfo de Morrosquillo durante las épocas: (a) seca: diciembre a abril y (b) húmeda: mayo a noviembre. Fuente de datos: NARR (1979-2015).

Figura 93. Ciclo anual (diciembre-noviembre) de la precipitación acumulada en el municipio de Tolú. Fuente de datos: IDEAM.

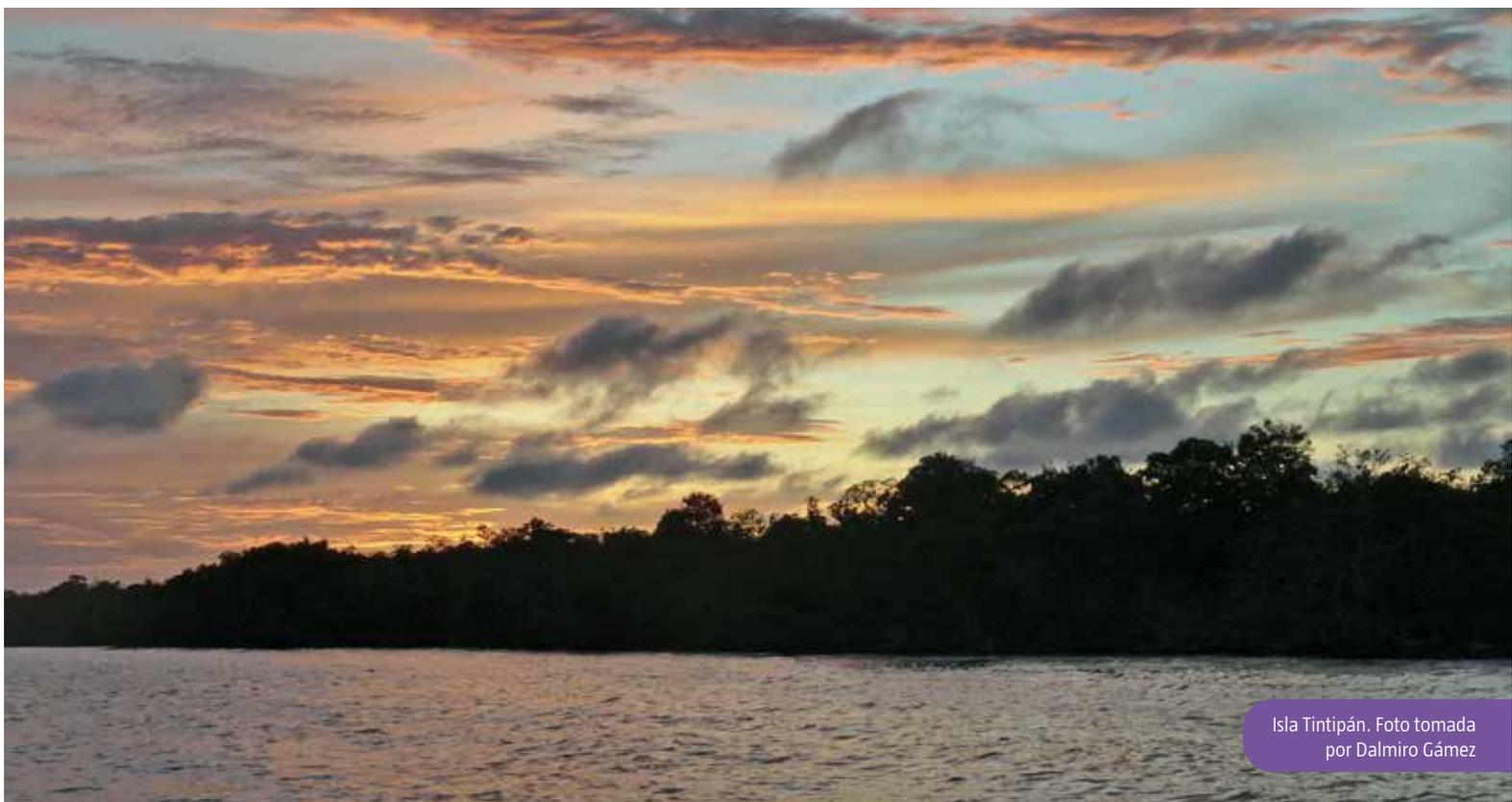


en dirección sur. Este segundo ramal, se bifurca nuevamente al encontrarse con el delta del río Sinú y uno de sus brazos toma dirección este, hacia el golfo. A la altura de Tolú, el encuentro de los dos ramales que penetran el golfo ocasiona una corriente perpendicular a la costa tipo *rip current*.

Estudios realizados para facilidades portuarias en el golfo, muestran escenarios de propagación de oleaje considerando vientos provenientes de diferentes direcciones (INCOSTAS, 2011). Para las más probables, es decir, las provenientes del norte, se observa la forma en que punta San Bernardo actúa como punto de difracción, lo cual genera

una zona de sombra y de menores alturas del oleaje. Lo anterior, sumado a las variaciones de la pluma en el delta del Sinú (Sierra-Correa y Gómina Eds., 2000), ayudan a explicar la dinámica anual de la zona obtenida en la regionalización.

En el Caribe colombiano, los menores valores de TSM se observan durante la época seca, debido a que los vientos Alisios son más intensos. Durante la época húmeda, la TSM se incrementa, especialmente hacia la costa, debido a la disminución del régimen de vientos y al aumento de agua dulce aportada por los ríos (Poveda 2004; Ruiz-Ochoa 2011).



Isla Tintipán. Foto tomada por Dalmiro Gámez

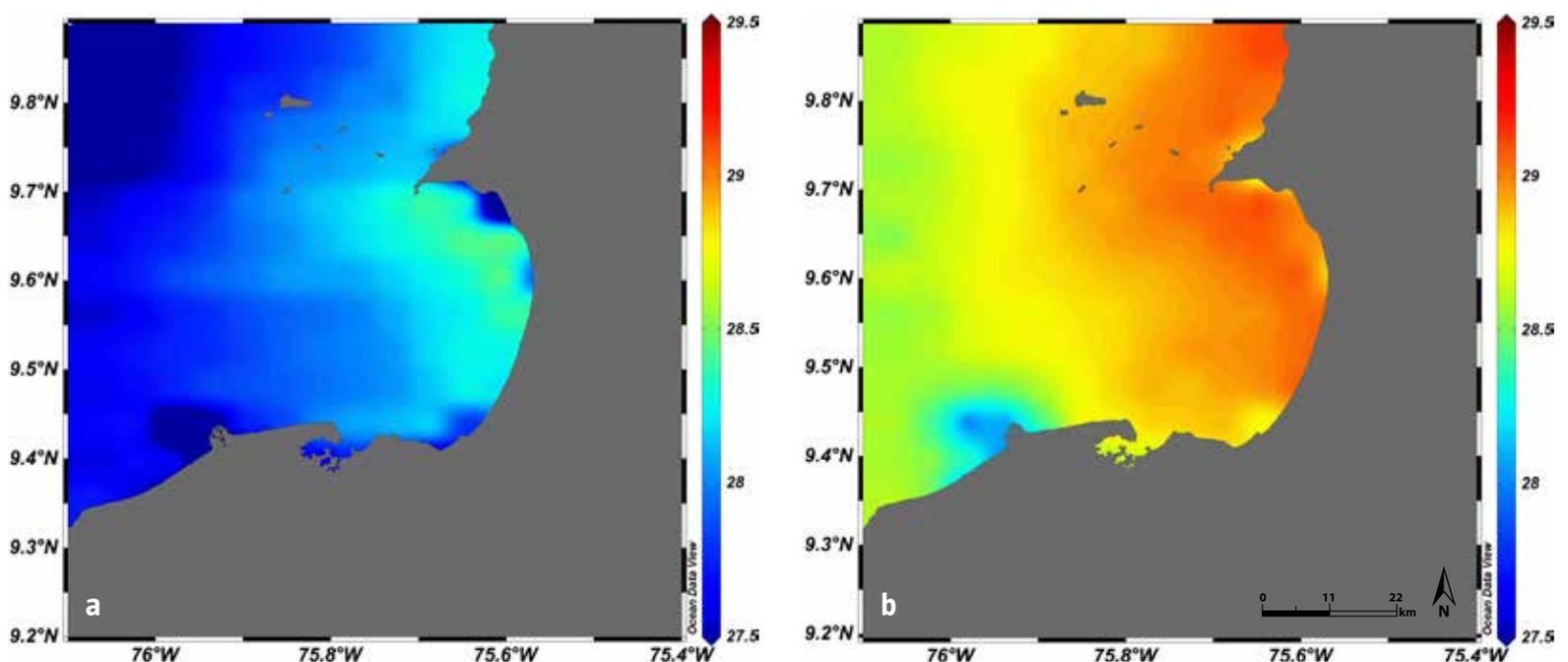


En el estudio realizado por Bolaño *et al.* (2015), se identifican tres épocas climáticas (seca, transición y húmeda). A partir del uso de imágenes MODIS, describen la TSM para el golfo y encuentran una diferencia entre transición y húmeda de 0.1 °C, así como una distribución espacial muy similar; lo que desdibuja la existencia de la época de transición. Estos resultados refuerzan la importancia de analizar otras variables obtenidas remotamente, puesto que, en zonas con bajos gradientes de TSM, pueden no advertirse

cambios debidos a otras fuentes de variabilidad, como descargas fluviales o incidencia desigual de los vientos.

A partir de la climatología MODIS y con base en la caracterización climática presentada anteriormente, es posible advertir que la TSM al interior del golfo oscila entre los 28 y los 29.5 °C y presenta un gradiente con menores valores al sur, de tal manera que la parte abrigada del golfo exhibe las mayores temperaturas (Figura 94).

Figura 94. Temperatura superficial del mar en el golfo de Morrosquillo durante las épocas: (a) seca: diciembre a abril y (b) húmeda: mayo a noviembre. Fuente de datos: MODIS 2002-2015.

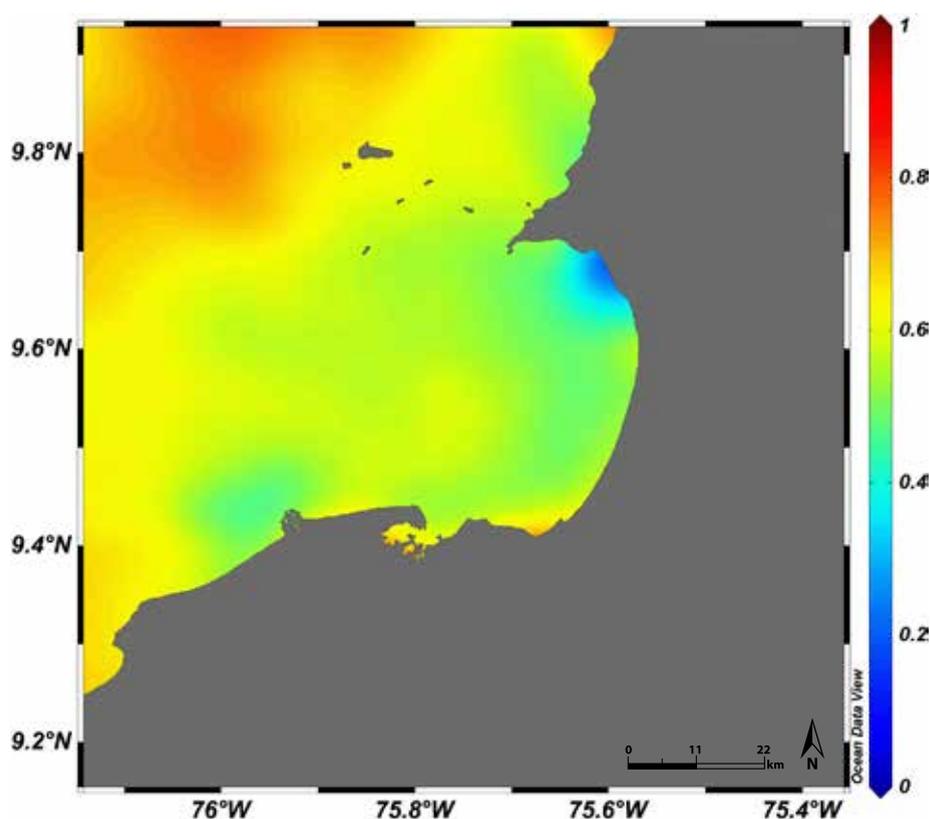


Morrosquillo: gradientes atmosféricos e implicaciones en la dinámica del golfo

Teniendo en cuenta la configuración morfológica de golfo, la ausencia de un gradiente de TSM marcado al interior del mismo y la variabilidad del SEOF1 en la regionalización, se optó por realizar un análisis climático y oceanográfico más detallado, abarcando un área de estudio mayor. Para ello se realizaron comparaciones en tres puntos alrededor del golfo: 1) ISB: ubicado al norte, en islas de San Bernardo, 2) CGM: ubicado en el centro del golfo y 3) CIS: ubicado al sur, frente a Cispotá; sobre los cuales se extrajeron las series de vientos NARR y se calcularon los ciclos anuales. Adicionalmente, se describió la precipitación acumulada mensual en la estación IDEAM ubicada en San Bernardo del Viento (SBdV), como representativa de CIS y fue comparada con la de Tolú, representativa de CGM (Figura 95).

A nivel oceanográfico y a partir de imágenes mensuales MODIS, fue calculada la desviación estándar (DE) anual de la TSM, así como los ciclos anuales de Rrs443 y Rrs555. La DE de la TSM revela que el sector protegido del golfo presenta la menor variabilidad anual, mientras que el sector expuesto presenta la mayor (Figura 95).

Figura 95. Desviación estándar anual de la TSM. Fuente de datos: MODIS 2002-2015.



Perfilador marino tipo CTDO a flor de agua. Foto tomada por Martha Bastidas.

Este comportamiento refuerza el hecho de que la configuración morfológica del golfo, condiciona ambientes oceanográficos diferentes.

Finalmente, empleando los datos de temperatura (T), salinidad (S) y oxígeno disuelto (OD) obtenidos en noviembre de 2013 en las islas de San Bernardo (INVEMAR-GEO, 2013) y al interior del golfo de Morrosquillo, frente a Tolú (Bolaño *et al.*, 2015), se compararon los perfiles oceanográficos hasta 15 m a partir de la realización de diagramas TS y perfiles de OD.

Los ciclos anuales de los vectores de viento en los tres sectores, permitieron identificar dos épocas con fuertes cambios en la dirección: diciembre-abril y mayo-noviembre (Figura 96), así como un gradiente de vientos en sentido norte-sur, con mayores magnitudes al norte (ISB). Esto explica el patrón de circulación descrito en MADS-INVEMAR (2013), con mayores corrientes en ISB en el periodo diciembre-abril.

Adicionalmente, se identifica un desfase en el cambio de dirección: la tendencia hacia el este empieza primero en el interior del golfo (CGM), lo

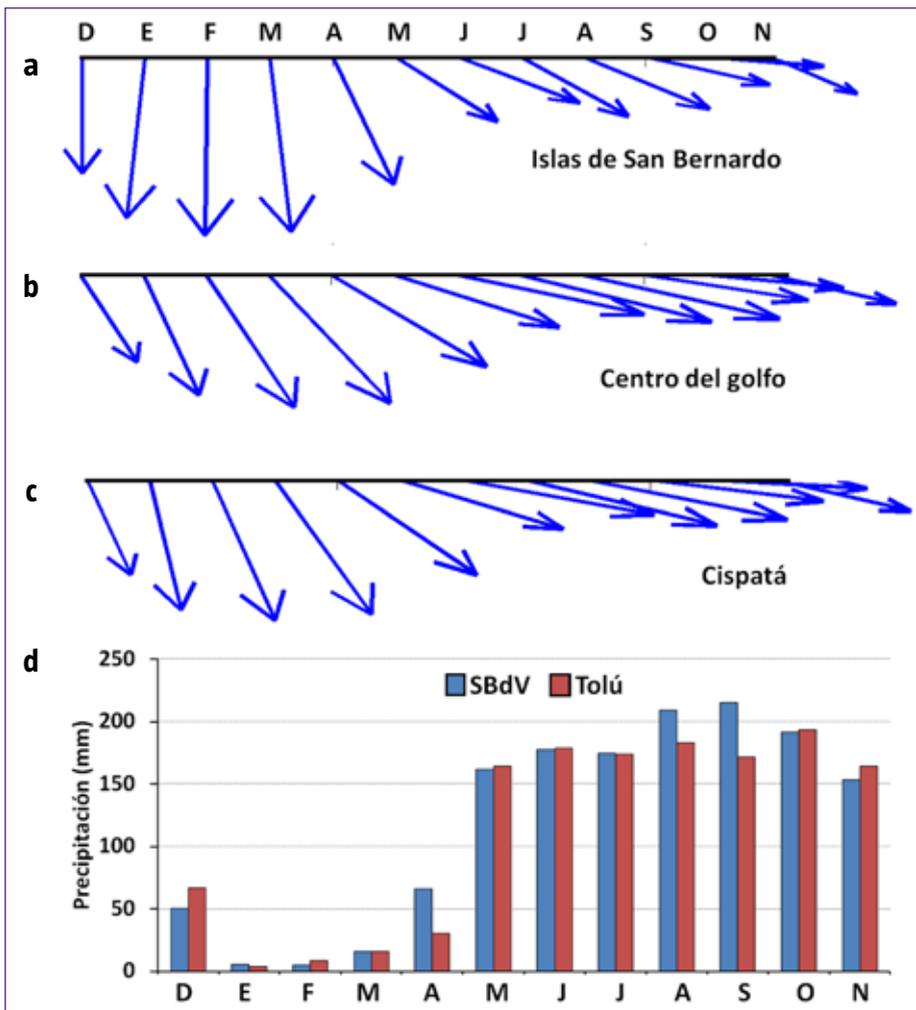


Figura 96. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b) y CIS (c) del golfo de Morrosquillo y ciclo anual de la precipitación en Cispatá y Tolú (d).

cual se asocia a la difracción que ocurre en punta San Bernardo. Este comportamiento de difracción, también es advertido en las propagaciones de oleaje presentadas en Lonin (2002) e INCOSTAS (2011).

En cuanto a la precipitación, se advierte un patrón monomodal que identifica de nuevo a los meses de diciembre y mayo como de fuertes cambios. El acumulado anual es mayor al sur, en la estación

de SBdV, evidenciando el gradiente en los valores de precipitación ya descrito en el Capítulo 1. Estos resultados concuerdan con los presentados en Ruiz-Ochoa *et al.* (2008), quienes describen que el caudal que llega al sistema lagunar de Cispatá, presenta un ciclo monomodal.

A nivel oceanográfico, a partir de datos *in situ* tomados en noviembre de 2013, el análisis



Playa en el golfo de Morrosquillo. Foto tomada por Martha Bastidas.

de los perfiles TS reveló que durante el mes monitoreado, hubo diferencias en las variables: se presentaron menores temperaturas y mayores salinidades en ISB (Figura 97a) con respecto al CGM (Figura 97b).

Al promediar los perfiles hasta los 15 m, se obtuvo para ISB un valor de temperatura de 29.64 ± 0.10 °C y para el CGM un valor de 29.68 ± 0.16 °C; mientras que para la salinidad, ISB fue 33.71 ± 1.02 y CGM fue 31.22 ± 1.39 . Estos resultados obtenidos para noviembre de 2013, refuerzan el hecho de que se presenta un gradiente en las variables físicas en el golfo de Morrosquillo, no solo a nivel superficial, sino también en columna. Con respecto a los perfiles de OD, estos no presentaron diferencias

evidentes entre sí; al promediarlos en columna, ISB obtuvo un valor de 5.65 ± 0.43 mg/l (Figura 98a), mientras que CGM presentó un promedio de 5.75 ± 0.72 mg/l (Figura 98b).

Al evaluar la Rrs443 en los tres sectores seleccionados, se encontró un comportamiento estacional con mayores valores de diciembre a abril, que concuerda con la época de mayores vientos (Figura 99 a, b, c). De mayo a noviembre los valores de Rrs433 disminuyen, lo cual puede ser asociado a una mayor señal de absorción por pigmentos del fitoplancton (Figura 99d). Este comportamiento puede atribuirse a la fertilización generada por las descargas continentales, propias de la época húmeda.

Figura 97. Diagramas TS en ISB (a) y en CGM (b) durante noviembre de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013), Bolaño *et al.* (2015).

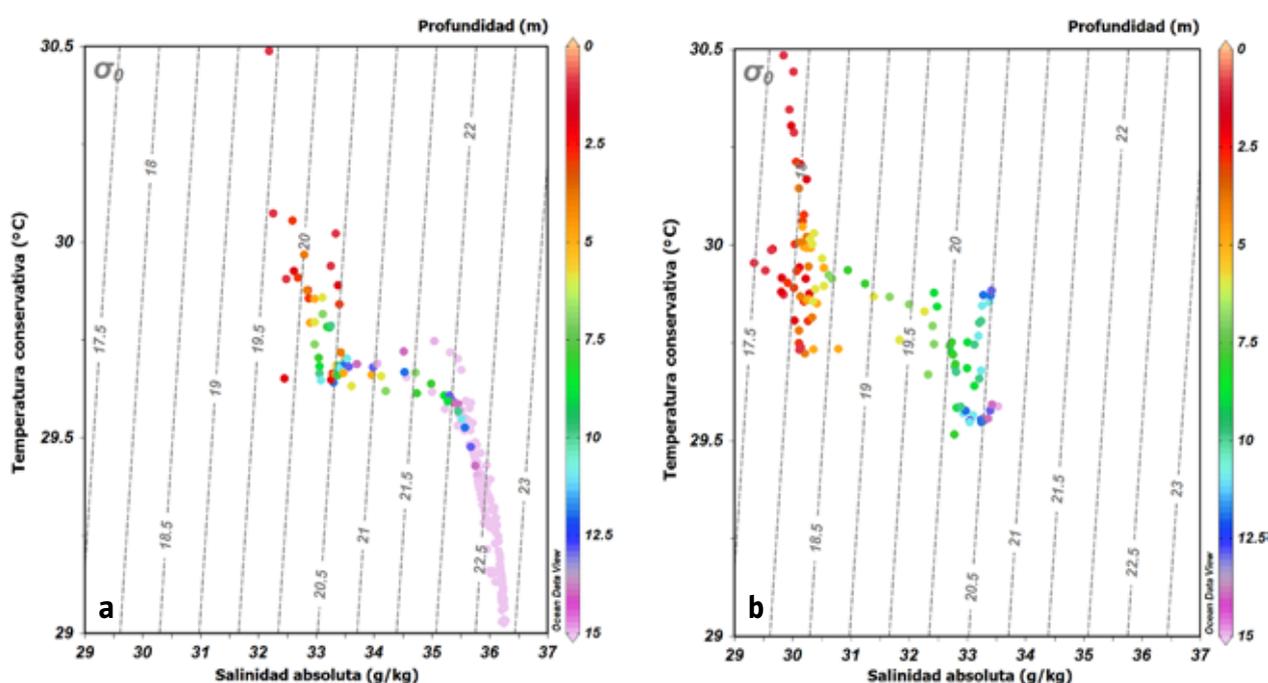
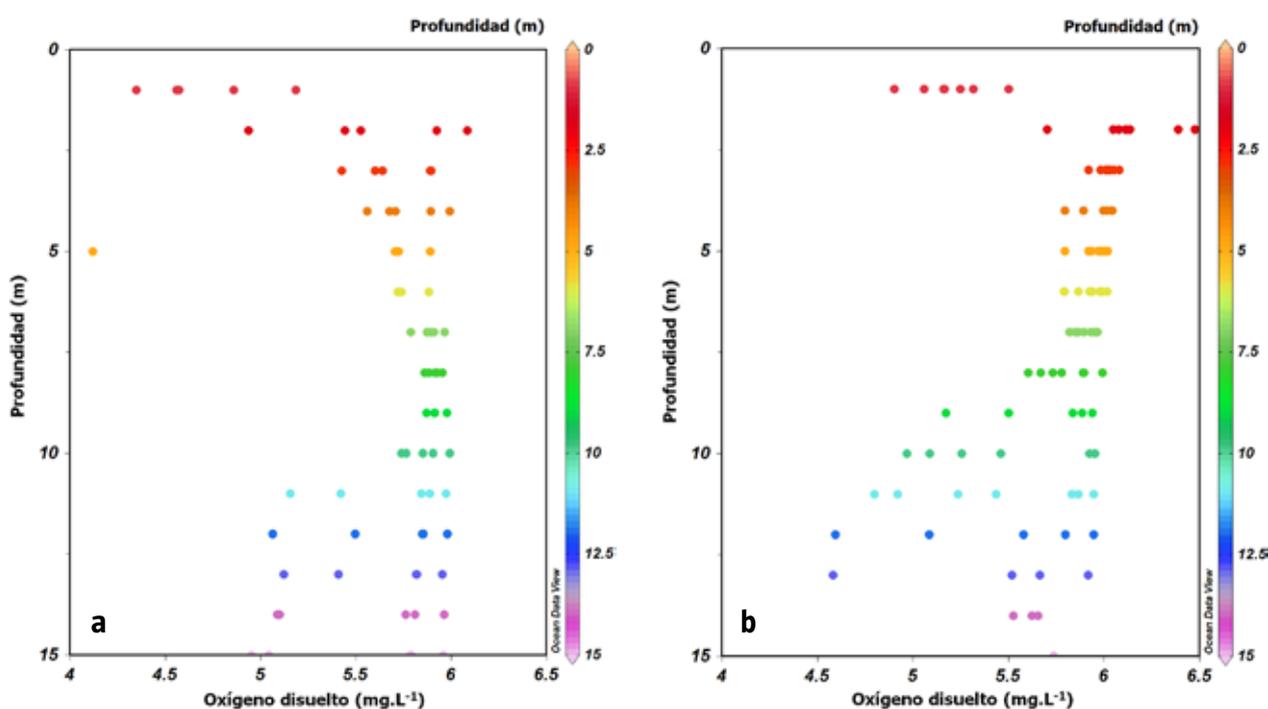


Figura 98. Perfiles de oxígeno disuelto (OD) en ISB (a) y en CGM (b) durante noviembre de 2013. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2013), Bolaño *et al.* (2015).



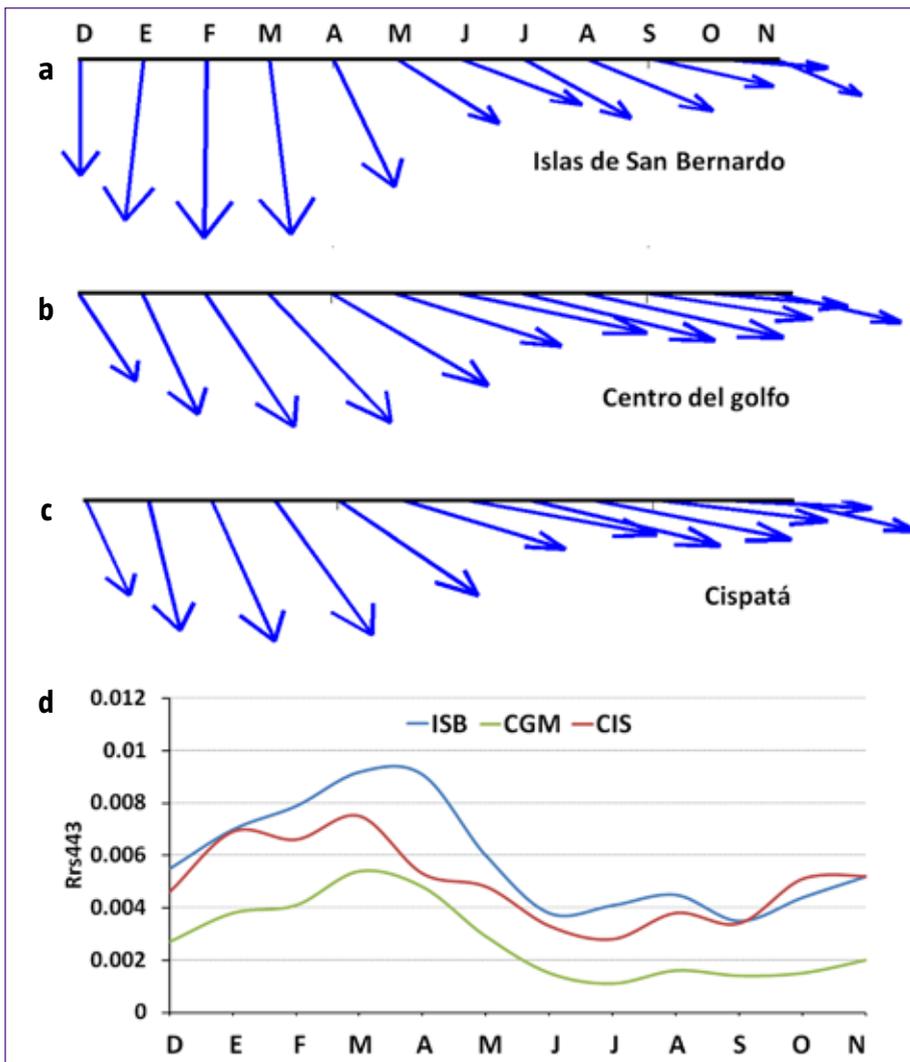
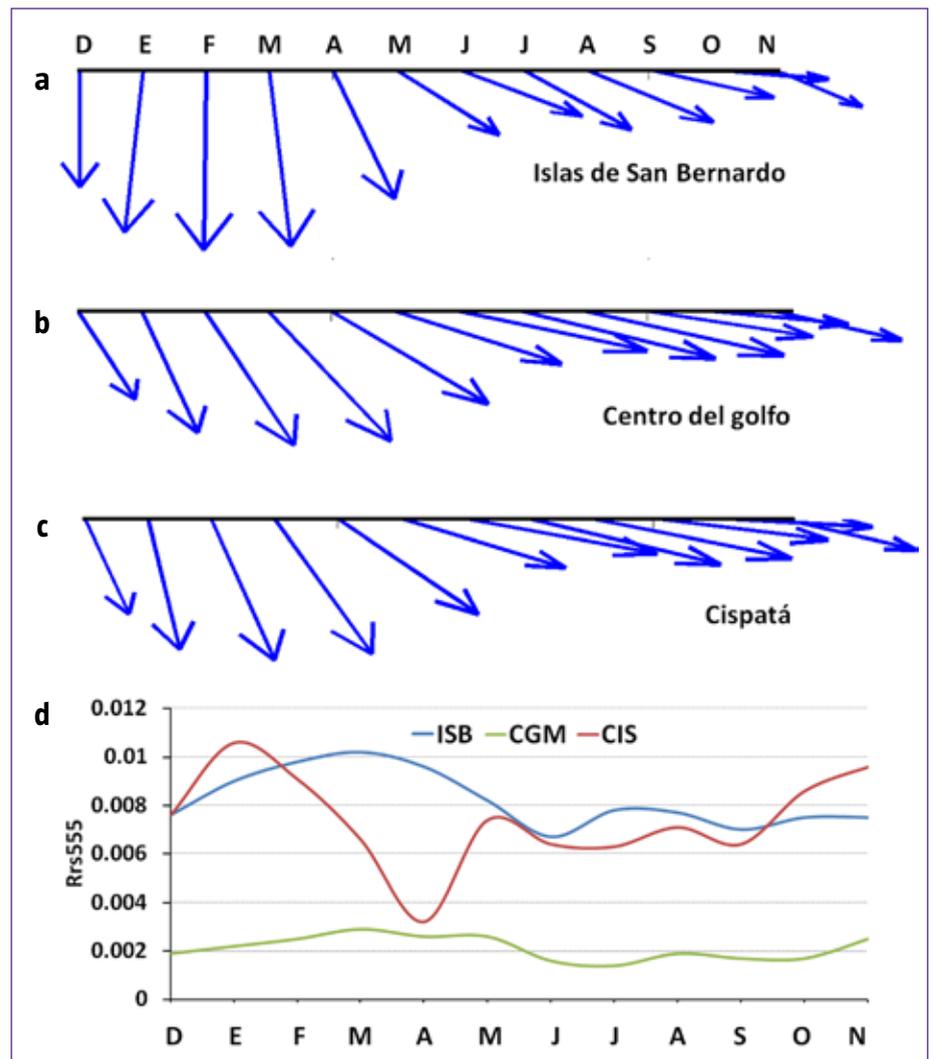


Figura 99. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b), CIS (c) y de la Rrs443 (d).

Figura 100. Ciclo anual de los vectores de viento en ISB (a), CGM (b), CIS (c) y de la Rrs555 (d).

Un análisis similar para la Rrs555, permitió identificar una variabilidad anual al norte (ISB) y al sur (CIS), mientras que el interior del golfo resultó homogéneo a lo largo del año (Figura 100 a, b, c). El punto ISB, exhibió los mayores valores de Rrs555, aunque no son variables en el tiempo (Figura 100d). Esto puede estar asociado a aguas claras y oligotróficas, ya que esta banda corresponde a la de mínima absorción por pigmentos del fitoplancton. Además, por la ubicación del punto seleccionado, a 30 km del continente, se reduce el impacto que los aportes terrígenos puedan tener, aspecto que se evidencia en los valores de transparencia Secchi promedio de 20 m medidos en 2013 para la época considerada como húmeda (INVEMAR-GEO, 2013).

De otro lado, el punto CIS exhibió altos valores y resultaron ser variables en el tiempo (Figura 100d). El mes de enero presentó la máxima señal de Rrs555 y aunque corresponde con un mes de época seca (Figura 96d), la dirección de los vientos de este mes tiene una tendencia mayor en sentido norte que oeste y podría estar confinando la pluma generada durante los meses anteriores (época



húmeda) por las descargas del río Sinú. La señal durante la época de lluvias, resultó constante en el tiempo, asociada con aguas turbias. Esta zona presentó durante el 2015 una transparencia Secchi promedio de 3.5 m en época seca y húmeda (INVEMAR-GEO, 2015).

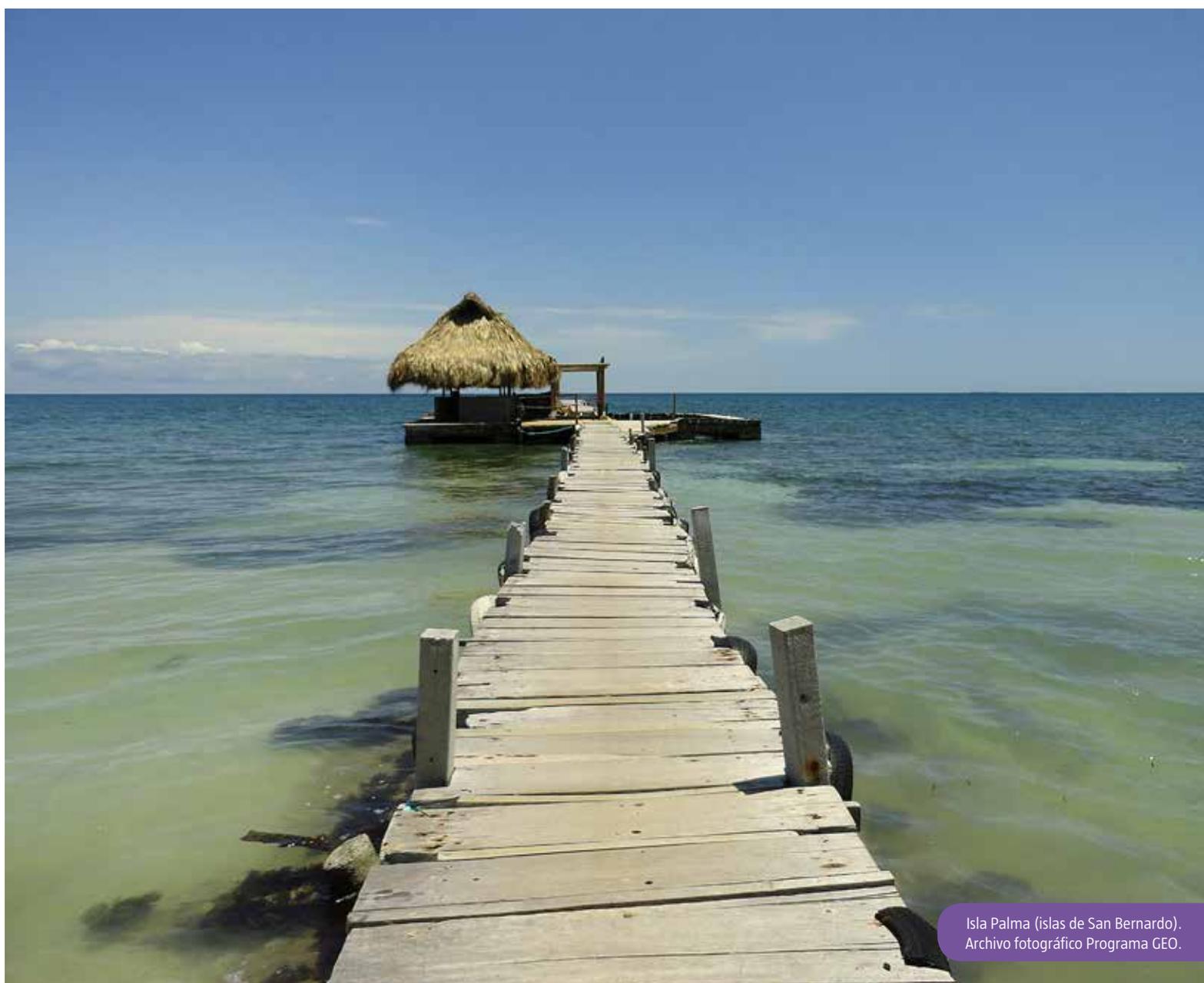
La descripción realizada de la región golfo de Morrosquillo, permitió identificarla como de alta dinámica costera e importancia portuaria y ambiental, donde la interacción de los fenómenos naturales, junto con una desacertada intervención humana, ha puesto en riesgo tanto a la población como a los ecosistemas costeros existentes.

A nivel climático, se encontró un gradiente, tanto en vientos como en precipitación a lo largo del golfo y no se evidenció la existencia de veranillo. Temporalmente, los vientos presentaron cambio de dirección de acuerdo con la localidad evaluada:

primero se curvan hacia el este en el interior del golfo que en la zona oceánica adyacente, comportamiento que se atribuye a la difracción que ocurre en punta San Bernardo.

La configuración morfológica genera una zona expuesta y otra abrigada, que condiciona ambientes oceanográficos diferentes: menores temperaturas y mayores salinidades al norte en la zona expuesta, mientras en la zona abrigada por punta San Bernardo, se da un comportamiento inverso, con mayores temperaturas y menores salinidades.

La zona expuesta, presenta aguas más claras y con menos influencia continental; mientras que en la zona sur, frente a Cispatá, las aguas son más turbias y con mayor señal de Rrs555, donde los fuertes vientos de principio de año, al parecer confinan la pluma proveniente del delta del Sinú.



Isla Palma (islas de San Bernardo).
Archivo fotográfico Programa GEO.

Referencias

- Bernal, G., G., Poveda, P., Roldán, y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- Bolaño, M. y 25 autores. 2015. Caracterización física, biológica y pesquera del área de influencia del Proyecto de Exportación de Gas Natural Licuado (PEGNL). Coordinación de Servicios Científicos. INVEMAR. Informe Técnico Final para Pacific Stratus Energy. Santa Marta, D.T.C.H. Colombia. 698 p.
- Delgadillo O. y C. García. 2009. Impacto de dos arrecifes artificiales en la pesca artesanal diurna del golfo de Morrosquillo, Caribe de Colombia. *Revista de Biología Tropical* 57(4): 993-1007.
- Deltas. 2013. A Quicksan of Building-with-Nature Solutions to Mitigate Coastal Erosion in Colombia. Interim report of the project Colombia-The Netherlands collaboration on coastal erosion and 'Building with Nature' solutions for the coast of Colombia' commissioned by INVEMAR and the department of Marine Affairs, Coastal and Aquatic Resources of the Ministry of the Environment, Colombia. 85 p.
- Garcés-Ordóñez, O., L.J. Vivas-Aguas, M. Martínez, T. Córdoba, A. Contreras, P. Obando, Y. Moreno, J. Muñoz, Y. Nieto, M. Ríos, J. Sánchez y D. Sánchez. 2016. Diagnóstico y Evaluación de la Calidad de las Aguas Marinas y Costeras del Caribe y Pacífico colombianos. Serie de Publicaciones Periódicas del Invemar No. 4. Red de vigilancia para la conservación y protección de las aguas marinas y costeras de Colombia (REDCAM). Informe técnico 2015. INVEMAR, MADS y CAR costeras. Santa Marta. 377 p.
- Gómez-Cubillos, C., L. Licero, A. Rodríguez, D. Romero, D. Ballesteros, D.I. Gómez, A. Melo, J. García, L. Chasqui, M. Bastidas, C. Ricaurte, L. Perdomo y D. Alonso. 2014. Asistir técnicamente en la implementación de los productos de restauración y monitoreo de ecosistemas marinos costeros: Identificación de las áreas potenciales de restauración ecológica. 286 + Anexos. En: INVEMAR. Elementos técnicos que permitan establecer medidas de manejo, control, uso sostenible y restauración de los ecosistemas costeros y marinos del país. Código ACT-BEM-001-014. Informe técnico final. Convenio MADS-INVEMAR No 190. Santa Marta-Colombia. 286 p + Anexos.
- INCOSTAS. 2011. Ingeniería básica y de detalle estructura de amarre para exportación de gas, golfo de Morrosquillo-Colombia. Evaluación de acción del oleaje. Informe para Pacific Rubiales Energy. 23 p.
- INVEMAR-GEO. 2013. Caracterización geológica, geomorfológica y oceanográfica del Parque Nacional Natural Corales del Rosario y San Bernardo (PNNCRSB), Caribe colombiano, con énfasis en los procesos de erosión y sedimentación-Fase II. Informe Técnico Final. Programa de Geociencias Marinas y Costeras. 113 p.
- INVEMAR-GEO. 2015. Aportes sedimentarios del río Sinú y su relación con los procesos costeros del departamento de Córdoba. Actividad GEO-BPIN INVEMAR. Santa Marta. 59 p.
- Lonin, S. 2002. Aplicación del modelo LIZC (CIOH) para el estudio de la dinámica de playa en un sector del golfo de Morrosquillo. *Boletín Científico CIOH* 20: 18-27.
- MADS-INVEMAR. 2013. Estudios para la prevención y mitigación de la erosión costera. Informe Técnico Final para Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible. Santa Marta, D.T.C.H. 544 p.
- Molina, A., C. Molina, L. Giraldo, C. Parra y P. Chevillot. 1994. Dinámica marina y sus efectos sobre la geomorfología del golfo de Morrosquillo. *Bol. Cient. CIOH* 15: 93-113.
- Otero, L., J.C. Ortiz-Royero, J.K. Ruiz-Merchan, A.E. Higgins y S.A. Henríquez. 2016. Storms or cold fronts: what is really responsible for the extreme waves regime in the Colombian Caribbean coastal region? *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16(2): 391-401.
- Posada-Posada, B., E. Causado y A. López. 2004. Diagnóstico de la unidad ambiental costera estuarina río Sinú - golfo de Morrosquillo. 121-138. En: Campos, N. y A. Acero (Eds.). Contribuciones en ciencias del mar en Colombia: investigación y desarrollo de territorios promisorios. Red de Estudios del Mundo Marino – REMAR. Universidad Nacional de Colombia, Comisión Colombiana del Océano e INVEMAR, Bogotá D.C. 260 p.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 28(107): 201- 222.
- Restrepo, J.D. y S. López. 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia". *Journal of South American Earth Sciences* 25: 1-21.
- Ruiz-Ochoa, M., G. Bernal y J. Polanía. 2008. Influencia del río Sinú y el mar Caribe en el sistema lagunar de Cispatá. *Bol. Invest. Mar. Cost.* 37: 29-49.
- Ruiz-Ochoa, M.A 2011. Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales, Tesis Ph.D, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 102p + Anexos.
- Sánchez-Páez, H., G.A. Ulloa-Delgado, H.A. Tavera-Escobar y W.O. Gil-Torres. 2005. Plan de manejo integral de los manglares de la zona de uso sostenible del sector estuarino de la bahía de Cispatá, Departamento de Córdoba, Colombia. Corporación Autónoma Regional de los Valles del Sinú y del San Jorge (CVS). Corporación Nacional de Investigación y Fomento Forestal (CONIF). Montería, Colombia. 197 p.
- Serrano, B. 2004. The Sinú river delta on the northwestern Caribbean coast of Colombia: bay infilling associated with delta development. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 623-631.
- Sierra-Correa, P.C. y L. Gónima (Eds). 2010. Teledetección aplicada al ordenamiento ambiental del Distrito de Manejo Integrado Cispatá. Edición única. Ediprint Ltda. Santa Marta, Colombia. Serie de publicaciones especiales No. 17. 80 pp.

Capítulo 9



Región 8: Sinú-Urabá

Andrés Ordóñez-Zúñiga,
Carlos Peña-Mejía,
Martha Bastidas-Salamanca y
Constanza Ricaurte-Villota



Golfo de Urabá. Imagen satelital Landsat de reflectancia superficial L8 OLI/TIRS LandsatLook, 04 de noviembre 2016.

Generalidades

De acuerdo con la regionalización descrita en el Capítulo 1, la zona costera comprendida entre el delta del río Sinú y el golfo de Urabá presenta una alta variabilidad espacial durante todo el ciclo anual, además aumenta o disminuye su extensión espacial durante el año. La región contempla la zona costera de los departamentos de Córdoba, Antioquia y Chocó en el litoral Caribe colombiano y parte del litoral Caribe panameño. En esta extensión, se encuentran características geográficas importantes de las que se destacan el golfo de Urabá y los deltas del río Sinú y Atrato (Figura 101).

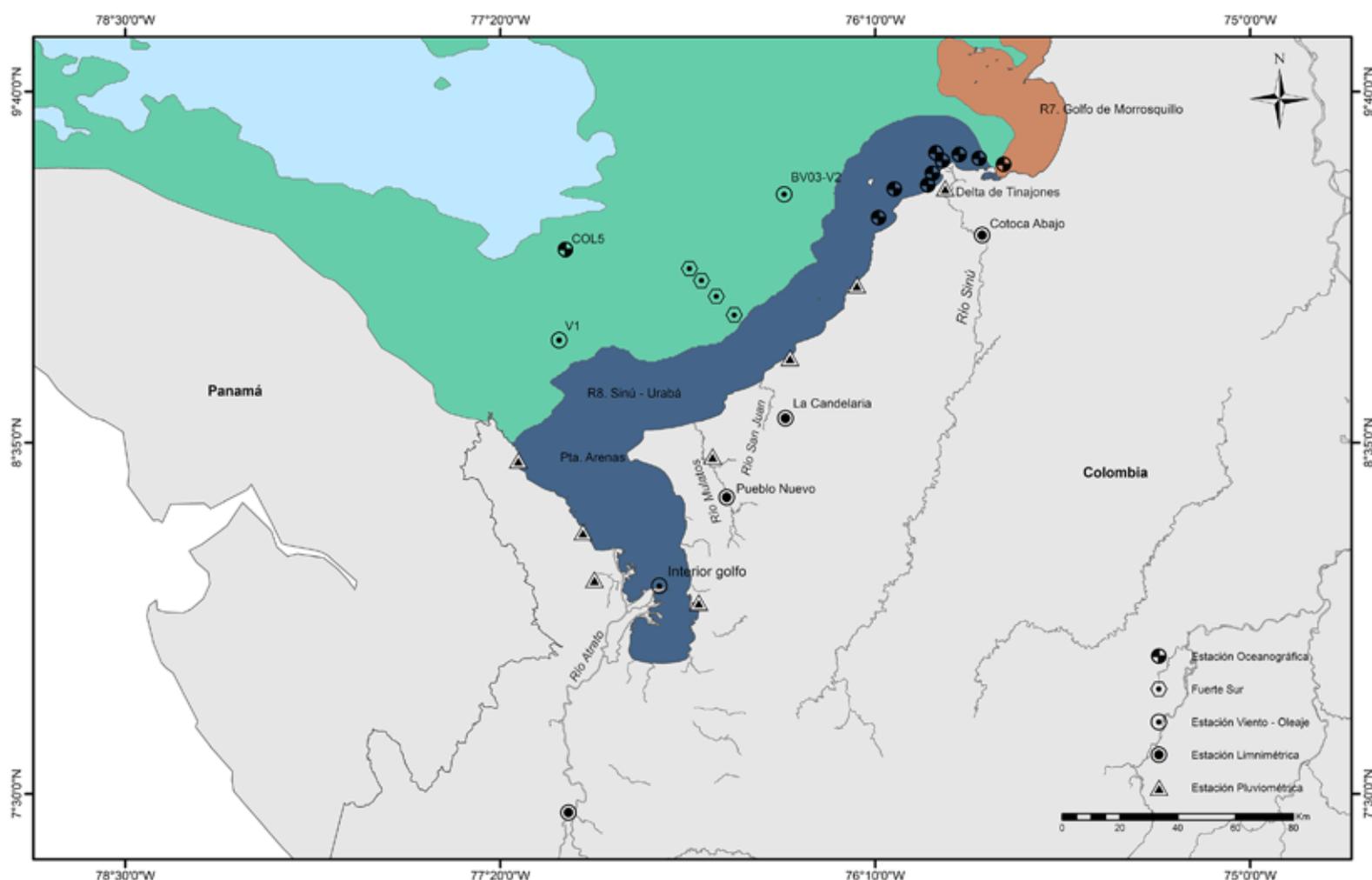
Después del río Magdalena, el Sinú y el Atrato son los ríos con mayor caudal y extensión que desembocan en la costa Caribe colombiana (INVEAMAR, 2011). El río Sinú se encuentra ubicado al noroeste de Colombia en el departamento de Córdoba, nace en el nudo del Paramillo, en la cordillera occidental a 3700 msnm, atraviesa la cuenca de sur a norte en una longitud de 437.9 km y desemboca en el mar Caribe, en el delta de Tinajones (CVS-INVEAMAR, 2015).

El río Sinú ha presentado varios cambios en su delta desde 1762, aspecto que refleja su dinámica. Además, tiene la forma característica de "pata de ave" (*birdfoot*) típica de un delta en un medio marino micromareal y con baja energía del oleaje (Posada *et al.*, 2008).

La zona marítima de Urabá se compone de una porción del mar Caribe, conformada por el golfo de Urabá y parte del mar abierto frente a los municipios de Arboletes, San Juan de Urabá y Necoclí. El golfo de Urabá, es un cuerpo de agua semicerrado cercano al límite con Panamá, entre cabo Tiburón y punta Arenas. En su extremo suroccidental, desemboca el río Atrato formando un delta típicamente fluvial (Restrepo y Correa, 2002).

Este delta, forma un estuario que presenta un gradiente de densidad con una corriente de salida de agua continental en superficie, una corriente de entrada de agua salina en el fondo (Bernal *et al.*, 2005), con un volumen neto de corriente hacia el océano, que aumenta o disminuye su intensidad de acuerdo con la época del año (Montoya, 2010). No está influenciado por las mareas (Restrepo,

Figura 101. Mapa de localización de la zona de estudio. Fuentes de información en símbolos: IDEAM, cruceros oceanográficos INVEAMAR, boyas virtuales y puntos de viento NARR.





2008), lo que hace que la formación de prismas o cuñas salinas dominen, al permitir que el agua salada fluya bajo el agua dulce por diferencias en densidad (Montoya, 2010).

Desde el punto de vista oceanográfico, en la zona marina adyacente al golfo de Urabá, la principal influencia es debida a la Contra Corriente Panamá-Colombia (CCPC) (Ruíz-Ochoa, 2011) también conocida como la contracorriente del Darién (Pujos *et al.*, 1986), cuya rama costera constituye un contraflujo semicontinuo a lo largo del margen continental, desde Panamá hasta Venezuela (Andrade *et al.*, 2003).

El comportamiento de la temperatura superficial del mar (TSM) para esta zona, muestra mayor relación con la variabilidad temporal del chorro de

viento de bajo nivel del Chocó, que con el de San Andrés, razón por la que esta agua no presenta enfriamiento de julio a septiembre, pero presenta un máximo en el periodo octubre a noviembre y un mínimo entre los meses de febrero a marzo (Bernal *et al.*, 2006).

En términos de la salinidad, la descarga del río Atrato genera una capa de agua menos salada, un poco más fría que el agua oceánica. Los efectos de dicha descarga se extienden por gran parte de la zona central del golfo de Urabá. Sin embargo, su influencia se limita a los primeros metros de profundidad. Las mayores variaciones de temperatura y salinidad se producen en la superficie (menores a 2 m) y las capas inferiores se ven poco afectadas por dichas variaciones (Bernal *et al.*, 2005).

Contexto climático y oceanográfico

La climatología de vientos a partir de datos del proyecto NARR, (Mesinger *et al.*, 2006) generada desde el año 1979 hasta 2015 con una resolución espacial aproximada de 0.3° (32 km), muestra máximos en el mes de febrero y mínimos entre los meses de octubre y noviembre (Figura 102), sobre puntos de referencia al interior del golfo de Urabá, V1, V2 (Figura 101).

El máximo de velocidades fue registrado sobre el punto V2 con $5.93 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en el mes de febrero y el mínimo dentro del golfo con $0.84 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en octubre. La mayor diferencia entre el máximo y el mínimo de velocidad de viento, se presentó dentro del golfo de Urabá con $4.44 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Lo anterior, sumado a que el sector posee la mayor desviación estándar de direcciones en todo el año con $\pm 63.70^\circ$, hace que el viento en el golfo presente

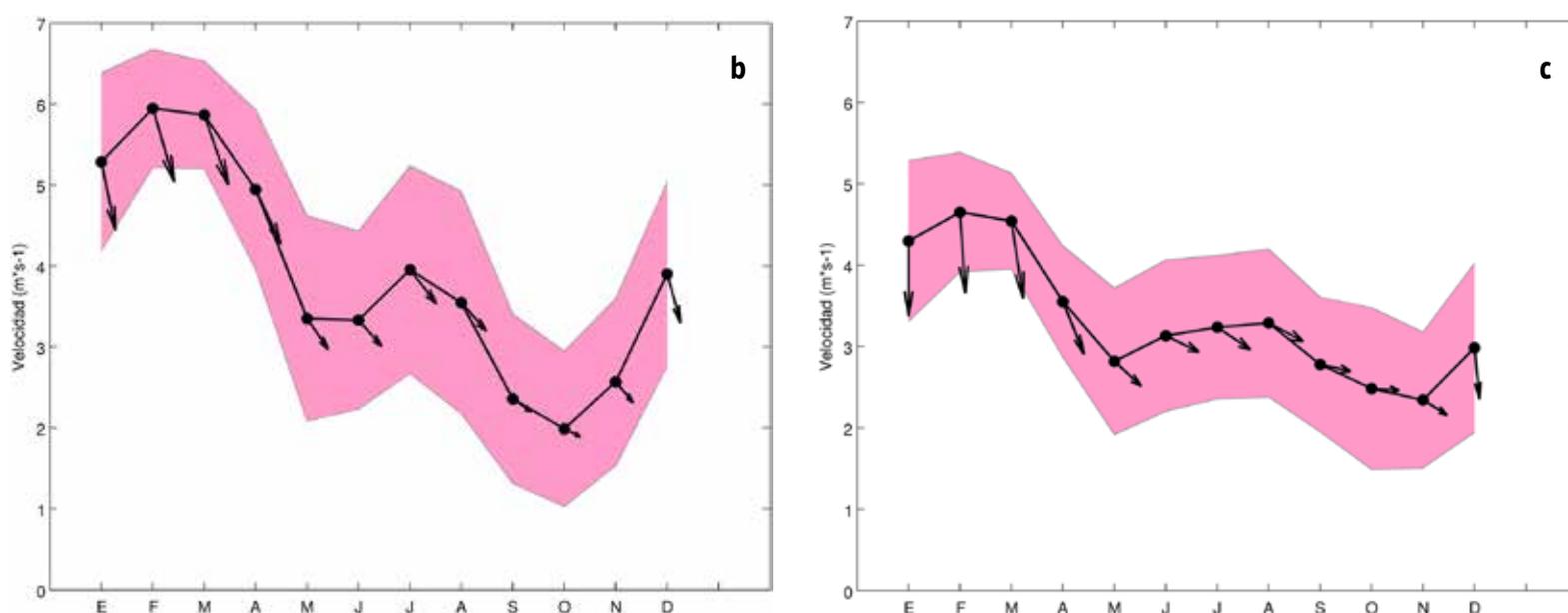
variaciones energéticas muy altas y juegue un papel importante en la variabilidad de la zona.

En el transcurso del año, se advierte un cambio en la dirección de los vientos como se mencionó en el Capítulo 1 (Figura 2). A partir del mes de abril, se incrementa la componente oeste y disminuye la norte, cambio que se manifiesta hasta noviembre. La intensificación característica de los vientos en julio, producto del "veranillo de San Juan" (Mesa *et al.*, 1997), se manifiesta en la zona oceánica del área de estudio (Figura 102b). Sin embargo, no se hace evidente en la zona costera ni dentro del golfo de Urabá (Figura 102a y c).

Este conjunto de variaciones, provoca que los vientos de diciembre a abril provengan del norte y noroeste mientras que de mayo a noviembre se presente una dominancia de vientos provenientes del oeste.

Figura 102. Ciclo anual de la dirección y velocidad del viento para las zonas
(a) interior del golfo de Urabá
(b) sobre el punto V2,
(c) sobre el punto V1.

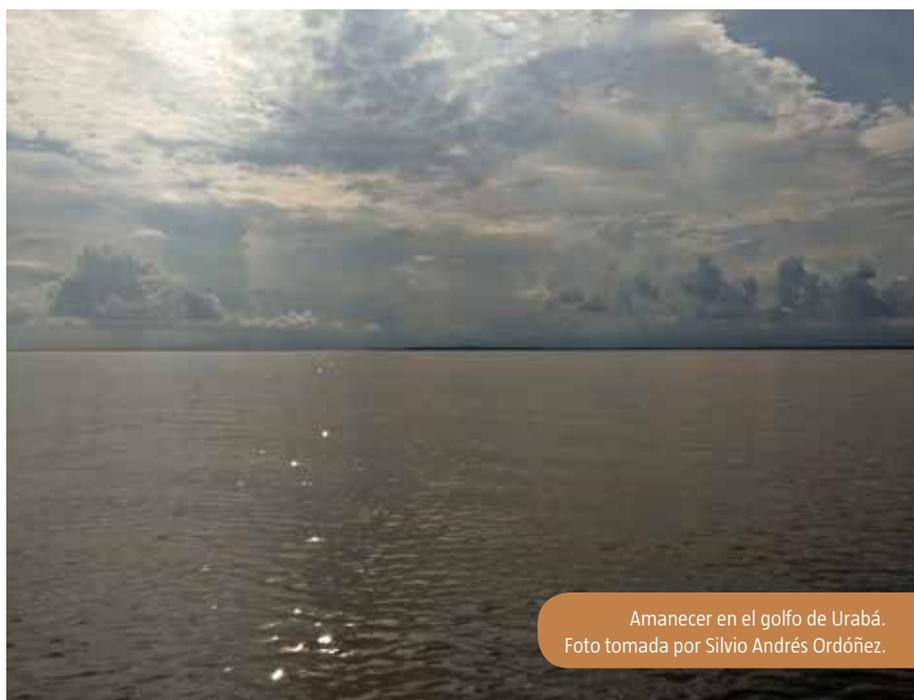
El área sombreada representa la desviación estándar de la velocidad y las flechas la dirección hacia donde se dirige el viento.



El régimen de vientos afecta el desplazamiento de la ZCIT, el cual se asocia a lluvias. Esto se evidencia en las series de tiempo mensuales de ocho estaciones pluviométricas del IDEAM, que revelan un gradiente que va desde el norte del litoral, partiendo desde San Bernardo del Viento hasta el sur, en Acandí.

Este gradiente geográfico en las precipitaciones es longitudinal y es más marcado en la temporada de bajas precipitaciones, que de acuerdo con la literatura se denomina "época media" y abarca el periodo comprendido entre los meses de diciembre a abril (Molina *et al.*, 1992; Chevillot *et al.*, 1993; Roldán, 2008) en el cual los vientos provenientes del norte y el noroeste presentan sus máximos (Figura 103).

En este periodo, la permanencia semicontinua de la baja presión de Panamá genera un incremento en la nubosidad y algunas lluvias aisladas (Guzmán *et al.*, 2014). Por su parte, en la época húmeda (predominante el resto de meses del año) son típicos el incremento en las lluvias y los vientos débiles provenientes del oeste descritos anteriormente, todo esto debido a que la ZCIT se encuentra sobre el dominio estudiado (Roldán, 2008).



Amanecer en el golfo de Urabá.
Foto tomada por Silvio Andrés Ordóñez.

A partir de la diferenciación de las épocas climáticas, se encontró que el régimen medio del oleaje de la zona cercana a la costa del área de estudio, extraído a partir de la serie sintética de altura de la ola de la boya virtual BV03 (Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte, 2012), muestra para la época media que las direcciones de procedencia del oleaje están en el cuarto cuadrante (entre 270° y 360°) (Figura 104a).

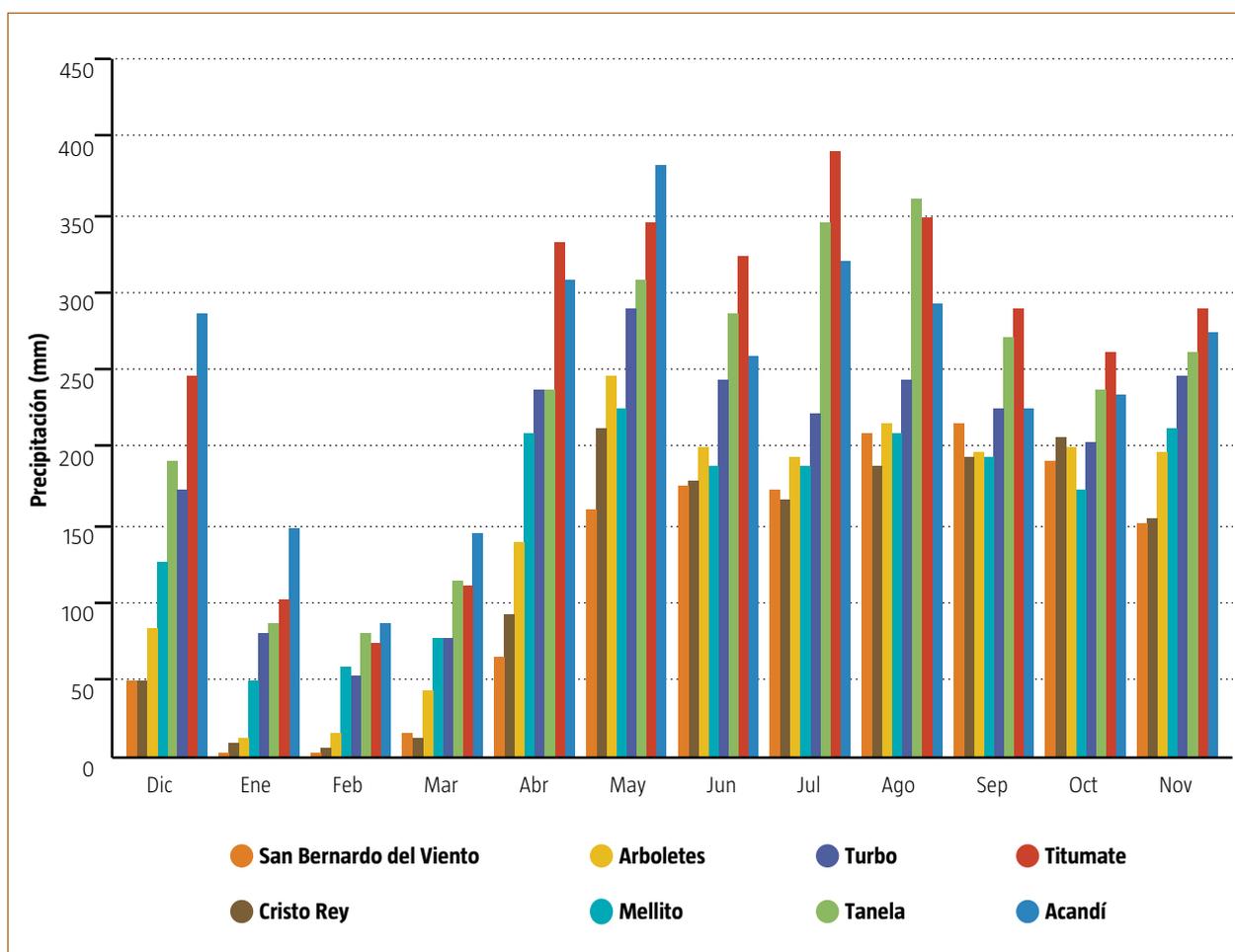


Figura 103. Ciclo anual de precipitaciones para las estaciones sobre la zona de estudio. Fuente de datos IDEAM 1985-2014

En esta época se identifica que el oleaje más frecuente proviene del nor-noroeste con una probabilidad del 37.1%, seguido por las direcciones noroeste y oeste-noroeste que cuentan cada una con una probabilidad de ocurrencia del 23.3 y el 9.2% respectivamente. También existe un aporte de oleaje proveniente del norte con aproximadamente 22.9% de ocurrencia. En esta temporada, la altura de ola promedio es de 1.35 ± 0.56 m con un periodo de 6.52 ± 0.64 s.

Para la época húmeda (Figura 104b), las direcciones predominantes están en su mayoría en el cuarto cuadrante y hay presencia de oleaje proveniente del tercero (entre 180 y 270°). Para esta época del año, se identifica que el oleaje

más frecuente proviene del oeste-noroeste con una probabilidad del 27.9%. Este oleaje es seguido por las direcciones noroeste y oeste que cuentan cada una con una probabilidad del 19.3 y el 14.9% respectivamente. Existen aportes de oleaje provenientes del oeste-suroeste con aproximadamente 11.0%. En esta temporada, la altura de la ola es inferior a la anterior, con 1.08 ± 0.56 m al igual que su periodo que es 6.4 ± 0.79 s, que se traduce como una energía del oleaje menor a la de la época media.

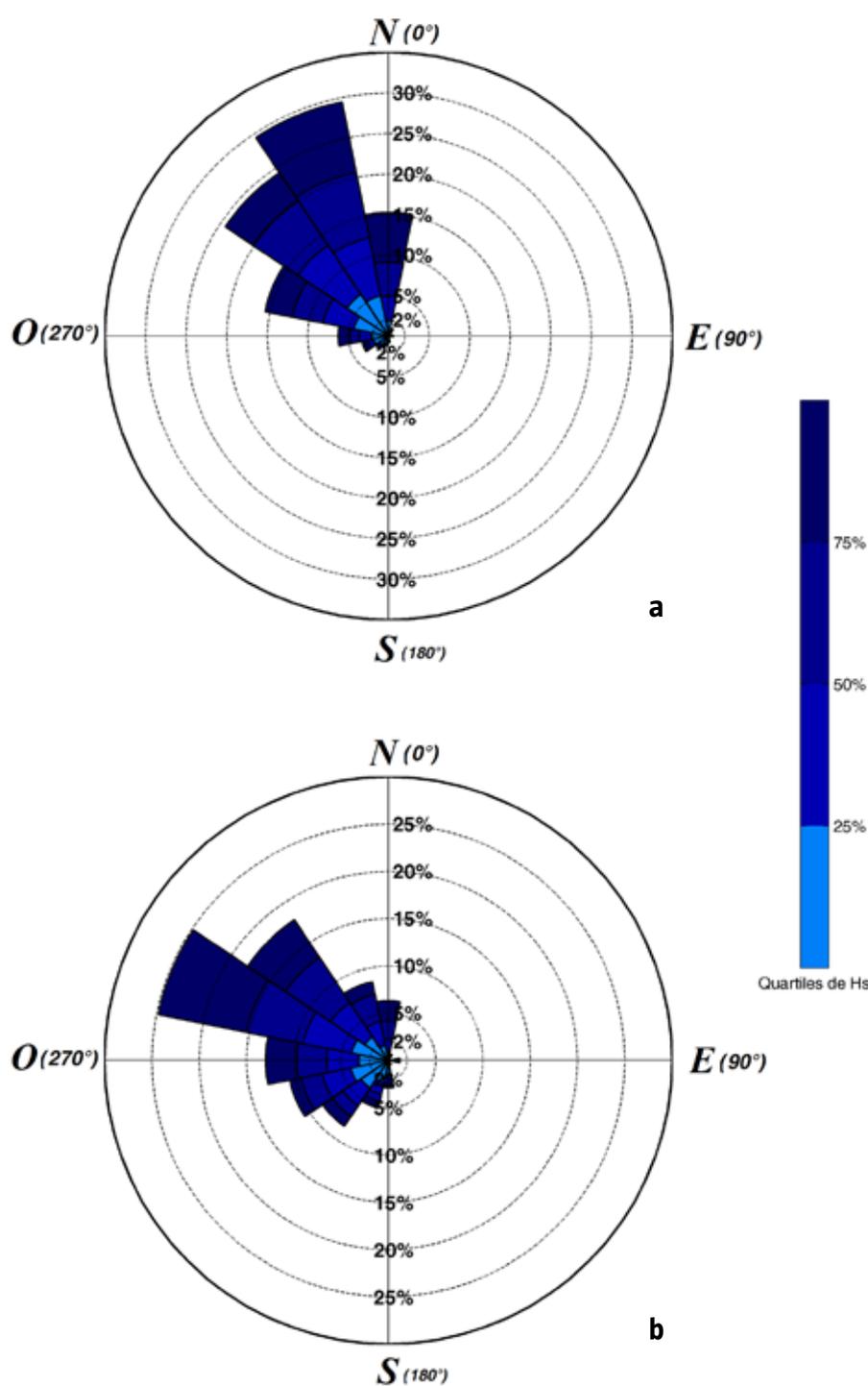
Uno de los factores importantes que generan variabilidad en la zona son las descargas de los ríos. Los principales afluentes que desembocan al golfo de Urabá son los ríos Atrato, León, Turbo, Caimán Viejo, Caimán Nuevo y Currulao; de ellos, la descarga del río Atrato es al menos dos órdenes de magnitud mayor que las de los otros ríos (Montoya, 2010).

La climatología de los niveles de algunos de estos ríos que desembocan en la zona de estudio, se calculó usando las series limnimétricas de los ríos Atrato (estación río Sucio), San Juan (La Candelaria), Mulaticos (Pueblo Nuevo) y Sinú (Cotoca Abajo) entregadas por IDEAM (figura 101), donde se encontró un régimen monomodal que presenta valores mínimos en la temporada media y valores altos en la húmeda (Figura 105).

Según IDEAM (2015), el río Sinú presenta un caudal promedio de $486 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ cuando se presenta el fenómeno de La Niña y de $251 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en años cuando hay presencia de fenómeno de El Niño. Por su parte, el río Atrato presenta caudales de $3993 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en la temporada de La Niña y de $2589 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en temporada de El Niño.

Las descargas de agua dulce afectan significativamente el contenido en el mar de nutrientes y elementos traza, producto de las precipitaciones en las cuencas de los ríos (Smith y Demaster, 1996; Franco-Herrera *et al.*, 2006). La estacionalidad de la zona y la diversa cobertura vegetal que presentan las cuencas, son relevantes al momento de tener en cuenta el contenido de sedimentos y materia orgánica que desembocan al mar y que contribuyen a los procesos de fertilización (Smith y Demaster, 1996). En la

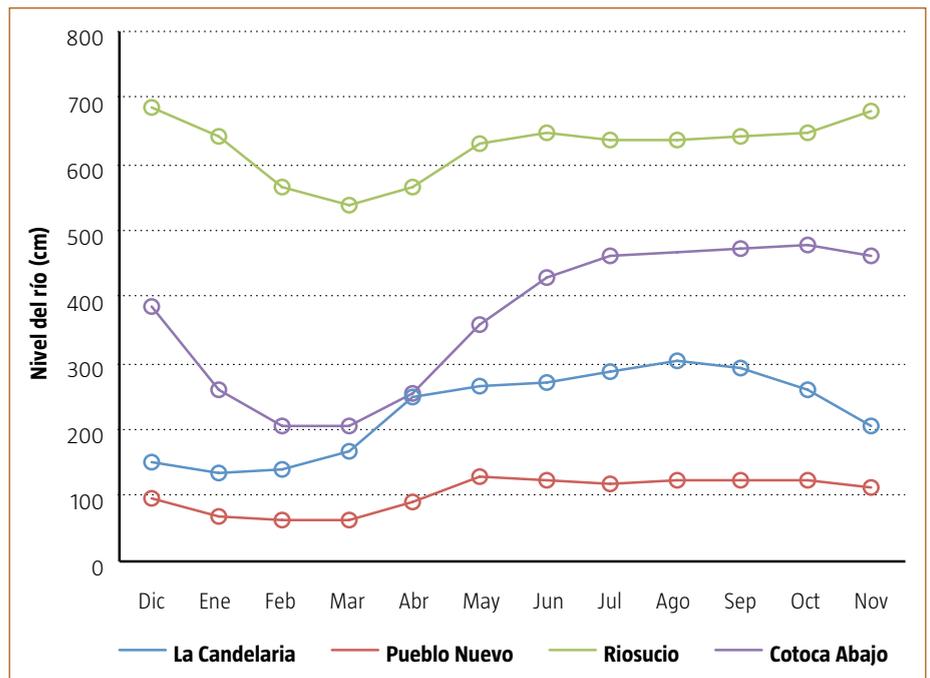
Figura 104. Rosas de oleaje en BV03 durante (a) época media y (b) época húmeda.



zona de estudio, se puede observar que estas descargas al mar Caribe son permanentes; sin embargo, tienen una estacionalidad debida al factor climático y la posición geográfica de la zona (Figura 105).

Teniendo en cuenta que las descargas de tributarios como los ríos Atrato y Sinú pueden alterar algunas propiedades fisicoquímicas del agua de mar (como temperatura y salinidad, dependiendo de la época climática), el INVEMAR, a través de proyectos de investigación, ha realizado a lo largo de la zona costera de esta región campañas oceanográficas para describir las variables termohalinas de la columna de agua.

Una de las estaciones analizadas es la 374 ubicada a 100 km al norte de la desembocadura del río Atrato, la cual fue parte del crucero de investigación realizado en el bloque de exploración COL 5 durante noviembre de 2014 (Figura 101). Esta investigación fue realizada en convenio con la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y sus resultados fueron compilados en el informe de Garrido-Linares *et al.* (2014).



El perfil de temperatura del mar en la estación 374 del bloque de exploración COL 5 (Garrido-Linares *et al.*, 2014), presenta en la superficie ($29.08 \pm 0.01^\circ\text{C}$) y en general en la capa de mezcla, mayores valores que el agua subsuperficial ($28.93 \pm 0.21^\circ\text{C}$).

En esta estación, la termoclina se encontró a una profundidad de 58 m y la temperatura

Figura 105. Ciclo anual de niveles de los ríos en la zona costera de los departamentos de Córdoba, Antioquia y Chocó. Fuente de datos: IDEAM



Terrazas marinas y vegetación en Punta Bello, Córdoba. Foto tomada por Marco Elías González.

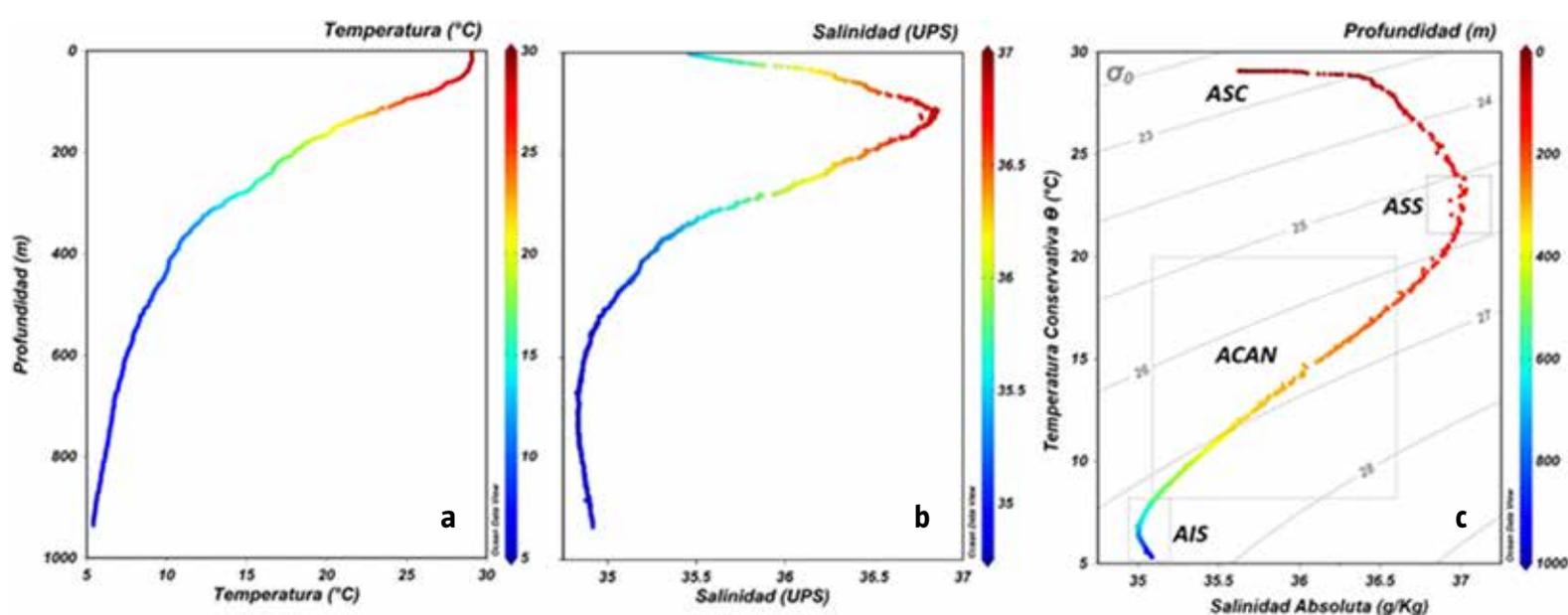
presentó un descenso con la profundidad hasta estabilizarse en 5.4°C a los 935 metros (Figura 106a). Este comportamiento en la capa de mezcla se debe a la interacción de la superficie del agua con la atmósfera y es un patrón característico en las aguas oceánicas. Así mismo, el descenso pronunciado en las capas superiores es típico de aguas tropicales del Caribe (Stewart, 2008) y de la cuenca de Colombia (Andrade, 2009).

Figura 106. Perfil de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) masas de agua en la estación 374 del bloque COL 5 durante noviembre de 2014. Fuente de datos: Garrido-Linares *et al.*, (2014).

La salinidad presentó un máximo subsuperficial de 36.85 a 120 m de profundidad, producto de la presencia de masas de agua de mayor densidad. Ello, seguido de una disminución a lo largo de la columna de agua para luego ser constante con la profundidad (Figura 106b).

Durante noviembre de 2014 y hasta la profundidad alcanzada, se evidenció la presencia de 4 masas de agua: Agua Superficial del Caribe (ASC), Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), Agua Central del Atlántico Norte (ACAN) y Agua Intermedia Subantártica (AIS) (Figura 106c), las cuales corresponden a la clasificación realizada por otras investigaciones (Emery y Meincke, 1986; Giraldo, 1994; Hernández-Guerra y Joyce, 2000; Emery, 2001).

De acuerdo al análisis de masas de agua los valores más bajos de salinidad en superficie estuvieron cerca de 35.45, lo que evidencia que a 100 km de la costa donde se encuentra la estación 374 se detectó agua perteneciente al ASC, la cual



Barca en las playas de El Porvenir, Córdoba. Foto tomada por Marco Elías González.

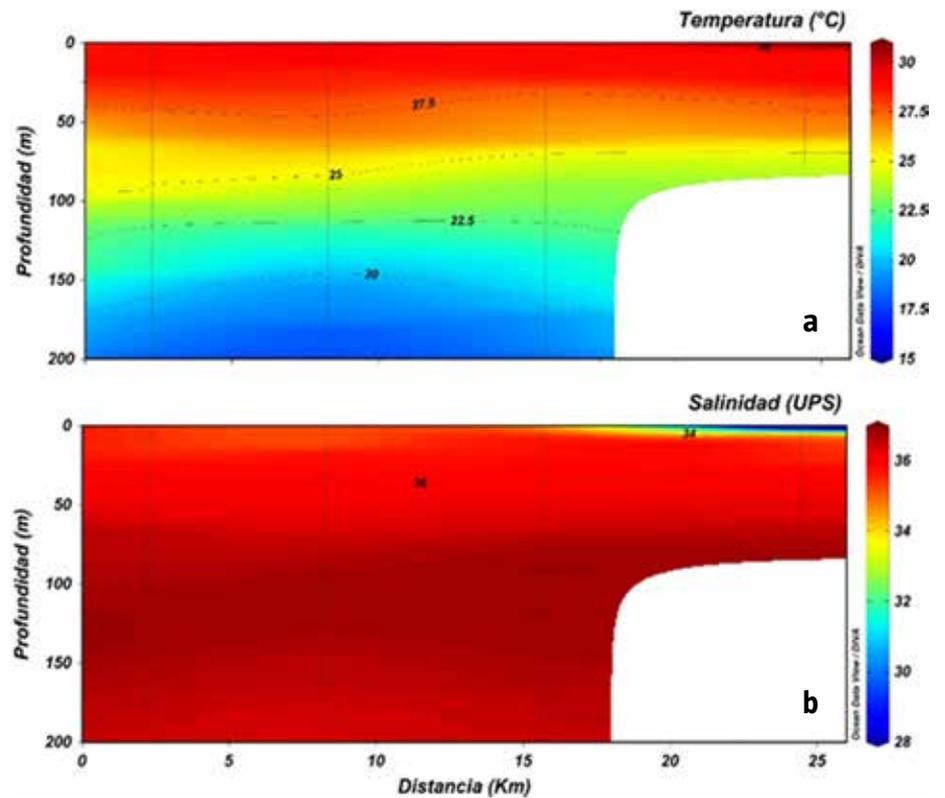


podría estar siendo influenciada durante la época húmeda del año por los aportes de los diferentes ríos que se encuentran en la zona.

Lo anterior sugiere que, probablemente, el agua proveniente de los ríos que desembocan en el área se diluye en zonas cercanas a la costa por influencia de los vientos y la hidrodinámica de la región. En este sentido, el alcance del agua de continente puede variar según la época climática del año.

Otras estaciones analizadas corresponden a una sección de la malla del crucero de investigaciones en el Bloque Fuerte Sur, en julio de 2012. Este crucero fue realizado en colaboración con Ecopetrol y su compilación se encuentra en el informe de Báez *et al.* (2012). Para el análisis de los datos, se definió un transecto de 200 m de profundidad perpendicular a la línea de costa localizado a 22 km costa fuera frente al municipio de Arboletes (Figura 101).

Para el crucero Fuerte Sur, en el transecto definido, se puede observar que la distribución vertical de la temperatura es estratificada (Figura 107a). Este tipo de análisis permiten identificar si aguas de mayor temperatura en superficie, provenientes de afluentes o tributarios, se unen con las aguas oceánicas para generar procesos de mezcla. Esto es clave para los ecosistemas costeros, ya que dependiendo de los valores y distribución de temperatura de una masa de agua, junto con la circulación, los nutrientes o compuestos químicos asociados, las comunidades



biológicas pueden variar en distribución y abundancia (Piola *et al.*, 2004).

La salinidad en el transecto presenta, para la zona más cercana a la costa, valores de salinidad de 28.42 en superficie y de 31.09 ± 2.58 en los primeros 5 m de profundidad (Figura 107b). Esto refleja la presencia de agua continental a 22 km de la costa proveniente de los tributarios que desembocan en la zona (entre ellos Mulaticos y San Juan). Aspecto que coincide además con el periodo de muestreo que se encuentra dentro de la época de mayores caudales para los ríos de la región.

Figura 107. Distribución vertical de temperatura (a) y salinidad (b) en el océano a 20 km frente a Arboletes (departamento de Antioquia) durante julio de 2012. Fuente de datos: Báez *et al.* (2012).

Adicionalmente, se analizaron datos de temperatura y salinidad en un transecto paralelo a la línea de costa cerca del delta de Tinajones, lugar donde desemboca el río Sinú. Estos datos fueron tomados en el marco del proyecto *Aportes*

sedimentarios del río Sinú y su relación con los procesos costeros del departamento de Córdoba (INVEMAR-GEO, 2015).

Para reforzar lo anterior, a partir de datos termohalinos tomados durante octubre de 2015, los valores de temperatura así como los de salinidad (Figura 108a, b) reflejan la influencia del agua continental principalmente en superficie, ya que la temperatura en la sección superficial media del transecto que corresponde a las estaciones frente al delta, es mayor que la del fondo.

Así mismo, el descenso de la salinidad refleja la presencia de agua continental, ya que al entrar en contacto con el agua de mar genera una disminución en la salinidad hasta 26.52 en superficie y hasta 33.02 a 10 m de profundidad. El agua proveniente del río es capaz de variar no solo la temperatura y salinidad del agua marina que rodea el delta, sino además puede alterar el oxígeno, concentración de nutrientes, material disuelto y particulado. En este caso particular se observa además, una distribución a lo largo de la costa de la influencia de agua de ríos, de mayor temperatura y menor salinidad.

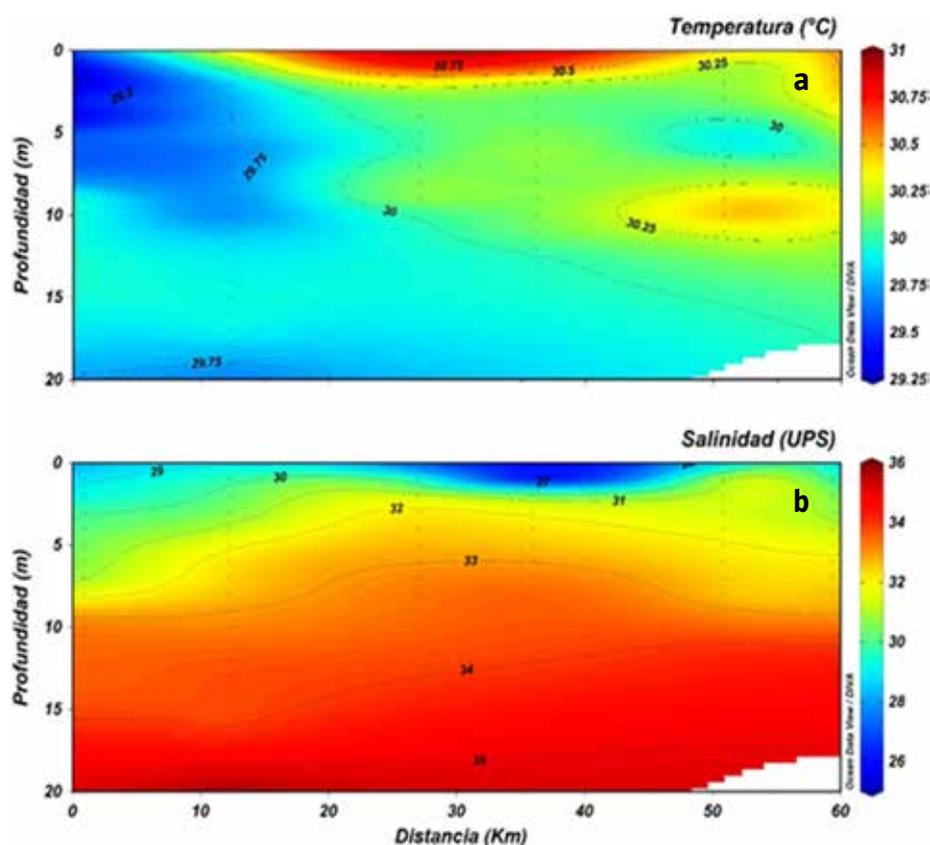


Figura 108. Distribución vertical de temperatura (a) y salinidad (b) a lo largo del transecto en la zona costera cercana al delta de Tinajones, desembocadura del río Sinú durante octubre de 2015. Fuente de datos: INVEMAR-GEO (2015).



Playa en la boca Tinajones sobre el Sinú. Foto tomada por Marco Elías González.



Unión de las bocas Corea y Tinajones en el río Sinú.
Foto tomada por Silvio Andrés Ordóñez.

Sinú y Atrato: cuencas de confluencia de procesos fertilizadores

Como se mencionó anteriormente, las épocas climáticas sobre la zona de estudio acompañan el aumento o disminución de los niveles de los ríos. El material particulado, producto de los procesos de erosión en las riberas de los ríos en las cuencas del Atrato y el Sinú (y los demás ríos que desembocan en la zona costera), son llevados al mar a través de descargas, en donde los cauces juegan el papel de canales de drenaje llevando gran cantidad de material hacia el océano. Estas descargas también provocan alteraciones en la transparencia del agua, debido a los sedimentos en resuspensión provocados por el oleaje y corrientes en zonas oceánicas de poca profundidad (Fabricius *et al.*, 2013 y 2014).

Con el objetivo de observar los efectos de las descargas y los factores climáticos sobre la variabilidad espacial y temporal en la zona, se optó por realizar un análisis a través del uso de imágenes MODIS de Rrs443, Rrs412, Rrs555 y del coeficiente de atenuación difusa K_d de 4 km resolución espacial.

En primera instancia, se tuvo en cuenta que para la época media, en la zona del río Sinú, la esorrentía mensual acumulada está entre los 0 a 20 mm; en Turbo, entre 20 y 40 mm; mientras que entre Acandí y Titumate presenta valores entre 40 a 60 mm (IDEAM, 2015).

Es en esta temporada, cuando predominan los vientos más fuertes provenientes del norte, que provocan que las olas tengan mayor altura y permiten que el agua sea retenida en el golfo, en donde la energía cinética del viento es transferida a la superficie del océano y convertida en energía potencial debido al confinamiento geográfico.

En estos meses, el gradiente longitudinal de precipitaciones es más marcado, esto sumado al confinamiento producto del viento y la mayor altura de ola, repercute, no sólo en la turbidez debida al sedimento, sino también en la cantidad de fitoplancton en la zona. Este comportamiento puede ser advertido en el Golfo de Urabá a través de la imagen MODIS Rrs443 (Figura 109a-e), que es aquella que permite inferir sobre la concentración de clorofila-a (Shang *et al.*, 2011), ya que en esta longitud de onda se presenta el máximo de absorción. El comportamiento

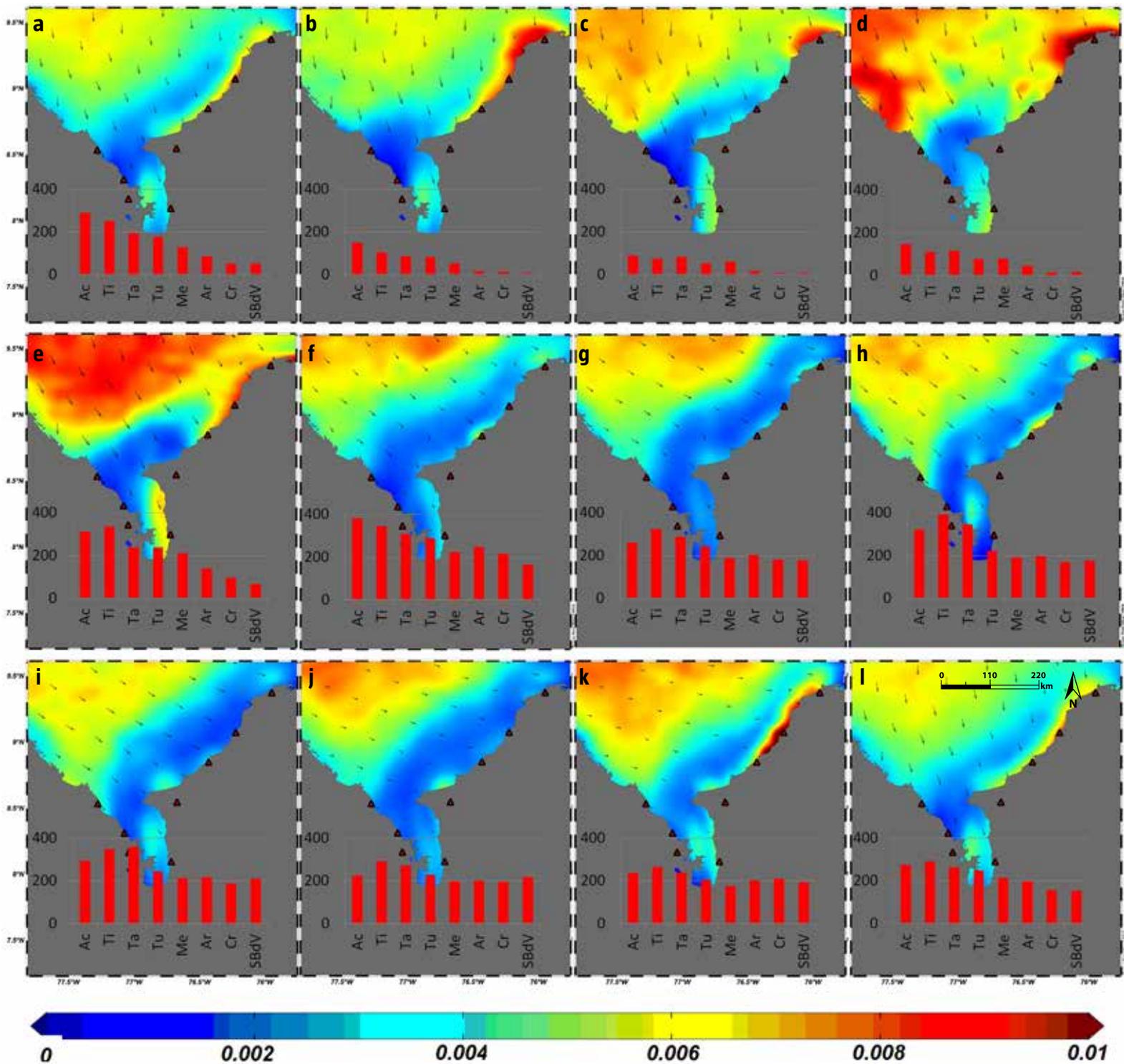


Figura 109. Ciclo anual (diciembre-noviembre) de la Rrs443, vectores de viento y precipitación acumulada en las estaciones Ac: Acardí, Ti: Titumate, Ta: Tanela, Me: Mellito, Ar: Arboletes, CR: Cristo Rey y SBdV: San Bernardo del Viento. Fuentes de datos: MODIS (2003-2015), NARR (1979-2015) e IDEAM (1985-2014).

también se manifiesta en la banda de 412 nm del mismo sensor, asociada a la Materia Orgánica Disuelta Coloreada (CDOM por sus siglas en inglés) (Carder *et al.*, 2003; Hu *et al.*, 2004).

Por otro lado, la señal de sedimentos, (Rrs555) presenta valores de reflectancia altos y sus máximas intensidades se localizan en la zona costera y al interior del golfo de Urabá. Este aumento en la intensidad de la señal de sedimentos y la absorción en las bandas 443 y 412, es producto de la distribución espacial de las partículas que se resuspenden como consecuencia de la agitación de sedimentos del fondo marino, debida a factores como las

descargas de los ríos, la acción de los vientos y el oleaje, estos dos últimos manifiestan sus máximos para la época media (Figura 110a,b).

Con el objetivo de estimar la claridad o turbidez del agua, cuyo método consiste en medir la capacidad de penetración de la radiación solar incidente en ella, se usó el coeficiente de atenuación difusa ($K_d 490$) y se escogió a marzo como mes representativo de la época media y se contrastó con octubre, mes representativo de la época húmeda. Como resultado, se observa que existe mayor turbidez o menor transparencia para los meses de mayores vientos en la zona costera y en el golfo de Urabá. (Figura 110c)

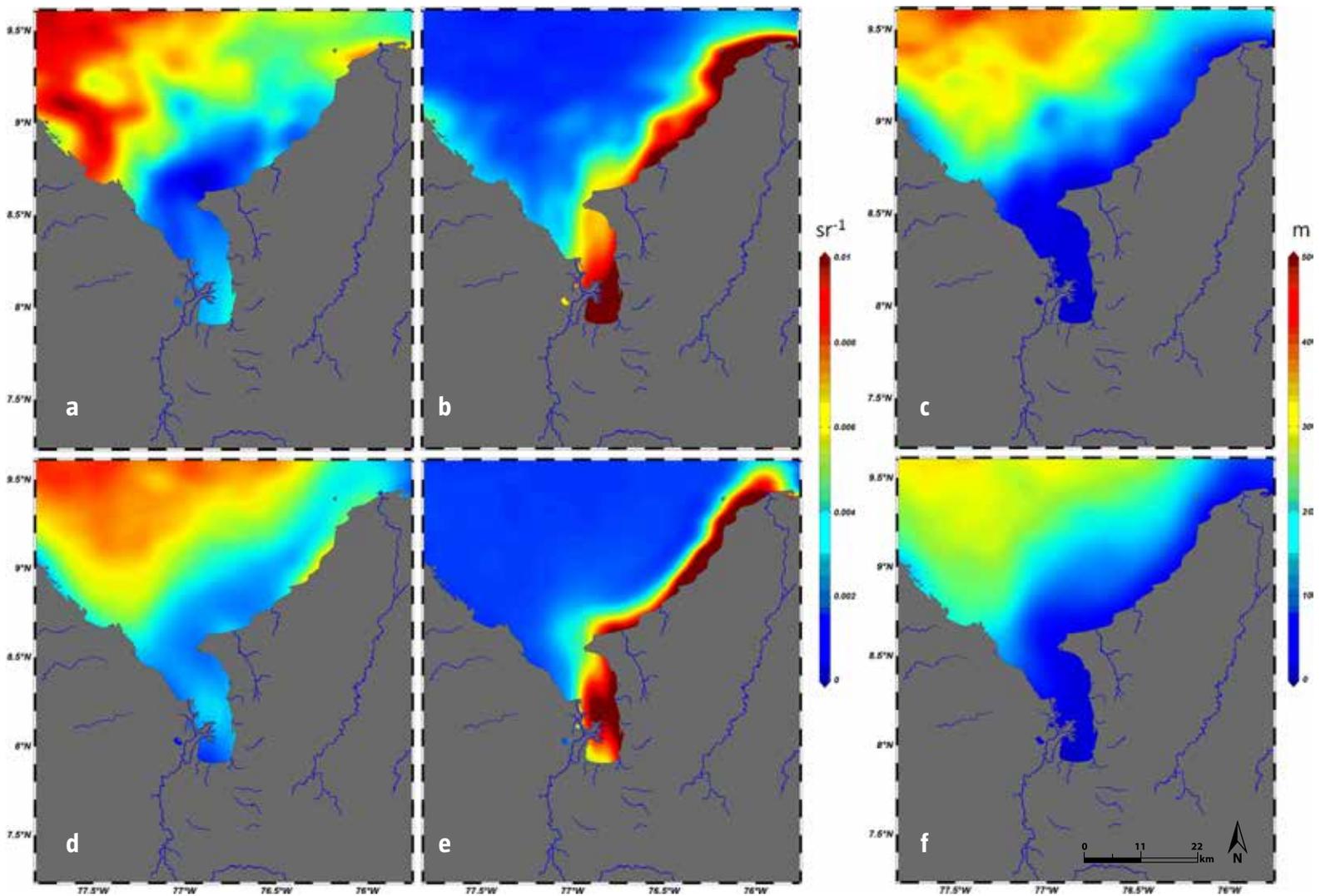


Figura 110. Imágenes de reflectancia sensor MODIS de Rrs412 y Rrs555 (en sr^{-1}), Kd (en m) del mes de marzo (a, b y c) y octubre (d, e y f).



Playa del Viento, al frente el delta de Tinajones.
Foto tomada por Marco Elías González.

Una vez la intensidad de los vientos empieza a disminuir a partir de mayo hasta noviembre (Figura 109f-l), la energía potencial del agua en el golfo de Urabá se convierte en energía cinética, permitiendo la distribución de material particulado, que en la temporada anterior estaba encerrado en el golfo debido a la acción de los vientos. En esta época, las precipitaciones son uniformes en toda la zona y el gradiente longitudinal desaparece.

De acuerdo con IDEAM (2015), en la zona del río Sinú, la escorrentía mensual acumulada en la época húmeda aumenta y está entre los 60 y 80 mm, en Turbo entre 80 y 100 mm, mientras que entre Acandí y Titumate presenta valores entre 100 y 200 mm. Estas aguas, ricas en contenidos de materia orgánica, fitoplancton y sedimentos, se distribuyen gracias a la acción de los vientos y la Contra Corriente Panamá-Colombia (CCPC) que tiene un comportamiento semestral con flujos más intensos entre junio y noviembre (Ruiz-Ochoa, 2011).

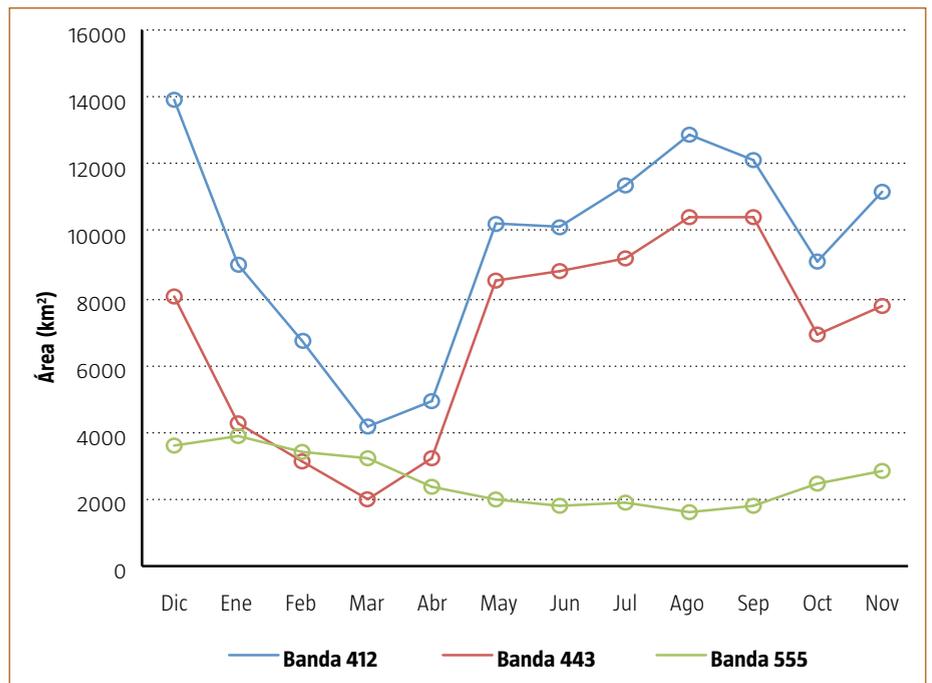
Como se mencionó anteriormente, la relajación de los vientos provenientes del oeste permiten la salida del material previamente confinado en el golfo y la acción mecánica de la CCPC dispersa el material fertilizador, lo que provoca que las aguas se tornen turbias, efecto que se ve reflejado en la intensidad detectada por la señal Rrs443, que muestra valores de reflectancia bajos ($\sim 0.002 \text{ sr}^{-1}$) debido a la absorción de luz por parte de la clorofila-a presente en el área (Figura 109f-l). Como consecuencia de las intensas precipitaciones en esta época, los efectos de las descargas de agua dulce sobre la región Sinú-Urabá, que tienen sus máximos en la temporada húmeda, alteran la distribución espacial de fitoplancton, CDOM y sedimentos (Figura 110d-f).

Para evitar que la variación espacial de la región influyera en los datos, se realizó un conteo de aquellos píxeles que estuvieran por debajo de 0.004 sr^{-1} en las imágenes de reflectancia Rrs443, Rrs412, Rrs555 del sensor MODIS.



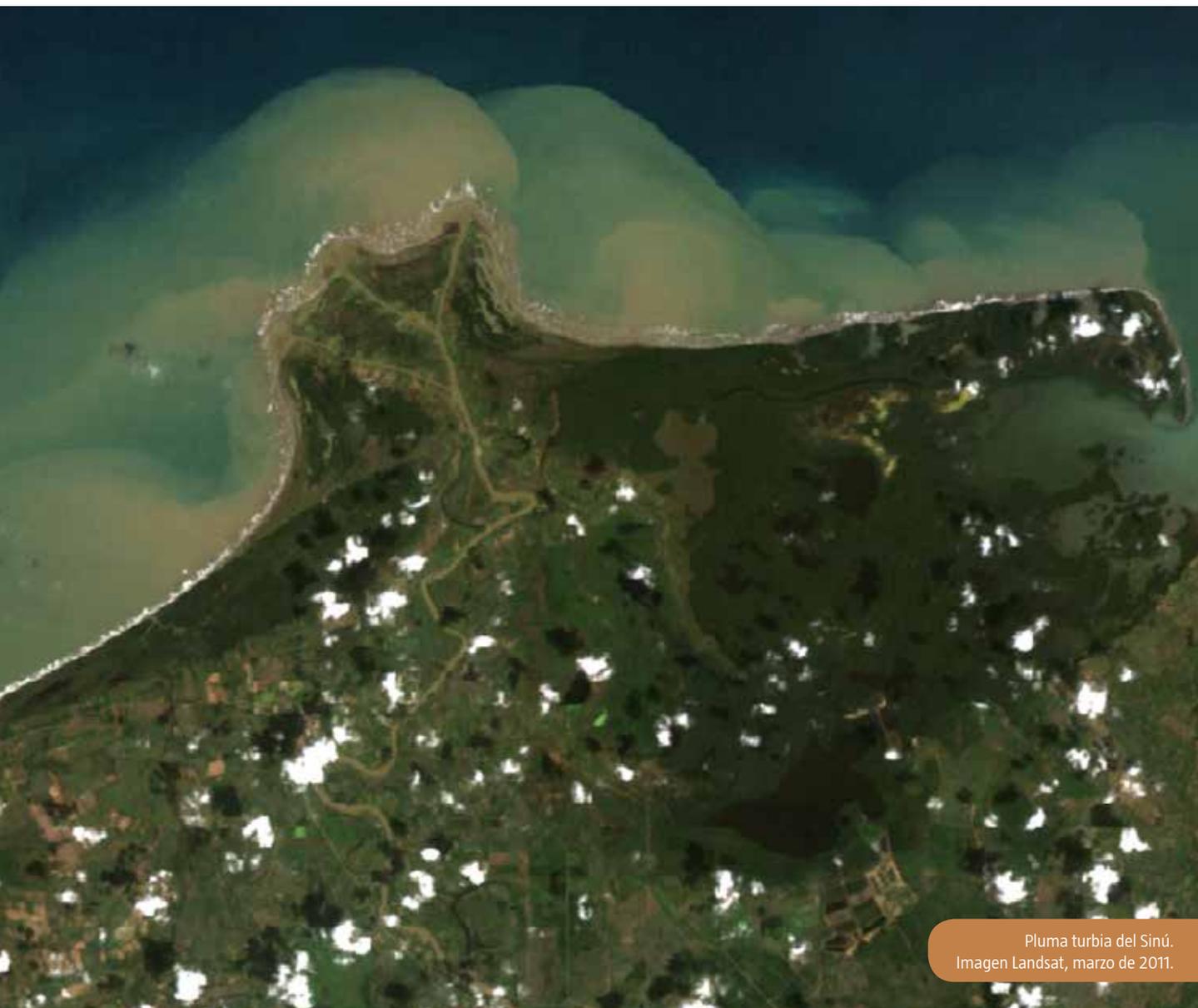
A partir de este conteo, y teniendo en cuenta que cada pixel equivale a 16 km², se encontró que, en la época media el área de cobertura debido a efectos climáticos y oceanográficos varía respecto al área en la época de lluvias. Esta modulación de la extensión debida a las épocas climáticas fue de interés particular, ya que las áreas de las imágenes satelitales con intensidades inferiores a 0.004 sr⁻¹ para las bandas 443 y 412 (valor de reflectancia alta para estimar clorofila-a y CDOM) presentan mínimos en el mes de marzo, en donde los caudales son menores en toda la zona y los vientos presentan altas velocidades. Por otro lado, se destaca que el mes de diciembre, a pesar de pertenecer a la época media, se detecta una mayor área (Figura 11).

Contrario a lo anterior, en la señal Rrs555 se observa que en la época media la extensión de detección de sedimentos es mayor que para la



época húmeda. Las detecciones satelitales en las tres bandas, presentan un punto de inflexión en abril, mes en el cual los vientos cambian de comportamiento.

Figura 11. Ciclo anual de la extensión de los parámetros satelitales por debajo del umbral de los 0.004 sr⁻¹.



Referencias

- Andrade, C.A. 2009. Variaciones temporales termohalinas en la cuenca de Colombia, Bol. Cient. CIOH 27: 8-21.
- Andrade, C. A., E. D. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research* 108 (C6): 1-11.
- Báez, A., J. Rueda, M. Bastidas y L. García. 2012. Calidad de Aguas, Sedimentos y Comunidades Biológicas en el Área de Perforación Exploratoria Marina Fuerte Sur, Caribe colombiano. Coordinación de Servicios Científicos. INVEMAR. Informe Final para Ecopetrol. Santa Marta, D.T.C.H. 142 p +Anexos.
- Bernal, G., M. Toro, L. J. Montoya y C. Garizábal. 2005. Estudio de la dispersión de sedimentos del río Atrato y sus impactos sobre la problemática ambiental costera del golfo de Urabá: Dinámica oceanográfica del golfo de Urabá y su relación con la dispersión de sedimentos, Informe Final, Fondo ISA Universidad Nacional de Medellín. 61 p.
- Bernal, G., G., Poveda, P., Roldán, y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30(115): 195-208.
- Carder, K. L., F. R. Chen, Z. Lee, S. K. Hawes y J. P. Cannizzaro. 2003. MODIS ocean science team algorithm theoretical basis document. 19: 7-18.
- Chevillot, P., A. Molina, L. Giraldo, y C. Molina. 1993. Estudio geológico e hidrológico del golfo de Urabá, Bol. Cient. CIOH 14: 79-89.
- CIOH. 2016. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas, Disponible en <https://www.cioh.org.co>
- Corporación autónoma regional de los Valles del Sinú y del San Jorge (CVS). 2004. Diagnóstico Ambiental de la Cuenca Hidrográfica del río Sinú. Montería.
- CVS-INVEMAR. 2015. Informe técnico final, Convenio No. 020, Corporación Valles del Sinú, INVEMAR, Santa Marta, Colombia. 250 p.
- Emery, W. J. 2001. Water types and water masses, *Encyclopedia of ocean sciences*, 6: 3179-3187.
- Emery, W.J. y J. Meincke. 1986. Global water masses- summary and review. *Oceanological Acta* 9(4): 383-391.
- Fabricius, K.E., G. De'ath, C. Humphrey, I. Zagorskis y B. Schaffelke. 2013. Intra-annual variation in turbidity in response to terrestrial runoff on near-shore coral reefs of the Great Barrier Reef, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 116: 57-65.
- Fabricius, K.E., M. Logan, S. Weeks y J. Brodie. 2014. The effects of river run-off on water clarity across the central Great Barrier Reef, *Marine Pollution Bulletin* 84(1): 191-200.
- Hu, C., Z. Chen, T. D. Clayton, P. Swarzenski, J. C. Brock y F. E. Muller-Karger. 2004. Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sensing of Environment* 93(3): 423-441.
- Franco-Herrera, A., L. Castro y P. Tigreros. 2006. Plankton dynamics in the south-central Caribbean Sea: strong seasonal changes in a coastal tropical system, *Caribbean Journal of Science* 42(1): 24.
- Garrido-Linares, M., D. Alonso-Carvajal, M. Rueda, C. Ricaurte, A. Polanco, A. Cárdenas, C. Cedeño, E. Montoya, E. Escarria, F. Dorado, J.M. Gutiérrez, K. Ayala, L. Tavera, M.A. Mutis, M.I. Aguilar, M. Vides-Casado, O. Rodríguez, V. Yepes-Narváez, J. Pizarro, F. Valencia, A. Rodríguez-Jiménez, M. Murcia, C. Peña, M. Bastidas-Salamanca, C. Giraldo. 2014. Informe técnico final "Línea base ambiental preliminar de los bloques de exploración de hidrocarburos Caribe colombiano: Fase COL 4 y COL 5, INVEMAR-ANH, Santa Marta, Colombia. 284 p.
- Giraldo, L. O. 1994. Análisis de masas de agua y control de calidad de la información oceanográfica, *Boletín Científico CIOH*, 15: 17-38.
- Guzmán, D., J.F. Ruiz y M. Cadena. 2014. Regionalización de Colombia según la estacionalidad de la precipitación media mensual, a través análisis de componentes principales (ACP), Grupo de Modelamiento de Tiempo, Clima y Escenarios de Cambio Climático Subdirección de Meteorología (IDEAM). 55 p.
- Hernández-Guerra A. y T.M. Joyce. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66 W, *Geophysical research letters* 27(21): 3497-3500.
- IDEAM. 2015. Estudio Nacional del Agua. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Ministerio del Medio Ambiente y Desarrollo Rural 2014. 493 p.
- INVEMAR. 2011. Informe del Estado de los Ambientes y Recursos Marinos y Costeros en Colombia: Año 2010, Serie de Publicaciones Periódicas No. 8, Santa Marta. 322 p.
- INVEMAR-GEO. 2015. Aportes sedimentarios del río Sinú y su relación con los procesos costeros del departamento de Córdoba. Actividad GEO-BPIN INVEMAR. Santa Marta. 59 p.
- Mesa, O., G. Poveda y L. Carvajal. 1997. Introducción al clima de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. Imprenta Universidad Nacional. Santafé de Bogotá, D.C. 390 p.
- Mesinger, F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. C. Shafran, W. Ebisuzaki, D. Jovic, J. Woollen, E. Rogers, E. H. Berbery, M. B. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish y W. Shi. 2006. North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87(3): 343-360.

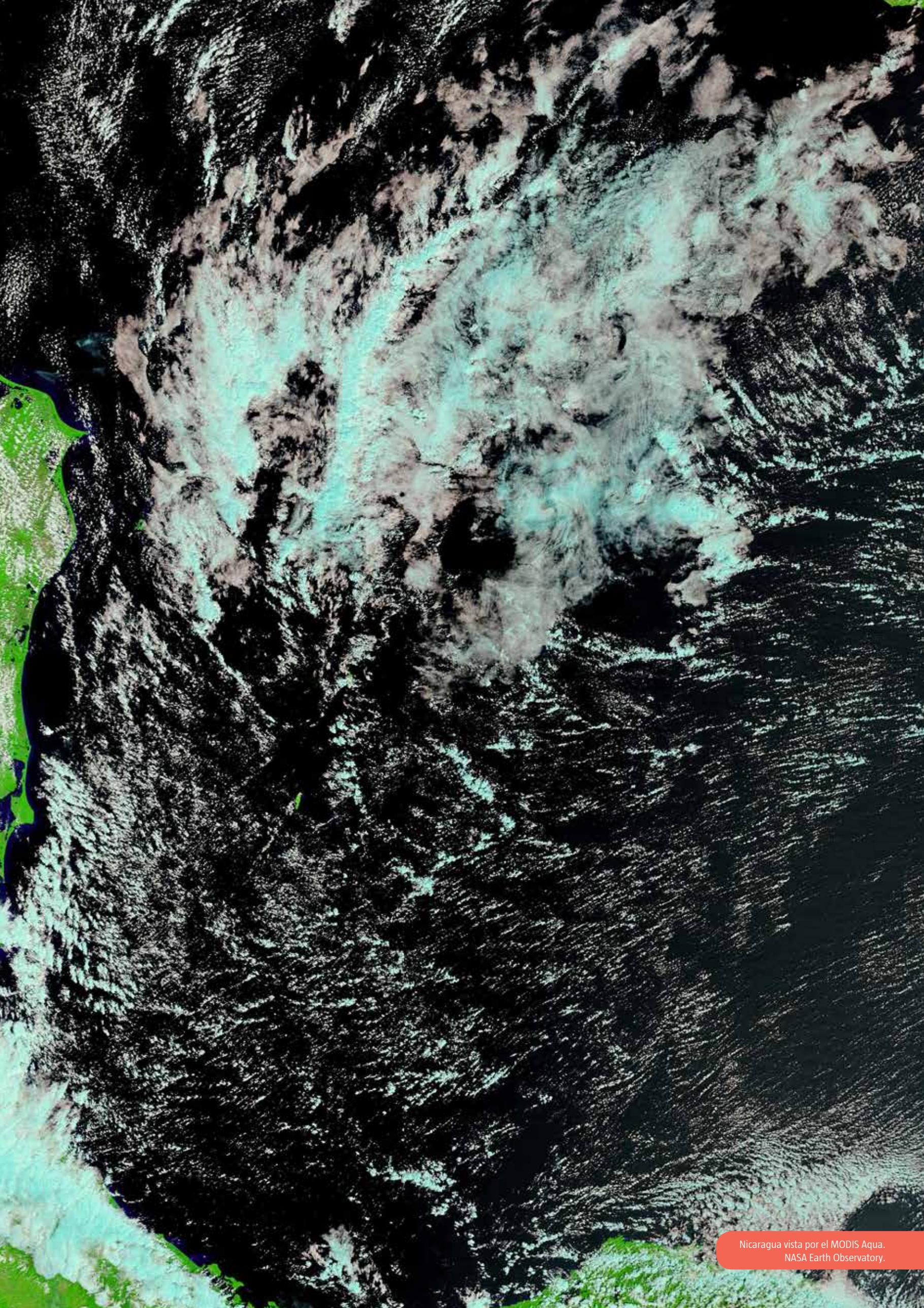
- Molina, A., A. Pelgrain, J. Suzunaga, y L. Giraldo. 1996. Comportamiento de la dinámica marina en el sector costero entre Galerazamba y Cartagena. *Boletín Científico CIOH* 17: 73-78.
- Montoya, L.J. 2010. Dinámica oceanográfica del golfo de Urabá y su relación con los patrones de dispersión de contaminantes y sedimentos. Tesis Ph.D, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 300 p.
- Oceánicos-UNAL, GICI-UdeM, UniNorte. 2012. Generación de regímenes de oleaje medios y extrémales en el Caribe Colombiano. Programa de investigación Análisis y Valoración de los procesos erosivos en la Costa continental e Insular del Caribe Colombiano. Convenio Especial de Cooperación 153 entre el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras José Benito Vives De Andrés (INVEMAR), el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación COLCIENCIAS y la Gobernación del Magdalena. 52 p.
- Piola, A. R., O. O. Moller Jr. y E. D. Palma. 2004. El impacto del Plata sobre el Océano Atlántico, *Ciencia hoy* 14(82): 28-37.
- Posada P., Oliva B. y Henao W. 2008. Diagnóstico de la erosión en la zona costera del Caribe colombiano. INVEMAR, Serie Publicaciones Especiales No. 13, Santa Marta. 200 p.
- Pujos, M., J. L. Pagliardin, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Boletín Científico, CIOH* 6: 3-15.
- Restrepo, J.D. y I.D. Correa. 2002. Geología y oceanografía del delta del río San Juan: Litoral pacífico Colombiano, Fondo editorial Universidad EAFIT, Medellín, Colombia. 221 p.
- Restrepo, J. 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 1-21.
- Roldán, P. 2008. Modelamiento del patrón de circulación de la bahía Colombia, golfo de Urabá, Implicaciones para el transporte de sedimentos. Tesis de Maestría en Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 97 p.
- Ruiz-Ochoa, M.A 2011. Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales, Tesis Ph.D, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 102p + Anexos.
- Shang, S., Q. Dong, Z. Lee, Y. Li, Y. Xie y M. Behrenfeld. 2011. MODIS observed phytoplankton dynamics in the Taiwan Strait: an absorption-based analysis. *Biogeosciences* 8(4): 841-850.
- Smith, W.O y D.J. Demaster. 1996. Phytoplankton biomass and productivity in the Amazon River plume: correlation with seasonal river discharge. *Continental Shelf Research* 16(3): 291-319.
- Stewart, R. H. 2008. Introduction to physical oceanography, department of Oceanography, Texas A y M University. 353 p.



Capítulo 10

Región 9: plataforma centroamericana

Constanza Ricaurte-Villota,
Magnolia Murcia-Riaño y
Silvio Andrés Ordóñez-Zúñiga



Nicaragua vista por el MODIS Aqua.
NASA Earth Observatory.

Generalidades

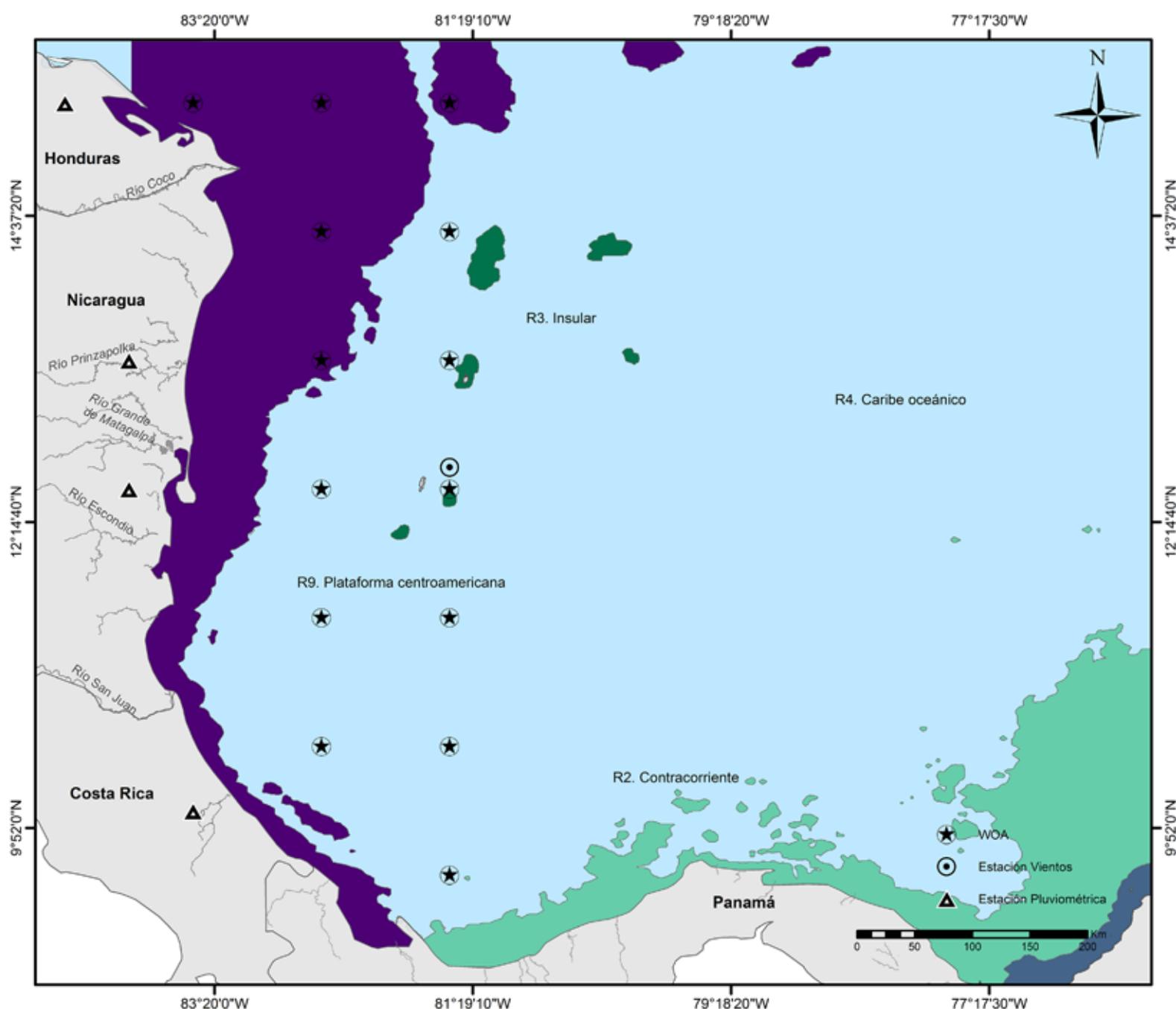
La última región descrita en esta regionalización del Caribe, corresponde a la zona de alta variabilidad espacial (SEOF1>1) de la plataforma centroamericana (Figura 112), que abarca desde la zona sur de Honduras hasta el norte de Panamá (laguna de Chiriquí). Esta plataforma, en el promontorio de Nicaragua, en la zona norte (Figura 113) es amplia (200 km aproximadamente) y somera (330 m de profundidad en promedio) y se estrecha hacia el sur (amplitud mínima aproximada de 12 km) en la costa costarricense.

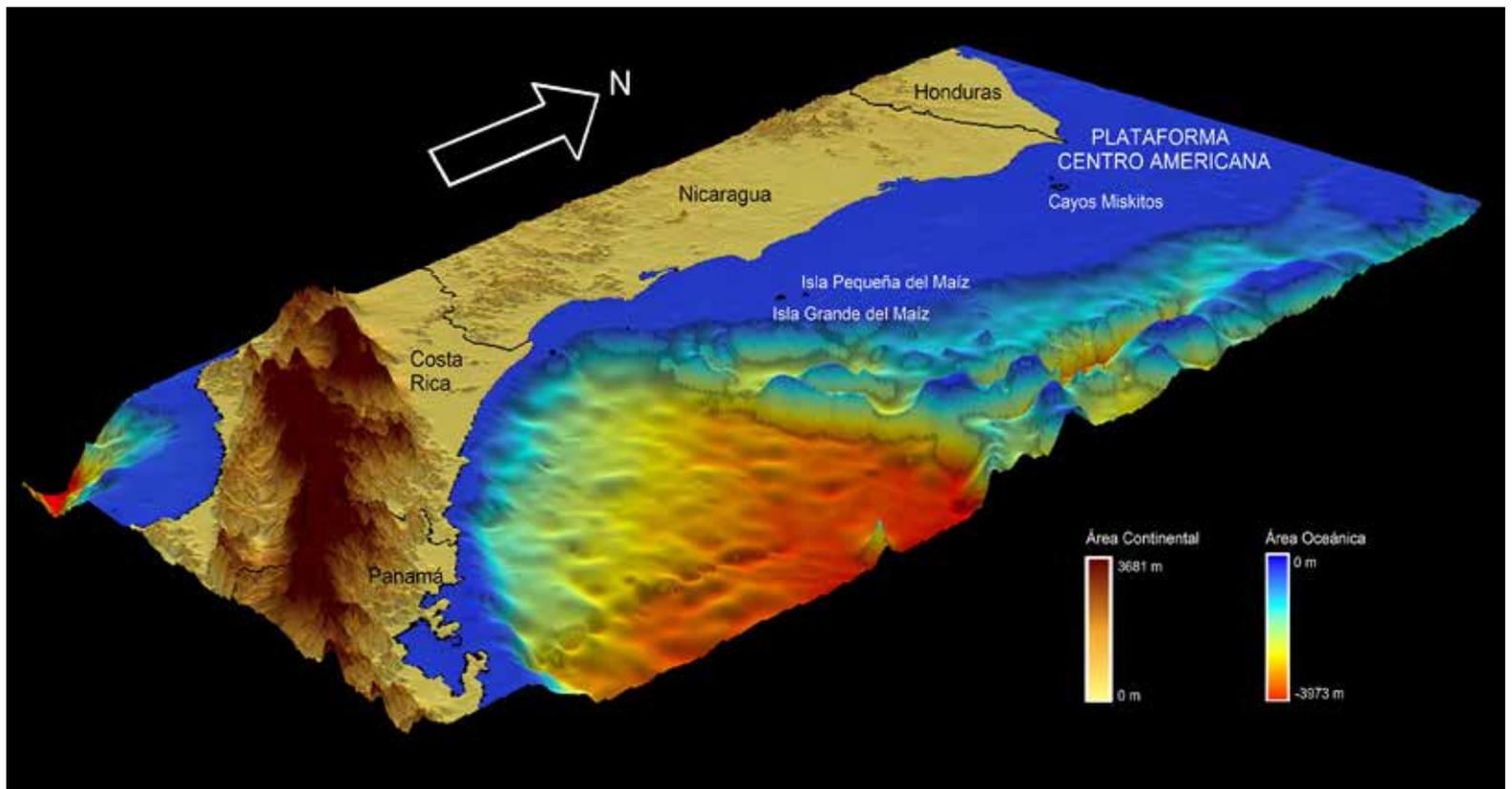
El promontorio de Nicaragua es un componente tectónico estructural de la placa Caribe, que se extiende desde el este de América Central

hacia La Española, sobre la que yacen varias plataformas carbonatadas como el banco de Mosquito (Hine *et al.*, 1988). Al parecer, las condiciones oceanográficas y climáticas de la zona, impiden el desarrollo de arrecifes coralinos y favorecen la formación de biohermas de Halimeda (Hine *et al.*, 1988).

Este accidente submarino se convierte en un obstáculo para la corriente del Caribe. En su borde, una parte de dicha corriente se agudiza y toma dirección norte (Alvera-Azcárate *et al.*, 2009), por lo que puede suponerse que sobre él hay poca influencia de esta corriente, la otra porción retorna hacia el sureste a través del Giro Ciclónico Panamá-Colombia (Richardson, 2005; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009).

Figura 112. Mapa de la región 9, en violeta, muestra las diferentes fuentes de datos usados para la caracterización de la zona.





Las características oceanográficas de la región también están influenciadas por los aportes continentales de los ríos presentes en la zona, en especial en la parte norte, entre los que se destacan el Coco, Ulang, Prinzapolka, el río Grande de Matagalpa, Escondido y San Juan (límite con Costa Rica), entre otros. El río Coco es considerado el río más largo de Centroamérica, está formado por la confluencia de los ríos Comalí (Honduras) y Tapacalí (Nicaragua), tiene una longitud de 680 km y desemboca en cabo Gracias a Dios, un pequeño delta en el mar Caribe (Guía Agropecuaria, 2010).

La descarga anual acumulada de agua de todos los ríos ($1.54 \times 10^{11} \text{ m}^3$) (Ryan, 1992) y de sedimentos ($25 \times 10^6 \text{ t}$) (Murray *et al.*, 1982), sugieren que la cuenca Caribe de Nicaragua recibe una alta carga de agua dulce y material terrígeno que resultan de la alta pluviosidad y de las características del suelo presente en la zona (Ryan, 1992), lo que influye notablemente en los ambientes costeros.

Por su parte, la costa de Costa Rica sobre el Caribe tiene una extensión aproximada de 212 km, abarca desde punta Castilla en el río San Juan hasta Sixaola. A lo largo de ella también desembocan gran cantidad de ríos que se caracterizan además por el abundante material que acarrear (sedimentos y restos de vegetación) y un torrente constante durante todo el año, relacionado con

los altos niveles de precipitación anual de la zona (Solano-Quintero y Villalobos-Flores, 2001). Posee además una costa irregular que alberga arrecifes coralinos y vegetación tropical.

La pequeña porción de la costa norte de Panamá que cubre la región 9, corresponde al archipiélago de Bocas del Toro y dos cuerpos de agua (bahía Almirante y laguna de Chiriquí). La plataforma continental es bastante angosta, con profundidades máximas entre 20 y 50 m, el archipiélago, con una extensión aproximada de 3500 km², limita al sur con la laguna. La zona es bañada por numerosos ríos y quebradas que debido a la alta precipitación alberga bosque tropical lluvioso y manglar, a pesar de esto también se desarrollan formaciones coralinas (Guzmán y Guevara, 1998).

Sobre las condiciones climáticas de la costa centroamericana existen varias investigaciones, debido a la importancia que esta estrecha franja de tierra tiene al conectar el Atlántico tropical con el Pacífico nororiental (Magaña *et al.*, 1999; Amador, 2008). En contraste, a pesar de que el Caribe es una cuenca relativamente bien investigada, no existen muchos estudios oceanográficos específicos sobre la zona costera de Centroamérica, excepto los realizados en el banco Mosquito (Murray *et al.*, 1982; Roberts y Murray, 1983).

Figura 113. Modelo de elevación digital de la plataforma centroamericana. Fuente de datos: GEBCO_2014 con resolución espacial de 30 segundos (Weatherall *et al.*, 2015).

Contexto climático y oceanográfico

La precipitación muestra diferencias espaciales (Figura 114), pero cada zona presenta dos épocas climáticas con diferente distribución de los meses de máxima y mínima precipitación. En la zona norte (ZN) se observa una época seca de enero a mayo, con mínimos entre marzo y abril, y una húmeda de junio a diciembre, con máximos en el mes de noviembre; esta época es interrumpida por el “veranillo”, “canícula” o sequía de medio verano (Magaña *et al.*, 1999), entre agosto y septiembre.

En las dos estaciones de la zona centro (ZC1 y ZC2) la época seca va de enero a abril, mes en el que se observa los valores mínimos, y un periodo húmedo de mayo a diciembre, con máximos en los meses de junio y julio. De estas dos, la que se encuentra más al sur muestra la mayor precipitación de la región (> 500 mm, ZC2).

El comportamiento de esta zona corresponde en parte con lo expuesto por Magaña *et al.* (1999) para el sur de México y Centroamérica, donde los máximos se dan en junio, pero no muestra la sequía de medio verano entre julio y agosto. Por el contrario, julio es el mes de máxima precipitación, lo que podría ser causado por

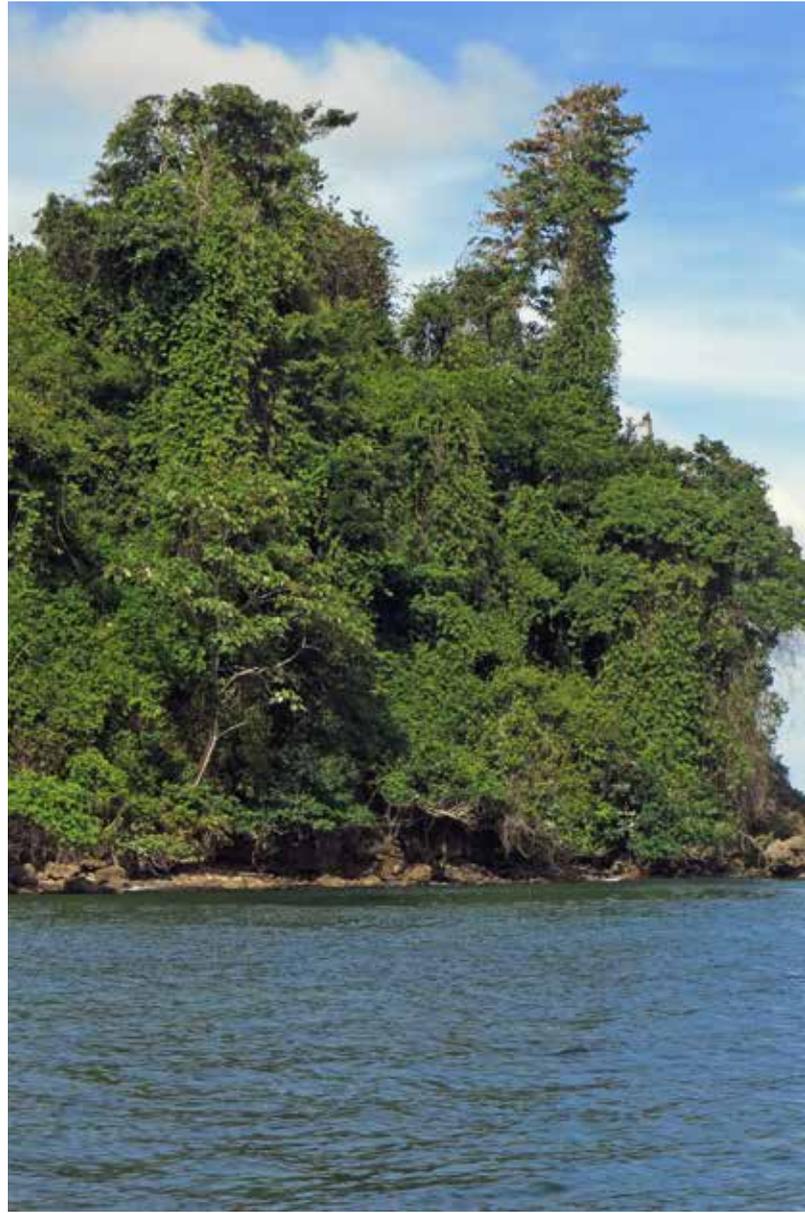
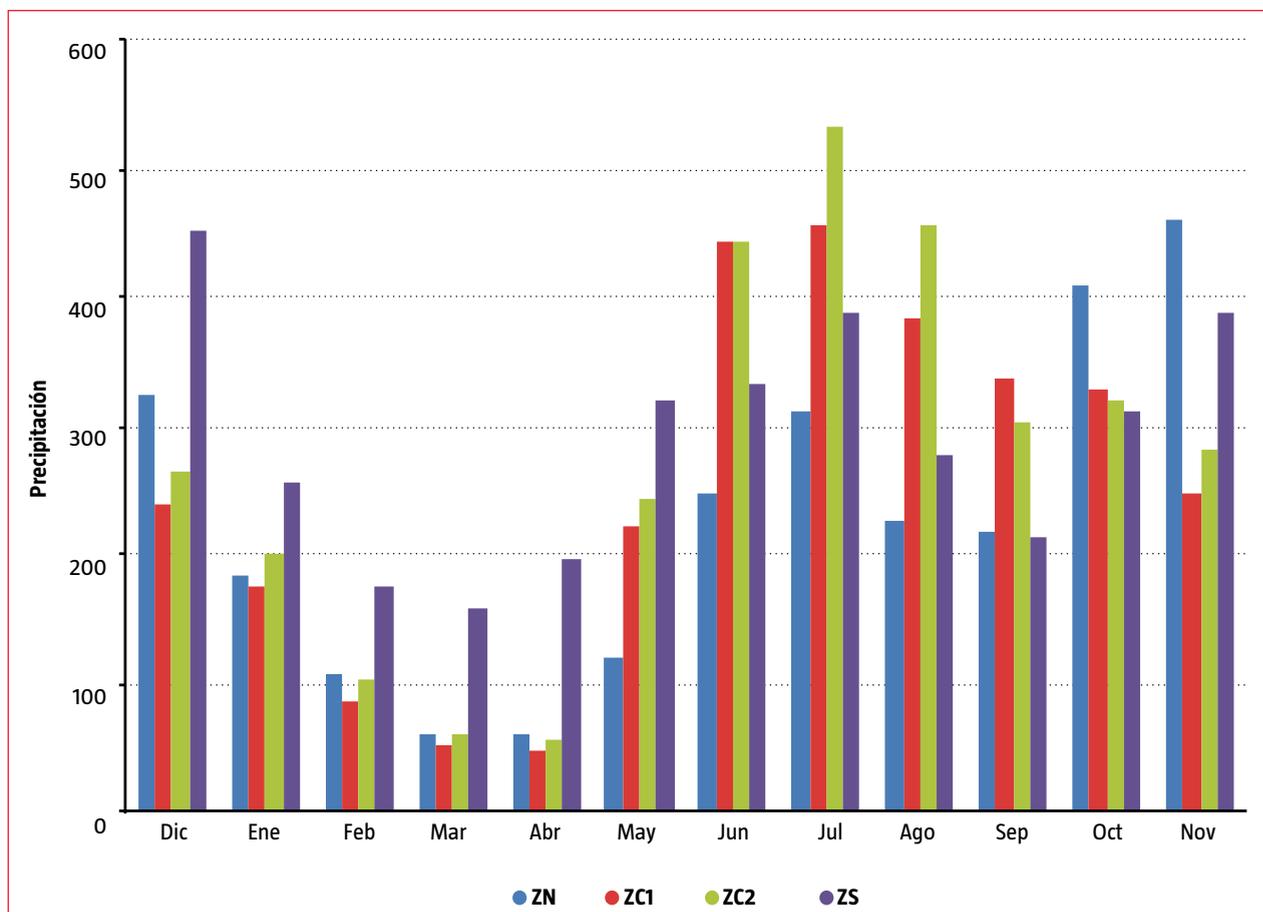


Figura 114. Precipitación a lo largo de la costa centroamericana en la zona norte (ZN), zona centro 1 (ZC1), zona centro 2 (ZC2), y en la zona sur (ZS). Fuente de datos: Legates y Willmott, 1990.



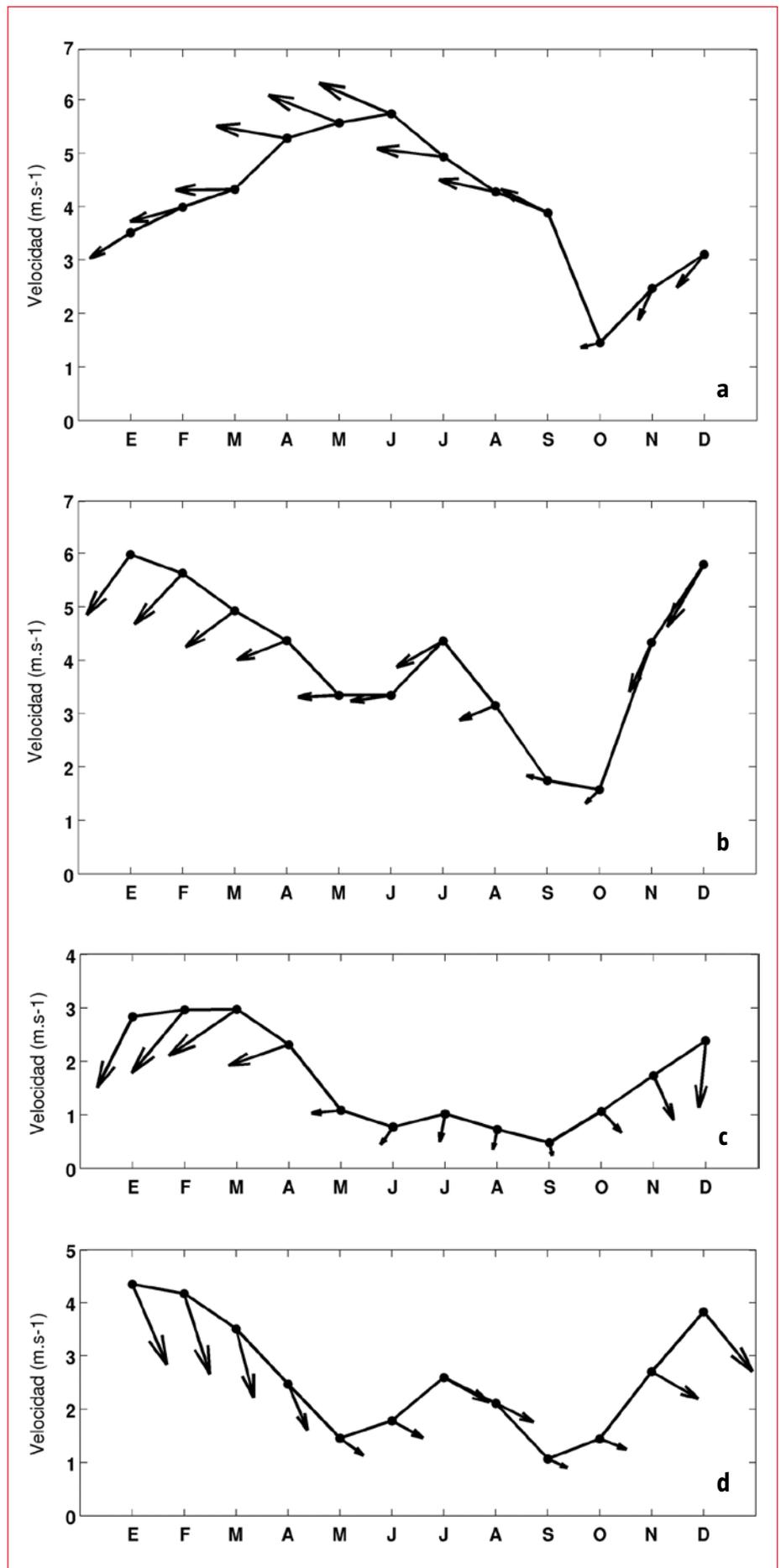


Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.

un chorro de bajo nivel a 700 hPa ocasionado por el fortalecimiento de los vientos del este en la piscina cálida del Pacífico oriental, lo que fuerza un movimiento ascendente e intensas precipitaciones sobre el lado Caribe de América Central (Magaña *et al.*, 1999)

La zona sur (ZS) tiene un comportamiento parecido al de la zona norte (ZN), aunque la época seca va de enero a abril, con una precipitación mínima en el mes de marzo; mientras que la temporada húmeda va de mayo a diciembre, también interrumpida por el "veranillo" pero solo en septiembre. Para esta zona el mes de máxima lluvia es diciembre, con valores cercanos a los 450 mm. La climatología anual de precipitación en ella coincide con la estación Limón en Costa Rica, presentada por Magaña *et al.* (1999).

Los vientos por su parte, presentan un gradiente latitudinal en velocidad, que disminuye su



intensidad de norte a sur (Figura 115), mientras que su dirección se va curvando desde la parte norte, donde son del NE, hasta alcanzar una dirección opuesta del NO al llegar a Panamá (Figura 115d). En la zona norte la velocidad del viento (Figura 115a) muestra un incremento de

Figura 115. Ciclo de vientos en cuatro puntos de la costa: zona norte (a); centro (b); sur (Costa Rica) (c); y Panamá (d). Fuente de datos: NARR.

noviembre a junio, observando los máximos valores en este último mes (alrededor de 6.00 m.s^{-1}), a partir de allí comienza a disminuir y alcanza los valores mínimos en el mes de octubre (cerca de 1.50 m.s^{-1}). La dirección es del NE entre noviembre y febrero, del E en marzo, del SE entre abril y septiembre, para finalmente, ser de nuevo del E en octubre.

En la zona centro, sur (Costa Rica) y Panamá (Figura 115b, c y d), los vientos presentan un comportamiento bimodal, con dos máximos: uno de noviembre a marzo y el otro en julio, el primero es el de mayor intensidad (6.00 y 3.00 m.s^{-1} , respectivamente); y dos mínimos: uno entre mayo y junio y el otro entre septiembre y octubre, el cual muestra las velocidades más bajas (1.50 y 0.50 m.s^{-1} , respectivamente). La dirección en la zona centro es del NE de noviembre a abril, del E entre mayo y junio, nuevamente del NE en julio y

agosto, y posteriormente del SE entre septiembre y octubre. Mientras que en la zona sur los vientos son del NE de diciembre a abril, del E en mayo, del NE entre junio y agosto, del N en septiembre y por último, del NO entre octubre y noviembre.

Finalmente, los vientos en Panamá (Figura 115d), como se dijo anteriormente, muestran una dirección opuesta a los de la zona norte en algunas épocas del año (del NO entre octubre y noviembre) y alcanzan las velocidades más bajas de toda la región ($< 0.50 \text{ m.s}^{-1}$).

Sobre sus condiciones oceanográficas, la región muestra variabilidad espacial y temporal, al ser influenciada por aportes continentales, como se dijo anteriormente.

La temperatura superficial del mar, determinada a partir de datos WOA09 (Locarnini *et al.*, 2010), presenta una variación de $2 \text{ }^\circ\text{C}$ (entre 26.50 y



Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.



28.50 °C) a lo largo del año. Los valores más bajos se observan entre febrero (26.50 °C) y marzo (27. 25 °C), (Figuras 116a y 2d), cuando los vientos tienen mayor velocidad en casi toda la región. En esta época la zona es casi homogénea, con excepción de un pequeño núcleo más cálido frente a punta Gorda (Nicaragua) y al sur, frente a Costa Rica. Conforme el año avanza el agua se va calentando, con valores intermedios en julio y agosto (Figura 117a y 2i), un ligero aumento en septiembre (Figura 118a), hasta alcanzar los máximos valores en octubre y noviembre (Figura 119a y 120a).

Se pueden observar además dos características particulares en esta región: 1) una piscina de agua más cálida en la zona sur frente a Costa Rica y el norte de Panamá casi permanente a lo largo del año, con excepción del mes de noviembre, cuando el agua cálida se ubica al norte de la región; 2) agua con diferente temperatura en la parte central,

asociada a aportes terrestres, que divide la región en los meses de alta precipitación.

La región de la plataforma centroamericana muestra variaciones de la salinidad superficial (Antonov *et al.*, 2009) entre 34.00 y 36.50, con los valores más bajos consistentemente al sur, frente a las costas de Costa Rica y Panamá (Figuras 116b a 120b), donde se observan los mayores valores de precipitación (3474 mm.año⁻¹). En esta zona los valores más bajos de salinidad ocurren en julio (Figura 117b), septiembre (Figura 118b) y noviembre (Figura 120b), mientras que en la zona norte y centro estos se presentan en febrero (Figura 116b), agosto (Figura 3i) y septiembre (Figura 118b). Precisamente, durante este último mes se observa un núcleo de alta salinidad en la punta norte del área de estudio.

Por su parte, el oxígeno disuelto (OD) en superficie (García *et al.*, 2010a), presenta cambios

intranuales, con marzo y mayo (Figuras 4d y 4f) como los meses de más bajos valores (alrededor de 4.25 ml.L^{-1}), posiblemente debido a una relajación de los vientos, especialmente en mayo cuando se presenta uno de los mínimos de velocidad en la zona centro, sur y Panamá.

Finalmente, los nutrientes en superficie (García *et al.*, 2010b), presentan en general valores bajos casi todo el año, característicos del Caribe, pero con aportes puntuales significativos en algunos meses. Por ejemplo, el fosfato en el extremo norte de la región 9 muestra las concentraciones más altas de toda la zona Caribe (0.55 y $0.65 \mu\text{mol.L}^{-1}$) entre julio y septiembre (Figuras 117d, 5i y 118d), posiblemente asociados a una relajación estacional del hundimiento de agua (*downwelling*), característico de la región a casi todo el año, el cual es ocasionado por el apilamiento sobre la costa del mar a causa de los vientos. La relajación de este hundimiento en

esta época, puede ser el resultado de la dirección SE de los vientos y la configuración de la costa. El núcleo de salinidad expuesto anteriormente, concuerda también con esta hipótesis.

Los nitratos (Figura 116e a 120e) son bajos ($<1.00 \mu\text{mol.L}^{-1}$) todo el año, con excepción de septiembre (Figura 118e), debido quizás a la relajación mencionada anteriormente. Los silicatos por su parte (Figura 116f a 120f) presentan mayor variación a lo largo del año, pero solo en la zona norte, donde se observan bajas concentraciones (alrededor de $2.00 \mu\text{mol.L}^{-1}$) durante los meses secos de enero a marzo, y altas de octubre a diciembre (promedio $5.00 \mu\text{mol.L}^{-1}$); los demás meses muestran valores intermedios. Su comportamiento espacial y temporal sugiere como fuente la gran cantidad de ríos que drenan el extremo norte del área (Figura 112), principalmente durante la época de lluvias.



Archipiélago Bocas del Toro, Panamá. Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.

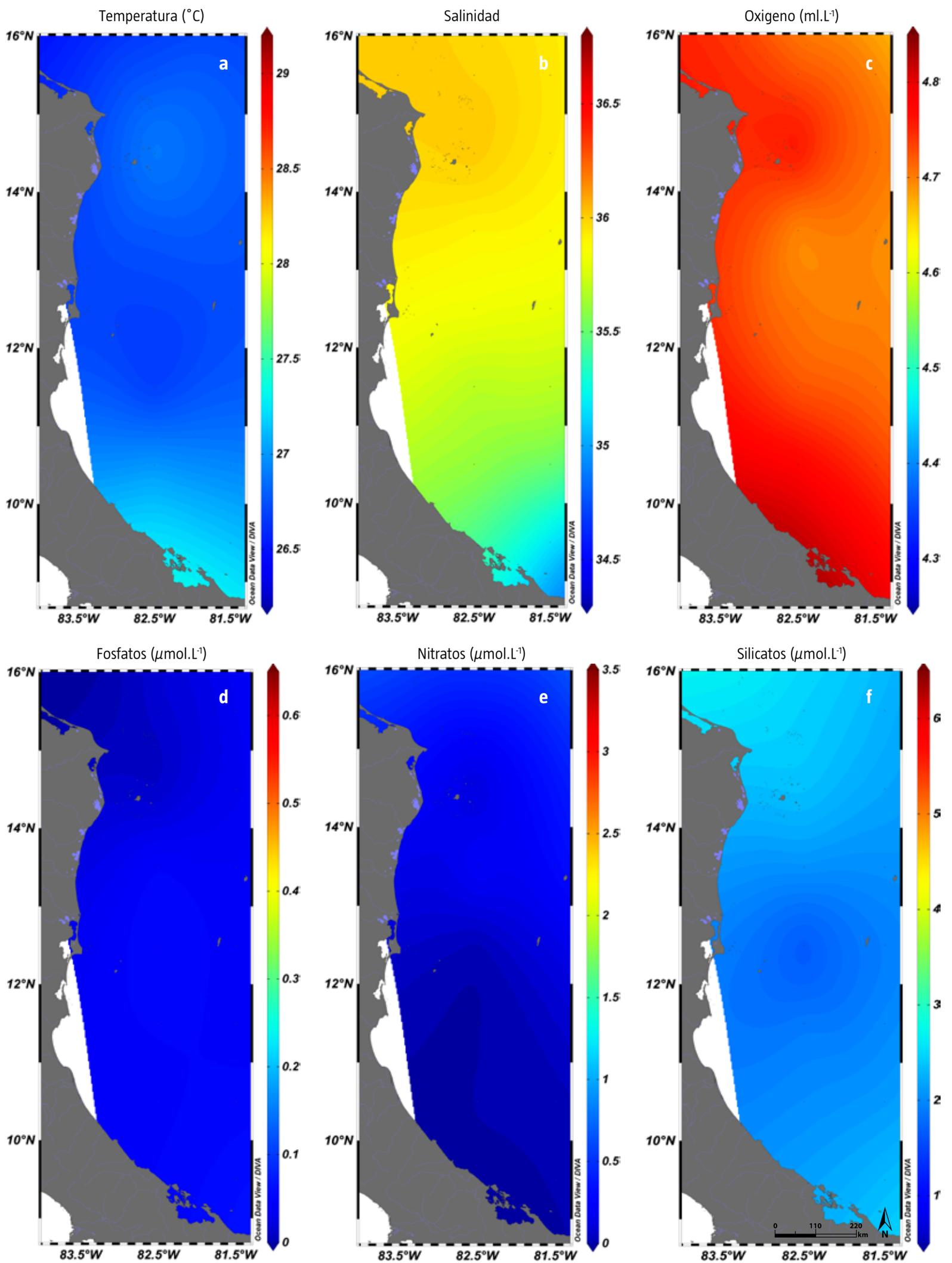


Figura 116. Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en febrero. Fuente de datos: WOA09.

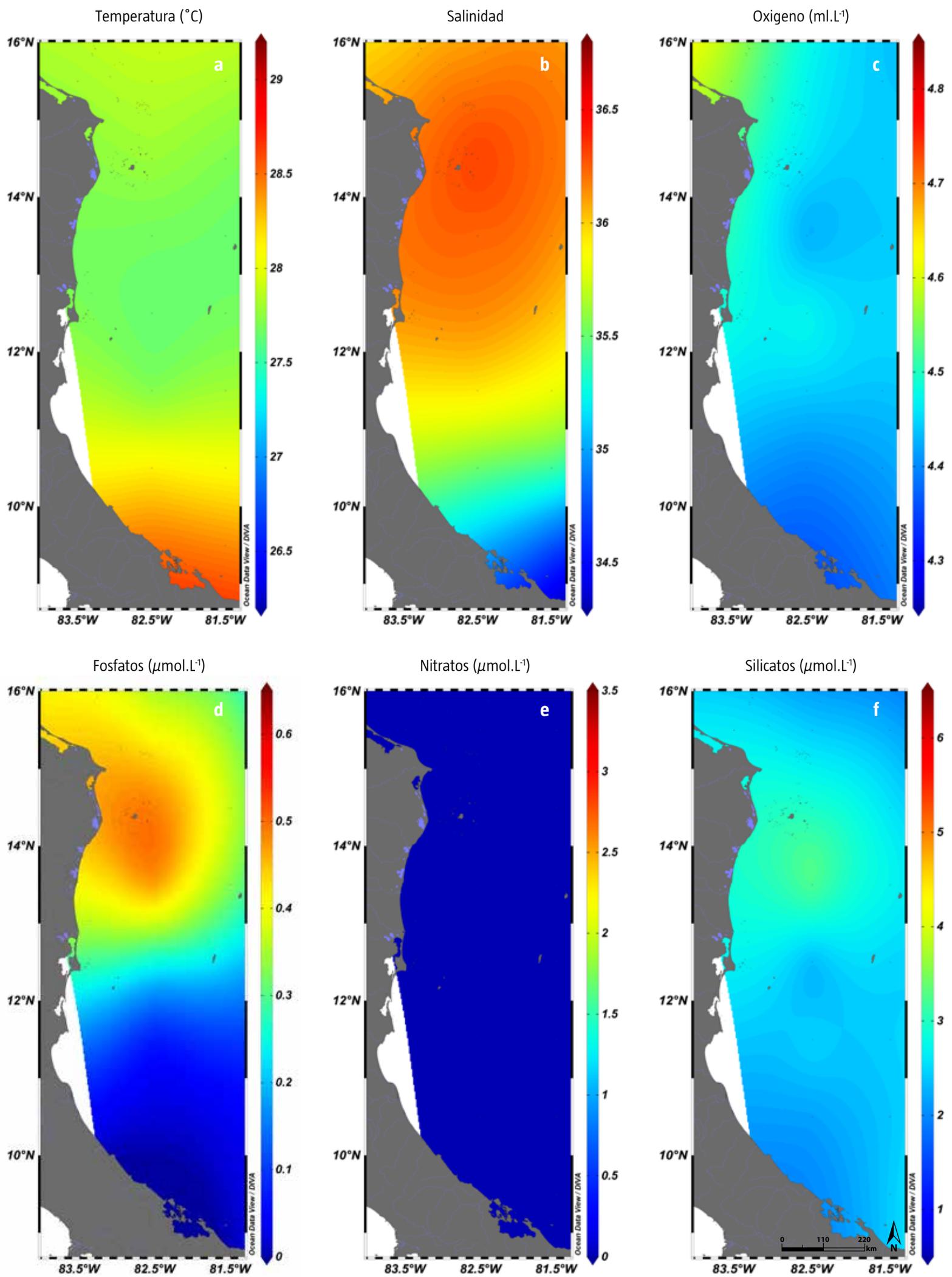


Figura 117. Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en julio. Fuente de datos: WOA09.

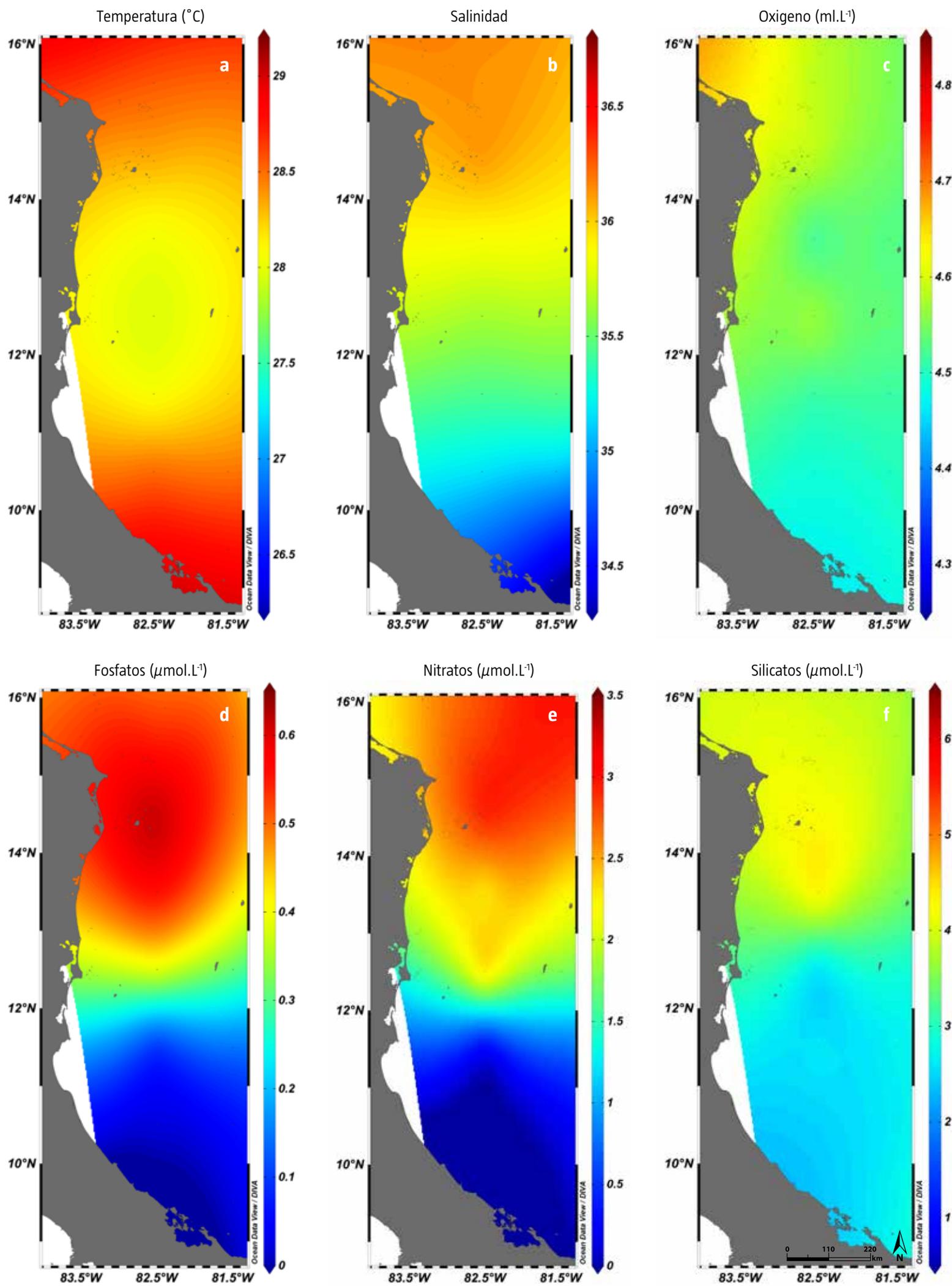


Figura 118. Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en septiembre. Fuente de datos: WOA09.

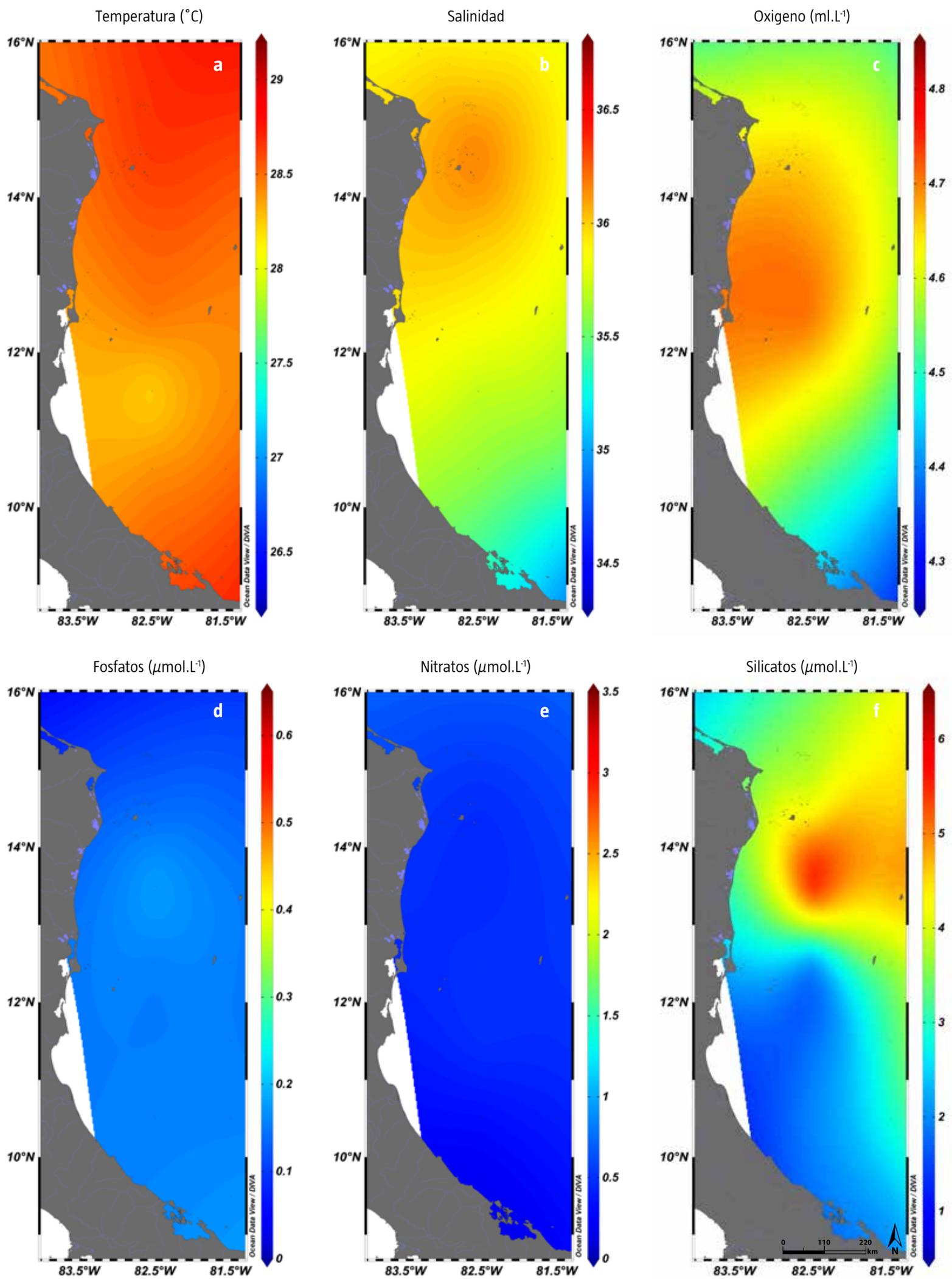


Figura 119. Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en octubre. Fuente de datos: WOA09.

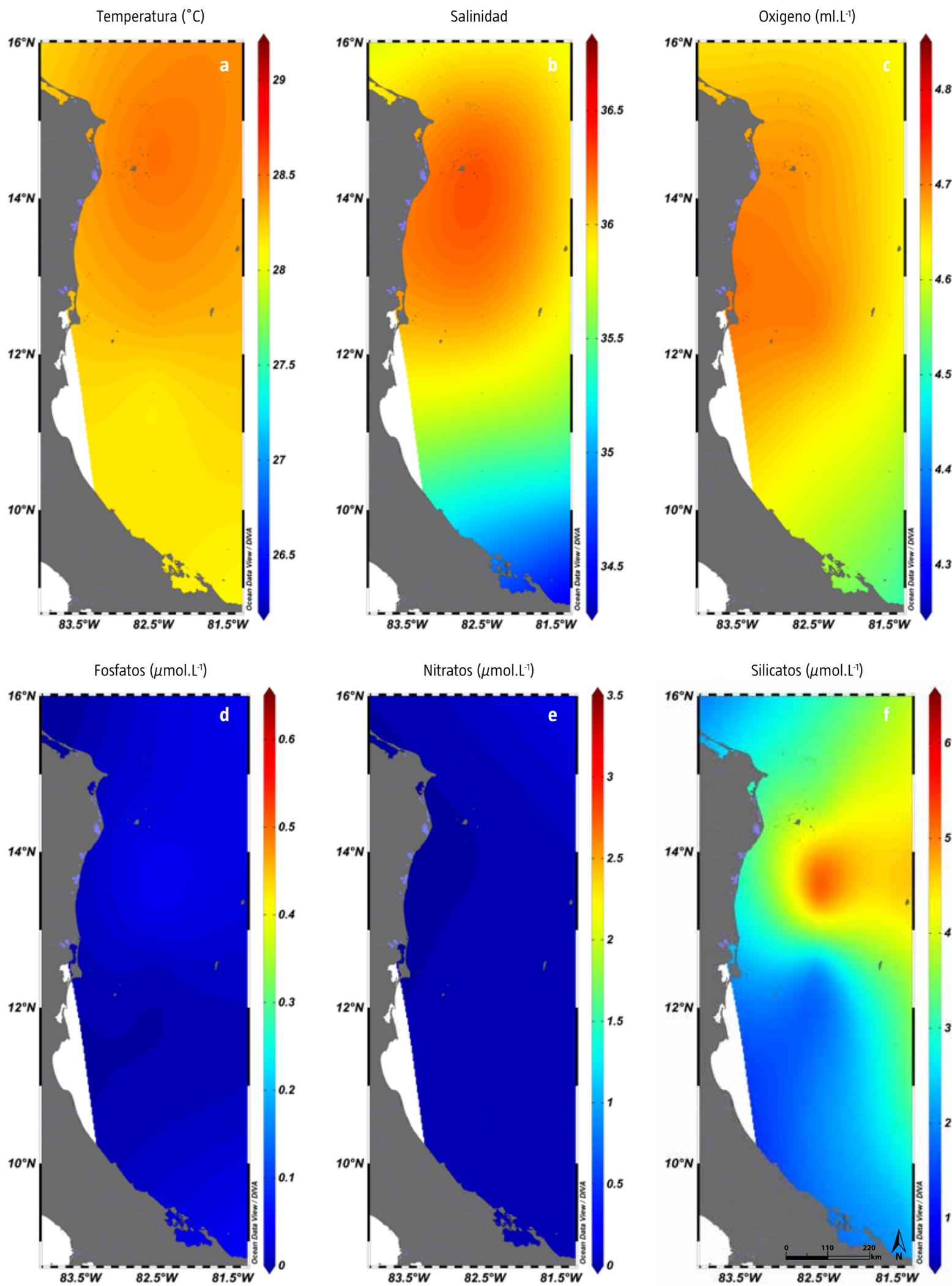


Figura 120. Comportamiento de la temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes en noviembre. Fuente de datos: WOA09.

Dinámica de la plataforma continental de Centroamérica

Tres principales características marcan la dinámica de la plataforma centroamericana: 1) la influencia de la escorrentía terrestre de la zona norte, que se mueve generalmente hacia el sur debido a la dirección predominante de los vientos; 2) el apilamiento de agua sobre el promontorio de Nicaragua durante las temporadas de mayor velocidad del viento y dirección a la costa; y 3) la “relajación” del hundimiento de agua (*downwelling*) entre julio y septiembre (Figura 121), debido al debilitamiento y cambio en la dirección del viento, lo cual beneficia el ascenso y acumulación de nutrientes en punta Gorda.

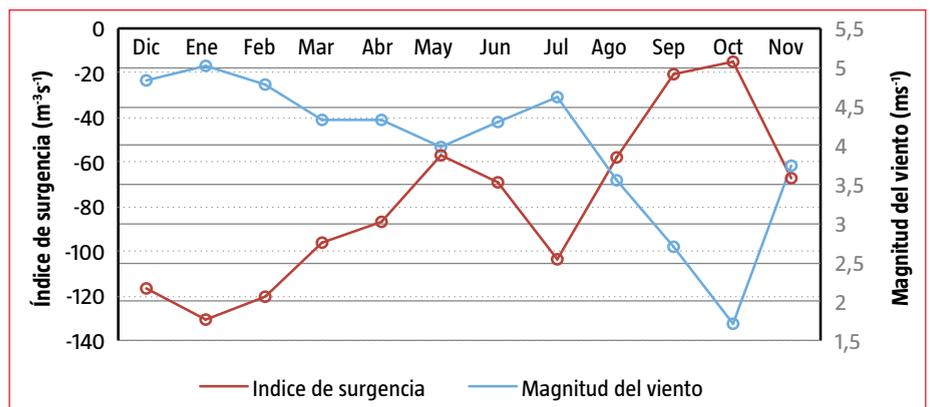
La interacción de estas características modula la dinámica de la zona, y son las encargadas de la fertilización. Lo cual puede ser explicado mediante la intensidad de la señal de reflectancia de los 443 nm (Figura 122), dado que ésta sigue el patrón de los vientos. Los meses entre enero y abril son los que registran los mayores valores de reflectancia (menor fitoplancton), con un mayor cubrimiento en extensión, mientras que entre septiembre y noviembre se observan los menores valores (mayor fitoplancton), lo cual parece estar respondiendo a la entrada de nutrientes (Figura 118) producto de la relajación estacional del hundimiento mencionado anteriormente.

Después del mayor aporte de nutrientes en septiembre, se observa en los meses de octubre y



noviembre la señal más débil, cuando los vientos se relajan en casi toda la región (por ejemplo, la zona norte muestra velocidades alrededor de 1 y 2 $m \cdot s^{-1}$, respectivamente); lo cual puede ser debido a una acumulación de células fitoplanctónicas por la morfología de la zona, parecido a lo expuesto por Santamaría-del-Ángel *et al.* (1997), y/o a un cambio en la comunidad fitoplactónica (proliferación de dinoflagelados y cocolitofóridos) relacionado con una menor turbulencia (Margalef, 1978; Roca-Rosell, 1987).

Así mismo, la señal de reflectancia de la banda de 555 nm muestra que la concentración de sedimentos es mayor en la zona norte de la plataforma, durante casi todo el año, relacionado tanto con aportes continentales, como con



resuspensión debido a los vientos. Los meses de mayor reflectancia son noviembre y diciembre (los de más alta precipitación), mientras que la señal más débil se da entre agosto y octubre, que coincide con una menor precipitación y un debilitamiento de los vientos (Figura 123).

Figura 121. Magnitud del viento e índice de surgencia ($m \cdot s^{-1}$ por 100 m de línea de costa) para punta Gorda.



Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.

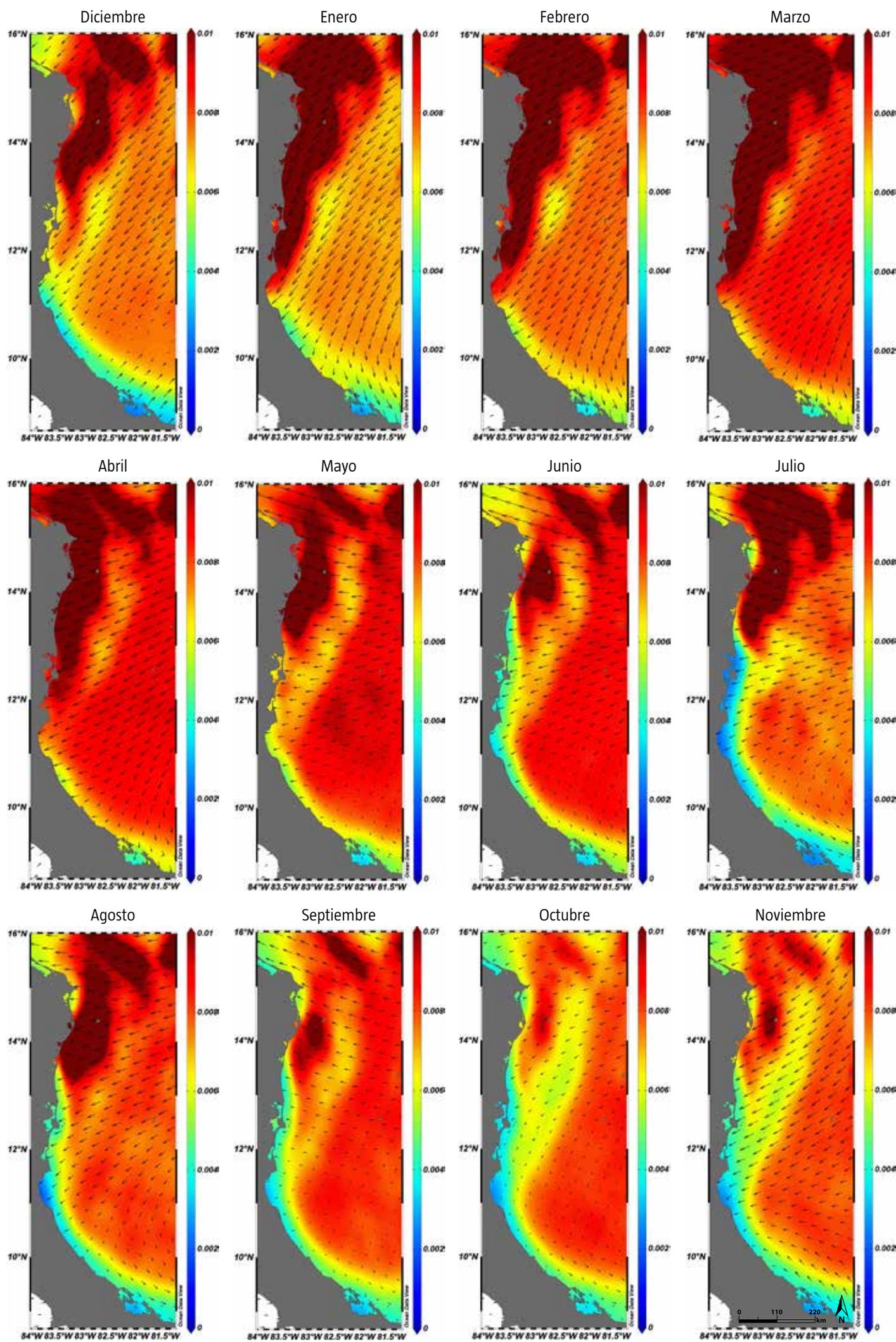


Figura 122. Rrs443 de la plataforma centroamericana y campo de vientos promedio de enero a diciembre.

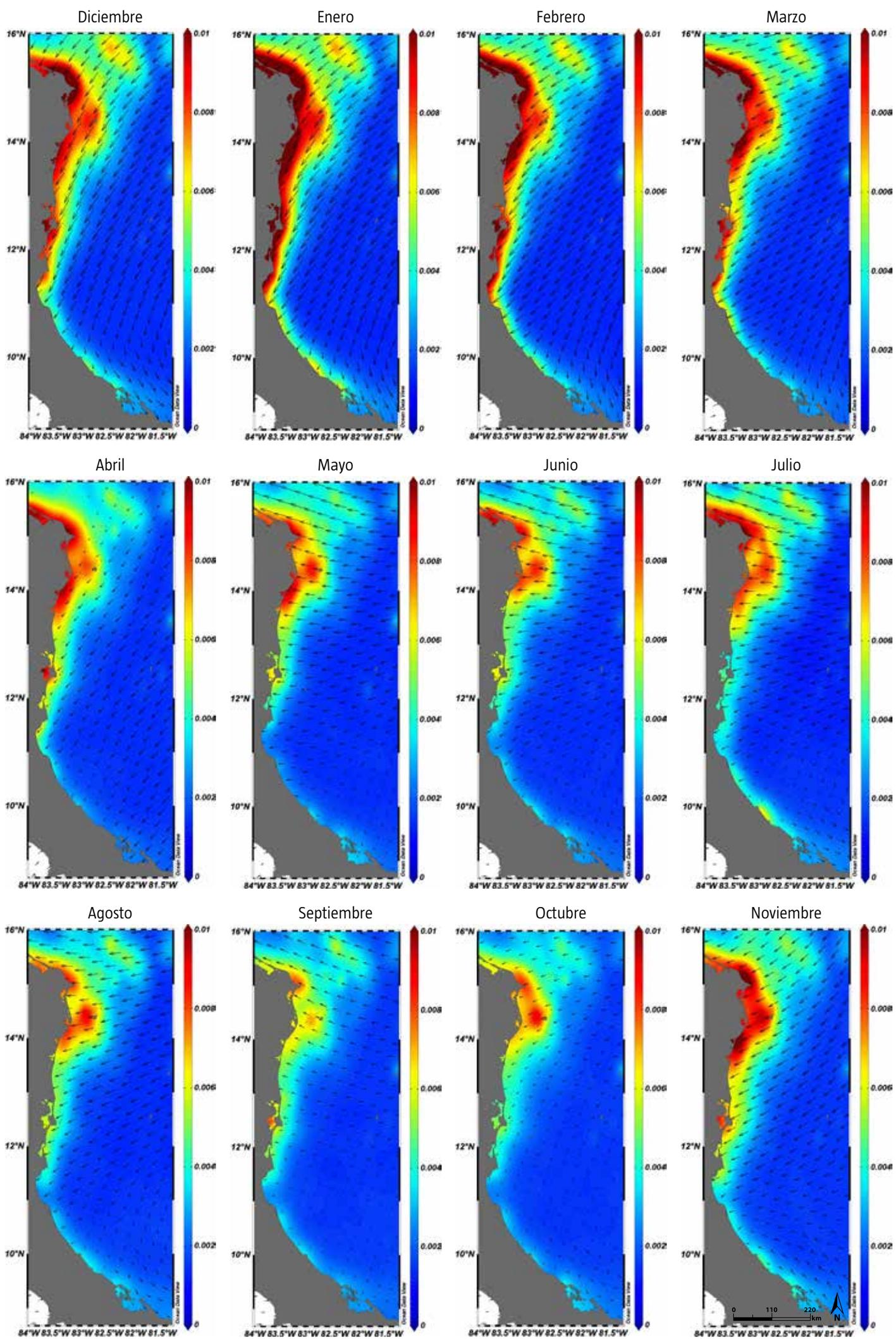
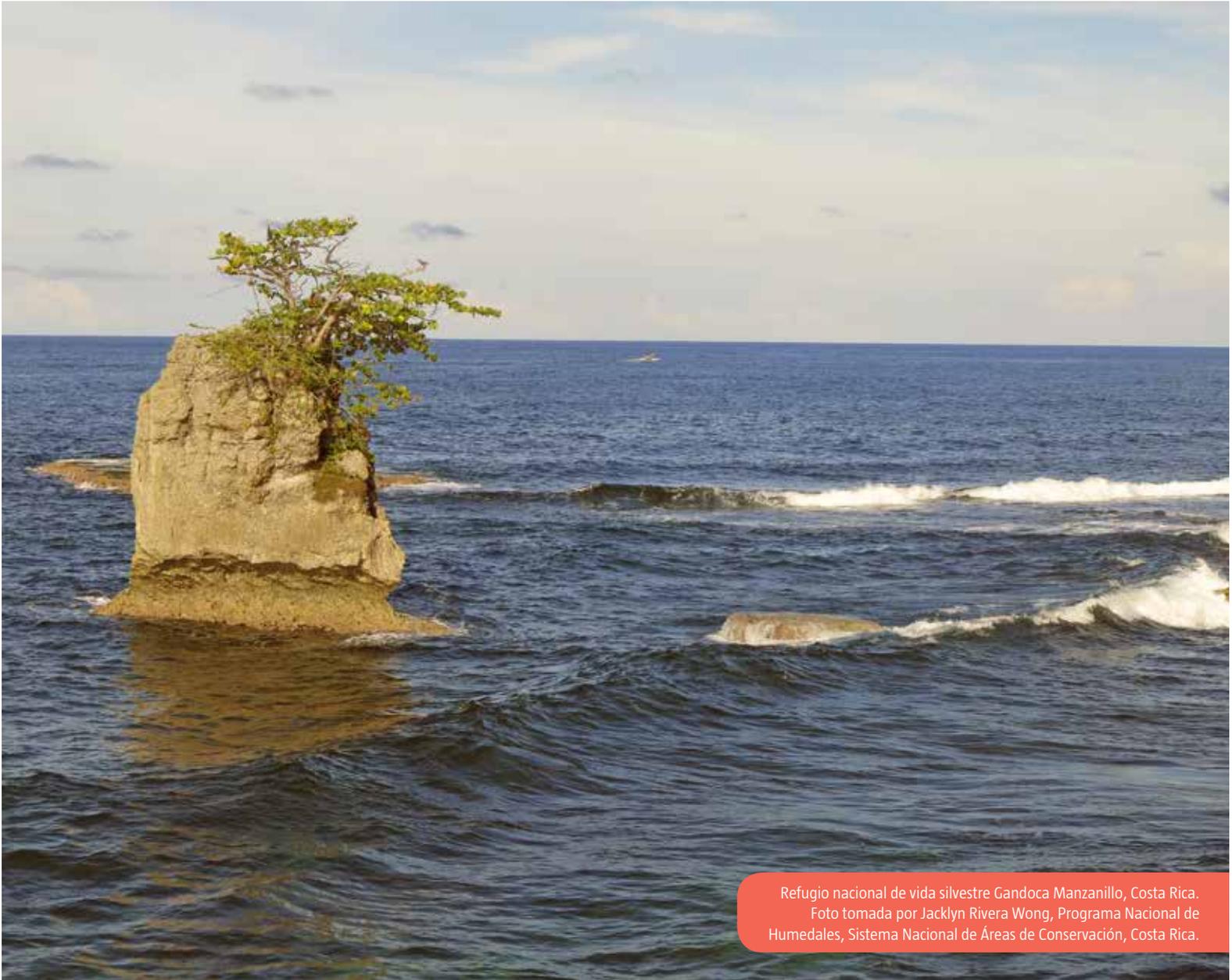


Figura 123. Rrs555 de la plataforma centroamericana y campo de vientos promedio de enero a diciembre.



Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.

Un transecto latitudinal en 82.5°W muestra cambios en la columna de agua de la plataforma a lo largo del año (Figura 124 a 127). Se observa en noviembre una columna de agua rica en silicatos entre los 13 y 15°N (Figura 124), producto de mayor aporte terrestre, relacionado con una más alta precipitación. Durante los meses de mayores vientos, como febrero (Figura 125) y julio (Figura 126), se produce un levantamiento de las isolíneas, posiblemente asociado con el apilamiento de agua sobre el promontorio de Nicaragua. Mientras que en septiembre (Figura 127) se observa un ascenso de agua salada de menor contenido de oxígeno, aunque no es muy clara la señal en nutrientes, podría estar asociada con la relajación mencionada a lo largo del capítulo.

Así mismo, siguiendo el patrón de circulación de los vientos, para el mes de febrero hay una disminución de la temperatura con respecto al

mes de noviembre, y se detecta un aumento en la profundidad de los fosfatos a partir de los 150 m , señal que no se observa en los otros nutrientes (Figura 125).

Para el mes de julio, hay un leve incremento de silicatos, debido posiblemente a que en esta época hay un primer periodo de precipitación. Además se observa un segundo máximo de fosfatos en la zona relacionado posiblemente también con la dirección del viento (Figura 126)

Finalmente, en el mes de septiembre hay un incremento a nivel subsuperficial de salinidad hacia los 11.5°N , marcado por la isolínea de los 36.5 , justo donde el agua choca con la plataforma centroamericana (Figura 127). Esta tendencia también es evidente en los datos de oxígeno; sin embargo, la fertilización por nutrientes solo se observa a nivel superficial.

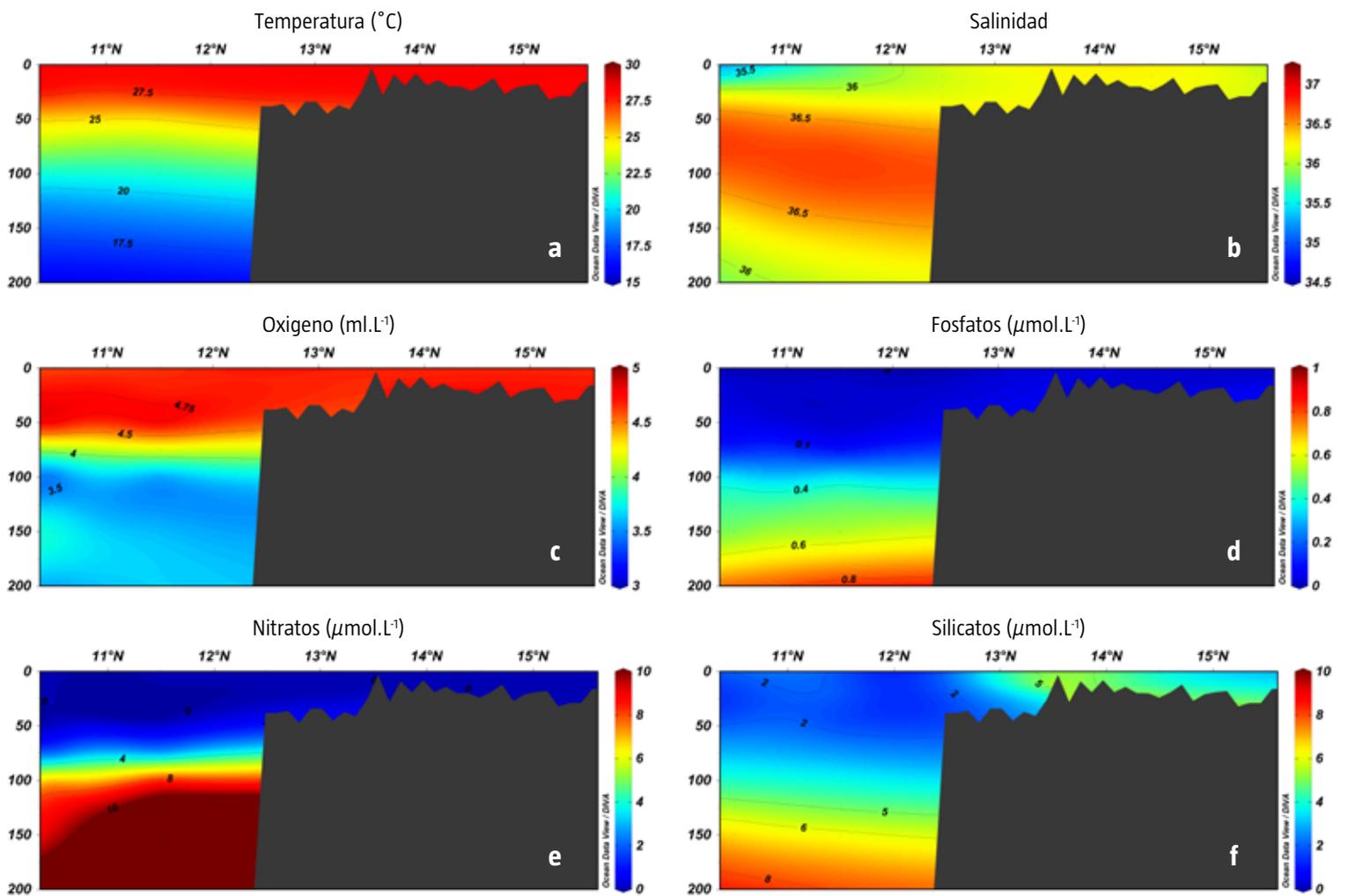


Figura 124. Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en noviembre. Fuente de datos: WOA09.

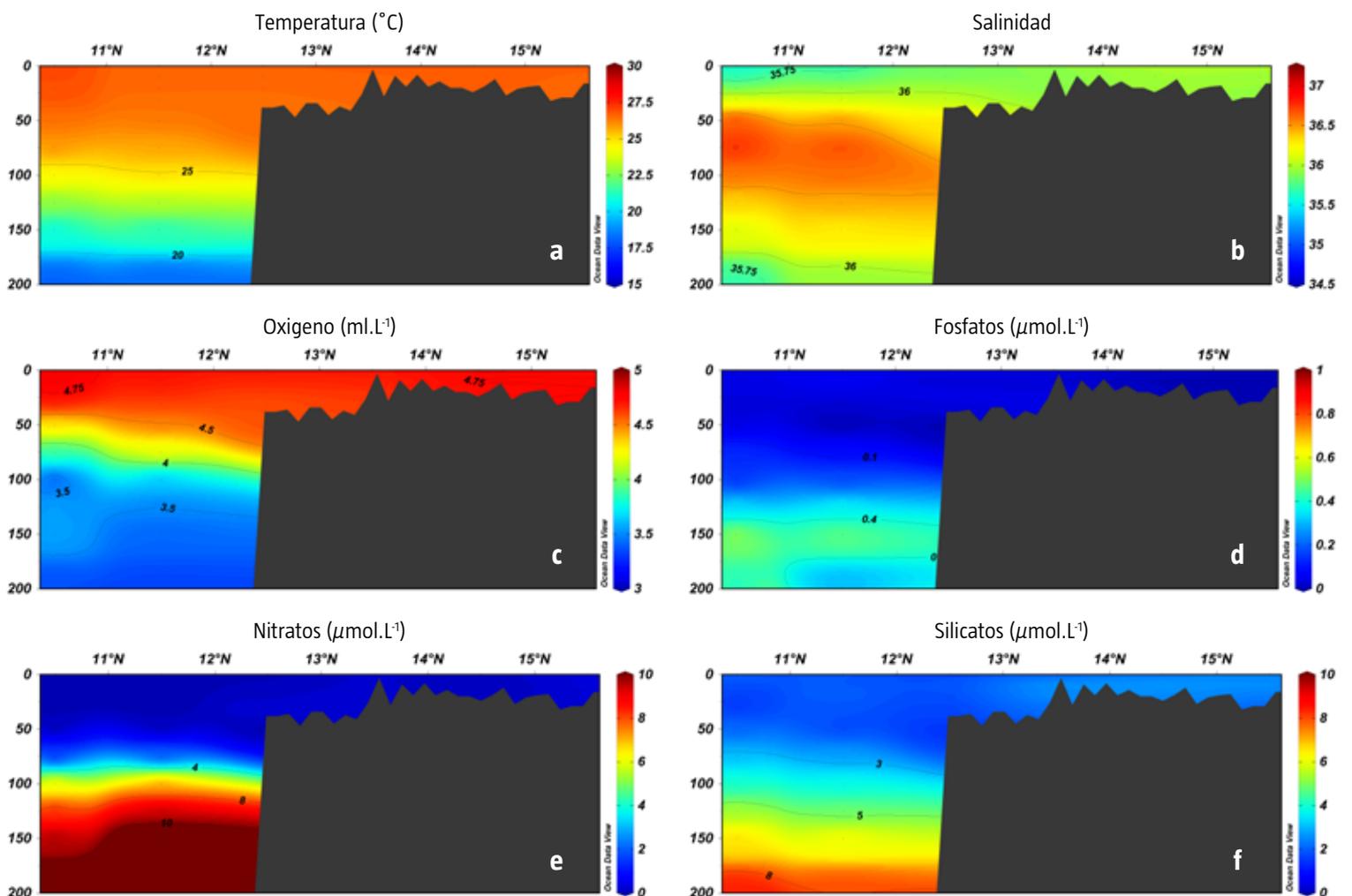


Figura 125. Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en febrero. Fuente de datos: WOA09.

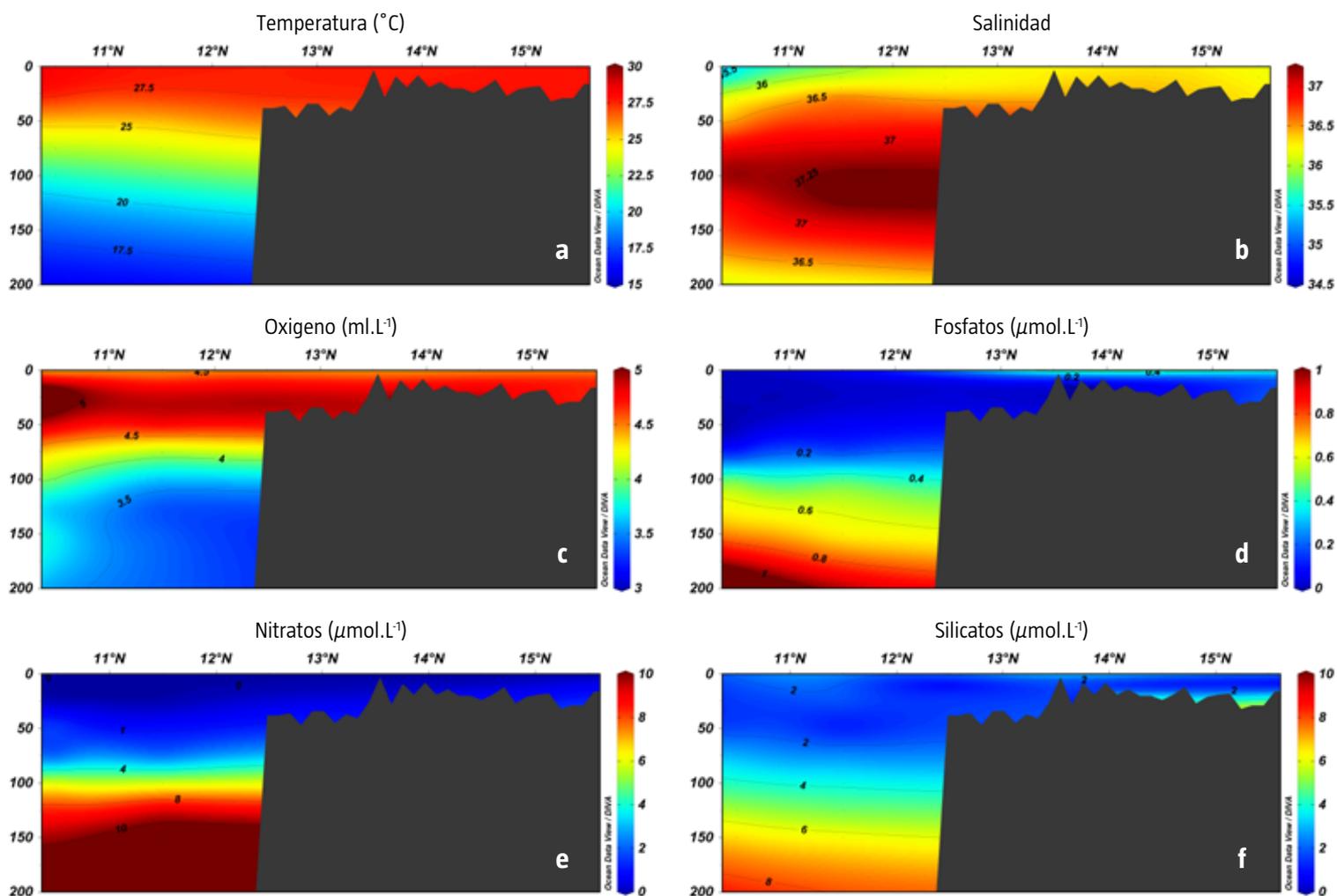


Figura 126. Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en el mes de julio. Fuente de datos: WOA09.



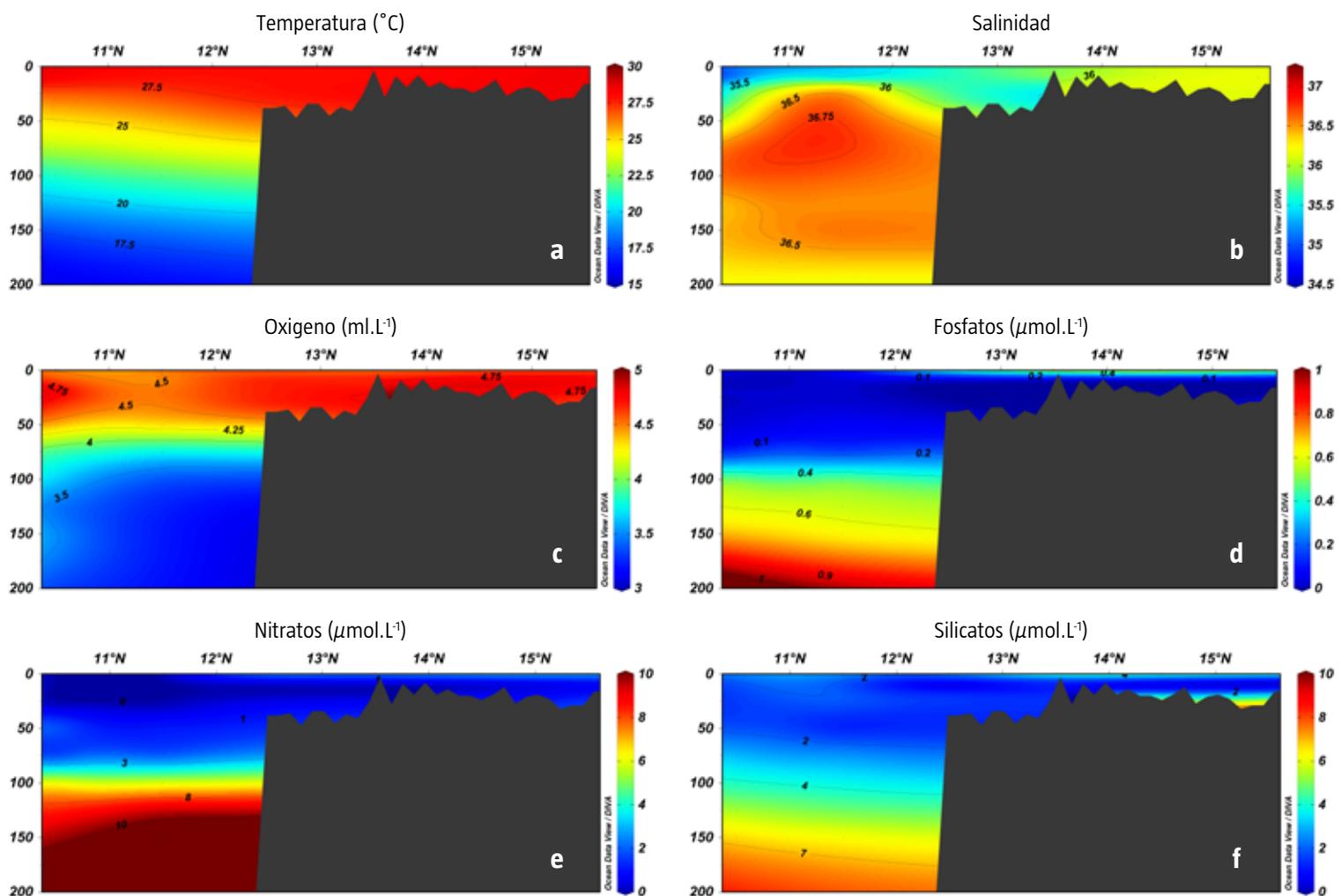


Figura 127. Comportamiento en un transecto latitudinal sobre los 82.5°W en el mes de septiembre. Fuente de datos: WOA09.

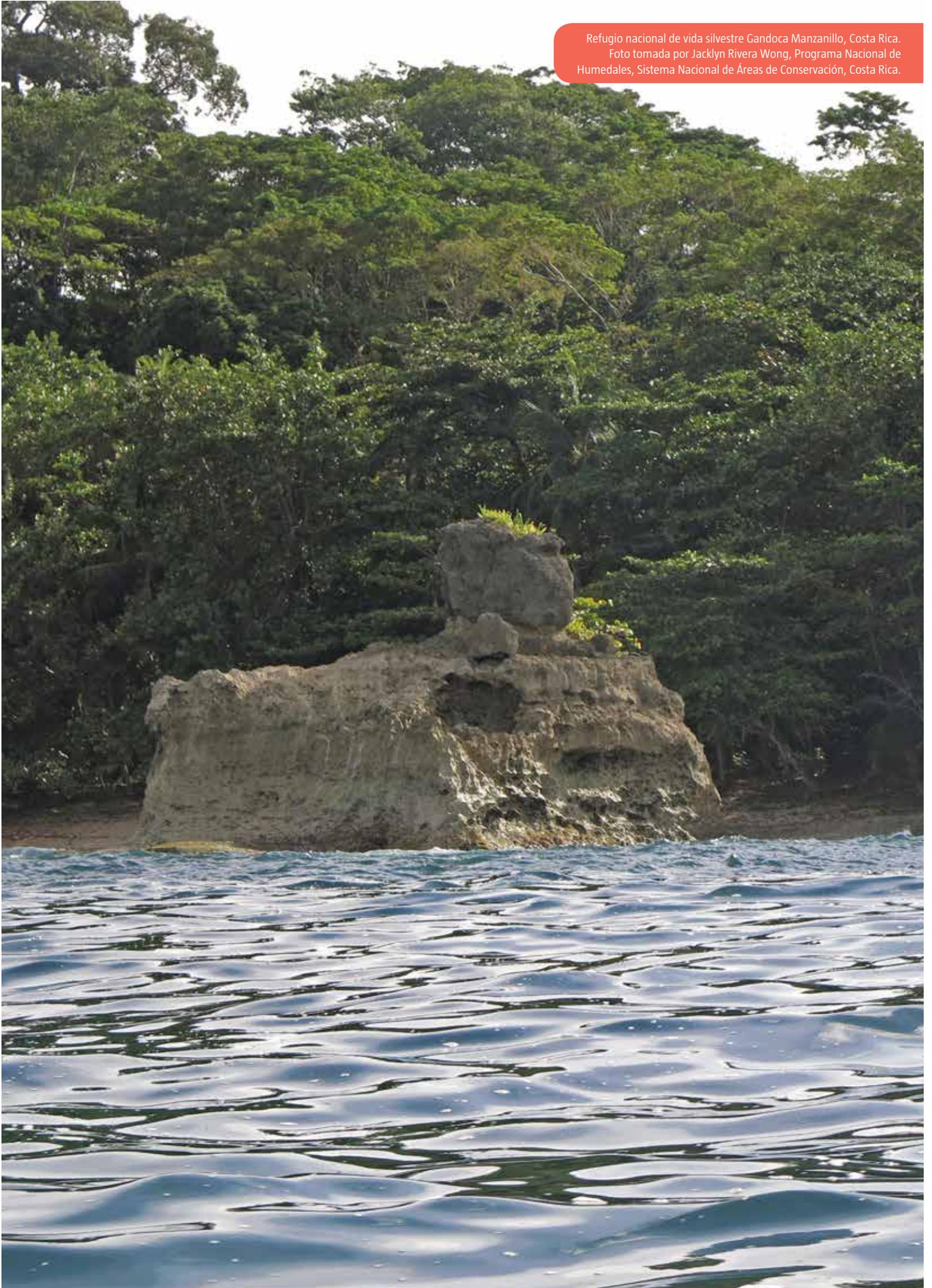


Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.

Referencias

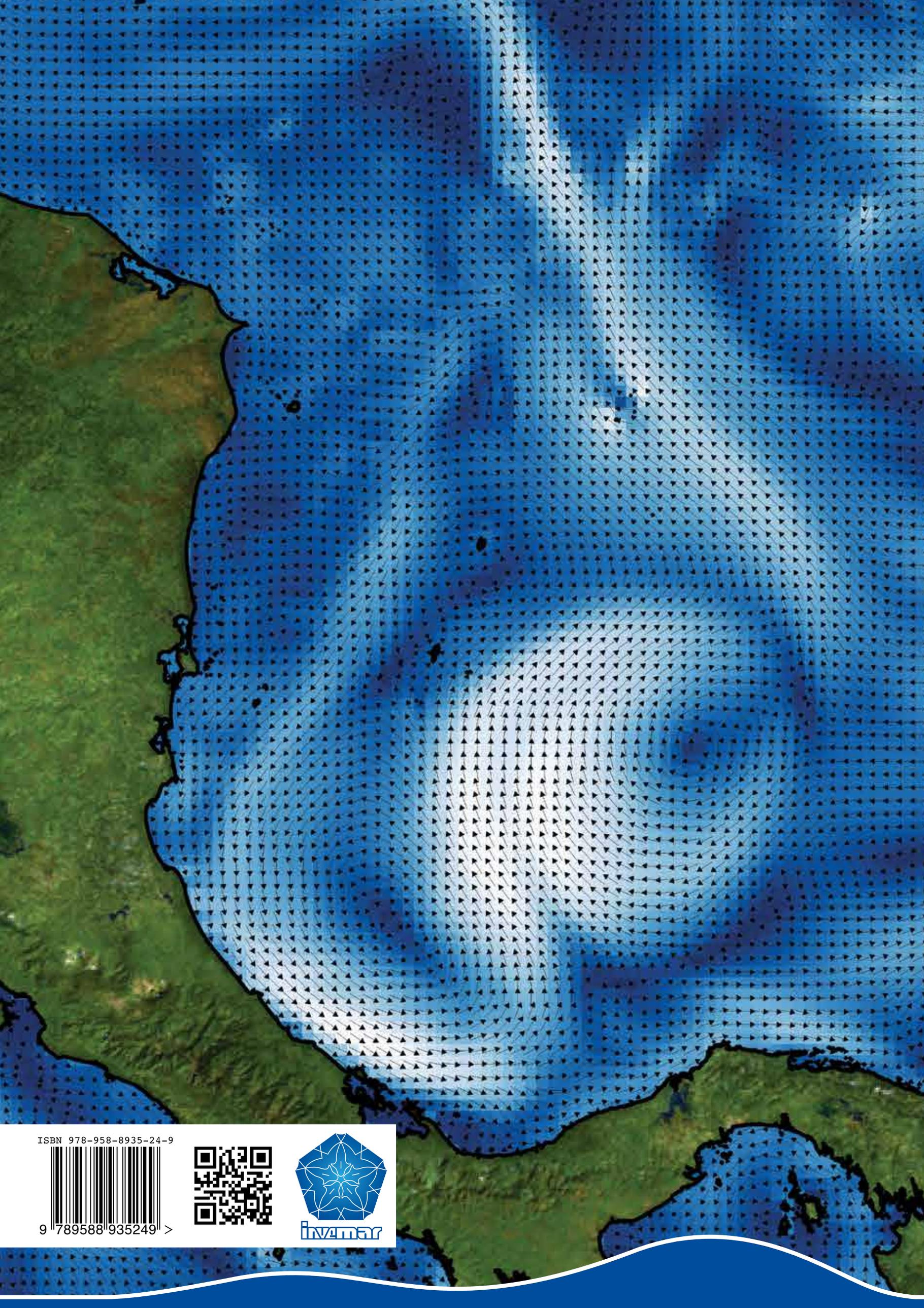
- Alvera-Azcárate, A., A. Barth y R.H. Weisberg. 2009. The Surface Circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as Inferred from Satellite Altimetry. *Journal of Physical Oceanography* 39: 640 - 657. Doi: 10.1175/2008JPO3765.1.
- Amador, J.A. 2008. The Intra-Americas Sea Low-level Jet Overview and Future Research. *Trends and Directions in Climate Research: Annals New York Academy Science* 1146: 153 - 188. Doi: 10.1196/annals.1446.012.
- Antonov, J.I., D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, H.E. García, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010. *World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, O.K. Baranova, M.M. Zweng y D.R. Johnson. 2010a. *World Ocean Atlas 2009, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 70, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 344 pp.
- García, H.E., R.A. Locarnini, T.P. Boyer, J.I. Antonov, M.M. Zweng, O.K. Baranova y D.R. Johnson. 2010b. *World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate)*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 398 pp.
- Guía Agropecuaria. 2010. Diagnóstico biofísico y socioeconómico de la cuenca media alta del río Coco. Proyecto desarrollo de capacidades locales para la gestión integrada del recurso hídrico en Cuencas Transfronterizas. 240 pp.
- Guzmán, H.M. y C.A. Guevara. 1998. Arrecifes coralinos de Bocas del Toro, Panamá: I. Distribución, estructura y estado de conservación de los arrecifes continentales de la laguna de Chiriquí y la bahía Almirante. *Revista de Biología Tropical* 46 (3): 601-623.
- Hine, A.C., P. Hallock, M.W. Harris, H.T. Mullins, D.F. Belknap y W.C. Jaap. 1988. Halimeda bioherms along an open seaway: Miskito Channel, Nicaraguan Rise, SW Caribbean Sea. *Coral Reefs* 6: 173 - 178.
- Legates, D.R. y C.J. Willmott. 1990. Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *International Journal of Climatology* 10: 111 - 127.
- Locarnini, R.A., A.V. Mishonov, J.I. Antonov, T.P. Boyer, H.E. García, O.K. Baranova, M.M. Zweng, y D.R. Johnson. 2010. *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Magaña, V., J.A. Amador y S. Medina. 1999. The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* 12: 1577 - 1588.
- Margalef, R. 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta* 1: 493 - 509.
- Murray, S.P., S.A. Hsu, H.H. Roberts, E.H. Owens y R.L. Crout. 1982. Physical Processes and Sedimentation on a Broad, Shallow Bank. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 14: 135 - 157.
- Richardson, P.L. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II* 52: 429 - 463.
- Ryan, J.D. 1992. Medioambientes marinos de la costa Caribe de Nicaragua. *Wani* 12: 35 - 47.
- Roberts, H.H. y S.P. Murray. 1983. Controls on reef development and the terrigenous-carbonate interface on a shallow shelf, Nicaragua (Central America). *Coral Reefs* 2: 71 - 80. Doi: 10.1007/BF02395277.
- Roca-Rosell, J.R. 1987. Aproximación experimental al reconocimiento de algunos factores determinantes en el ciclo anual del fitoplancton. *Limnética* 3: 205 - 210.
- Santamaría-del-Ángel, E., R. Millán-Núñez y R. Cajal-Medrano 1992. Efecto de la energía cinética turbulenta sobre la distribución espacial de la clorofila-a en una pequeña laguna costera. *Ciencias Marinas* 18 (4): 1 - 16.
- Solano-Quintero, J. y R. Villalobos-Flores. 2001. Aspectos Fisiográficos aplicados a un Bosquejo de Regionalización Geográfico Climático de Costa Rica. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos* 8 (1): 26 - 39.
- Weatherall, P., K.M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J.E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini y R. Wigley. 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and Space Science* 2: 331-345.

Refugio nacional de vida silvestre Gandoca Manzanillo, Costa Rica.
Foto tomada por Jacklyn Rivera Wong, Programa Nacional de
Humedales, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Costa Rica.



Serie de Publicaciones Especiales del Invemar

1. Las ostras perlíferas (Bivalvia: Pteridae) en el Caribe colombiano
2. Plan de investigación para la conservación de *Cittarium pica*
3. Equinodermos del Caribe colombiano I: Crinoidea, Asteroidea, Ophiuroidea
4. Presentación atlas marino-costero de La Guajira
5. Organismos sésiles y móviles del litoral rocoso en el Pacífico colombiano: una guía visual para su identificación
6. Atlas climatológico del mar Caribe colombiano
7. Propuesta de estandarización de los levantamientos geomorfológicos en la zona costera del Caribe colombiano
8. Catálogo de equinodermos del Caribe colombiano II
9. Atlas de la reserva de la biósfera Seaflower. Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina
10. Áreas coralinas de Colombia
11. Las ostras perlíferas (Bivalvia: Pteridae) en el Caribe colombiano
12. Corales escleractinios de Colombia
13. Biodiversidad del margen continental del Caribe colombiano
14. Regionalización oceanográfica: una visión dinámica del Caribe



ISBN 978-958-8935-24-9



9 789588 935249 >



inveimar