

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA ITCZ Y LA
CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA EN EL PACÍFICO
ORIENTAL CON DATOS DE RADAR”**

Presentado por:

Lidia Huaman Chuquihuaccha

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

LIMA-PERU

2015

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA ITCZ Y LA
CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA EN EL PACÍFICO ORIENTAL CON
DATOS DE RADAR”**

Presentado por:

Lidia Huaman Chuquihuaccha

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentado y aprobado por el siguiente Jurado:

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
PRESIDENTE

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
ASESOR

Ph D. Ken Takahashi G.
CO-ASESOR



UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
FACULTAD DE CIENCIAS

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL
DE INGENIERO METEORÓLOGO
014/2015/FC

Los miembros del jurado que suscriben, se han reunido en la Ceremonia de Sustentación de Tesis que presenta la **Señorita Lidia Huaman Chuquihuaccha**, titulada: **"VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA ITCZ Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA EN EL PACÍFICO ORIENTAL CON DATOS DE RADAR"**.

Atendida por la exposición oral y oída las respuestas a las preguntas y observaciones formuladas, la declaramos:

Aprobado

Con el calificativo de:

Sobresaliente

y se acuerda que su redacción final sea publicada en una revista científica de importancia.

En consecuencia, queda en condiciones de ser calificado apta por el Consejo de Facultad y recibir el Título Profesional de:

Ingeniero Meteorólogo

De conformidad con lo estipulado en el Art. 172° inciso "I" del Reglamento General de la Universidad Nacional Agraria La Molina.

La Molina, 26 de junio de 2015


Mg. Sc. Victoria Calle Montes
PRESIDENTE


Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO


Ing. Franklin Unshuay Tovar
MIEMBRO


Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
PATROCINADOR


Dr. Ken Takahashi Guevara
CO-PATROCINADOR

Declaramos: Aprobado, Desaprobado

Calificativos: Regular, Buena, Muy Buena y Sobresaliente (Art. 25° del Reglamento de Tesis)

DEDICATORIA

La presente investigación se los dedico a mis
padres Clementina e Iber, por el apoyo
incondicional durante toda mi etapa académica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se desarrolló gracias al equipo de la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera del Instituto Geofísico del Perú (SCAH-IGP) dirigida por el Dr. Ken Takahashi Guevara, a quién doy un especial agradecimiento por sus valiosas enseñanzas y por haberme introducido al campo de la investigación.

De igual forma quiero agradecer al Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva por su continuo apoyo en el desarrollo de esta investigación, valiosas críticas y buenos deseos.

A mis amigos del Instituto Geofísico del Perú; Steven Chávez, Yakelyn Ramos y Hans Segura por responder algunas inquietudes planteadas.

A mi hermana Amanda Huaman quien ha estado pendiente de las dificultades que he podido atravesar durante mi etapa universitaria.

Por último, quiero agradecer al Centro de Estudiantes de Meteorología conformado por los estudiantes de la carrera de Meteorología de la Universidad Nacional Agraria La Molina por promover y darle a la carrera la importancia correspondiente y merecida.

ÍNDICE GENERAL

	<i>Pág.</i>
RESUMEN	vii
ABSTRACT	viii
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA MERIDIONAL EN EL PACÍFICO ORIENTAL	4
2.1.1 CELDA DE HADLEY Y ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL	5
2.1.2 INTERACCIÓN CON EL OCÉANO.....	8
2.1.3 ESTRUCTURA VERTICAL Y VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO	10
2.2 CALOR DE CAMBIO DE ESTADO Y MOVIMIENTO VERTICAL	14
2.3 PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO A PARTIR DEL PR TRMM.....	15
2.3.1 CALENTAMIENTO CONVECTIVO ESTRATIFORME (CSH)	15
2.3.2 CALOR DE CAMBIO DE ESTADO ESPECTRAL (SLH)	16
2.3.3 CALEFACCIÓN DE HIDROMETEOROS (HH).....	17
2.3.4 CALENTAMIENTO CON RADAR DE PRECIPITACIÓN (PRH).....	17
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	19
3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
3.2 DATOS.....	21
3.2.1 RADARES	21
3.2.2 RADIÓMETRO TRMM TMI.....	27

3.2.3	BOYAS TAO.....	27
3.2.4	REANÁLISIS	28
3.3	EQUIPOS Y SOFTWARES.....	29
3.4	MÉTODOS.....	30
3.4.1	DIFERENCIAS ENTRE DATOS MEDIDOS EN FORMA INDEPENDIENTE.....	30
3.4.2	VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN, Y MODELO EMPÍRICO	33
3.4.3	VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DEL VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL	36
3.4.4	PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO Y VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO	39
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	46
4.1	DIFERENCIAS ENTRE LOS DATOS MEDIDOS EN FORMA INDEPEDIENTES	46
4.1.1	RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y BOYAS TAO.....	46
4.1.2	PERFILADOR DE VIENTOS Y REANALISIS.....	50
4.2	VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN, Y MODELO EMPÍRICO	54
4.2.1	VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN.....	54
4.2.2	MODELO EMPÍRICO A PARTIR DE UNA REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE	58
4.3	CONDICIONES CLIMATICAS DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DE VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL EN LAS ISLAS GALÁPAGOS.....	62
4.3.1	VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DEL VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL	62
4.3.2	INDICE BASADO EN EL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES	64
4.4	TRANSPORTE VERTICAL DEL AIRE.....	69
4.4.1	DISTRIBUCIÓN VERTICAL LA CONDENSACIÓN Y PRECIPITACIÓN	70
4.4.2	SELECCIÓN DE LA CAPA DE ESTUDIO.....	72

4.4.3	DISTRIBUCIÓN VERTICAL DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO	74
4.4.4	ESTRUCTURA DE LA VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO	79
V.	CONCLUSIONES.....	87
VI.	RECOMENDACIONES	89
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
VIII.	ANEXOS.....	97

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: MODELO IDEALIZADO DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA GLOBAL	6
FIGURA 2: DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN Y VIENTOS EN SUPERFICIE (A) ANUAL, (B) FEBRERO – MARZO Y ABRIL A PARTIR DE PR TRMM 3B43 Y QUIKSCAT, Y (C) EVENTO EL NIÑO EXTRAORDINARIO FEBRERO – MARZO Y ABRIL 1998 A PARTIR DE PR TRMM 3B43 Y ESCATÓMETRO ERS.	8
FIGURA 3: DISTRIBUCIÓN DE (A) LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR CON CONTORNOS DE 2°C A PARTIR DEL TMI TRMM, (B) CONVERGENCIA EN SUPERFICIE A PARTIR DEL QUIKSCAT CON CONTORNOS DE $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ Y (C) PRECIPITACIÓN EN SUPERFICIE CON CONTORNOS DE 1.5 MM/DÍA A PARTIR DEL PRODUCTO 3B43 DEL PR TRMM. PROMEDIOS 2000-2009.....	9
FIGURA 4: DISTRIBUCIÓN VERTICAL PROMEDIO 1998-2002 DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN LOS NIVELES 8, 5 Y 2 KM (PRIMEROS TRES PANELES) A PARTIR DEL ALGORITMO CSH, Y TASA DE PRECIPITACIÓN EN LA SUPERFICIE (PANEL INFERIOR)	12
FIGURA 5: VARIABILIDAD GEOGRÁFICA DE LA PRECIPITACIÓN EN SUPERFICIE (1998-2010) EN MM/DÍA A PARTIR DE PR TRMM 3B43 (A), Y VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO EN EL (B) PACÍFICO OCCIDENTAL (TOP-HEAVY) Y (C) PACÍFICO ORIENTAL (BOTTOM-HEAVY) DE ACUERDO AL REANÁLISIS ERA INTERIM.	13
FIGURA 6: PERFIL IDEALIZADO DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN FUNCIÓN A LA LLUVIA ESTRATIFORME Y CONVECTIVO (A) Y PERFILES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO DE ACUERDO AL SISTEMA CONVECTIVO CON DIFERENTES FRACCIONES DE LLUVIA ESTRATIFORME.	16
FIGURA 7: UBICACIÓN DEL (A) ÁREA DE ESTUDIO Y (B) PERFILADOR DE VIENTOS DE MUY ALTA FRECUENCIA UHF EN LA ISLA SAN CRISTÓBAL DE LAS ISLAS GALÁPAGOS (PUNTO ROJO). FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA.	19

FIGURA 8: CONDICIONES MENSUALES DE LA PRECIPITACIÓN A PARTIR DEL PR TRMM 3B43 (SOMBREADO), TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR EN CONTORNOS DE 0.5 °C A PARTIR DEL TMI TRMM Y VIENTO HORIZONTAL EN VECTORES A PARTIR DE QUIKSCAT.	20
FIGURA 9: DIAGRAMA DE FLUJOS DE ALGORITMOS DEL SATÉLITE TRMM.....	22
FIGURA 10: COMPARACIÓN ESTACIONAL (AÑO 1998) DE LA TASA DE PRECIPITACIÓN ESTIMADA EN SUPERFICIE EN MM/H ENTRE LOS PRODUCTOS 2A25 (SUPERIOR) Y 3B42 (INFERIOR)	24
FIGURA 11: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA BOYAS TAO TRITON.	28
FIGURA 12: DIAGRAMA DE LA METODOLOGÍA SEGUIDA EN ESTA INVESTIGACIÓN. VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA ITCZ Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA EN EL PACÍFICO ORIENTAL CON DATOS DE RADAR.....	32
FIGURA 13 : PERFILES VERTICALES DE PRECIPITACIÓN DE DOS MUESTRAS (A), Y PERFIL PROMEDIO DE PRECIPITACIÓN (B). DEBAJO DEL H1, EL PERFIL PROMEDIO MEDIDO NO REPRESENTA EL PERFIL PROMEDIO REAL.....	41
FIGURA 14: GEOLOCALIZACIÓN DE DOS PASADAS (AZUL 03-01-1998 20:48 UTC, Y ROJO 03-01-1998 11:03 UTC) DE PR TRMM (A), AMPLIACIÓN DEL GRILLADO, SIENDO AMBOS NO COINCIDENTES (B).	42
FIGURA 15: FLUJOS DE PRECIPITACIÓN EN UNA PARCELA DE AIRE COMO RESULTADO DE UN MOVIMIENTO PARALELO AL EJE Z.	43
FIGURA 16: HISTOGRAMAS DE TASAS DE PRECIPITACIÓN EN EL MERIDIANO 95° W Y EN LAS LATITUDES 5°S (A), ECUADOR (B) Y 8° NORTE (C) DE ACUERDO A LAS BOYAS TAO Y TRES PRODUCTOS DEL PR TRMM (3B42, 3B43 Y 2A25).	47
FIGURA 17: GRÁFICO DE DISPERSIÓN DE PROMEDIOS MENSUALES DE PRECIPITACIÓN MEDIDOS POR EL RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM (2A25 ROJO Y 3B43 NEGRO) Y LAS BOYAS TAO-TRITON EN 5° S (A), ECUADOR (B) Y 8° N (C).	47
FIGURA 18: COMPARACIÓN DE LOS PROMEDIOS ESTACIONALES DE PRECIPITACIÓN EN SUPERFICIE ENTRE LAS BOYAS TAO (ROJO), Y PR TRMM; 2A25 (AZUL), 3B42 PASADAS COINCIDENTES (NEGRO) Y 3B43 (MAGENTA). LAS BARRAS INDICAN LA MAGNITUD DEL ERROR ESTÁNDAR DE LA MEDIA.	49
FIGURA 19: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE VIENTO ZONAL (A Y B) Y MERIDIONAL (C Y D) MEDIDOS POR EL PERFILADOR DE VIENTOS Y A PARTIR DE REANÁLISIS ERA INTERIN (PRIMERA	

COLUMNA) Y NCEP NCAR (SEGUNDA COLUMNA). ROJO 0.5 KM -2.5 KM Y GRIS 2.5 KM - 5.1 KM.....	50
FIGURA 20: VARIABILIDAD ESTACIONAL DEL VIENTO MERIDIONAL PERFILADOR DE VIENTOS (A), REANÁLISIS ERA INTERIM (B), NCEP NCAR (C) Y ERROR ABSOLUTO PERFILADOR-ERA INTERIM (D) Y PERFILADOR-NCEP NCAR (E).	51
FIGURA 21: COMPARACIÓN ESTACIONAL DE VIENTO ZONAL PERFILADOR DE VIENTOS (A), REANÁLISIS ERA INTERIM (B), NCEP NCAR (C) Y ERROR ABSOLUTO PERFILADOR-ERA INTERIM (D) Y PERFILADOR-NCEP NCAR (E).	53
FIGURA 22: VARIABILIDAD INTERANUAL DE (A) TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MARZO EN °C A PARTIR DE TMI TRMM, (B) DIVERGENCIA EN s^{-1} A PARTIR DE QUIKSCAT Y (C) PRECIPITACIÓN EN MM/DÍA A PARTIR DE PR TRMM 2A25.....	56
FIGURA 23: PERFILES LATITUDINALES DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN, ANUAL (A, D Y G), FEBRERO, MARZO Y ABRIL (B, E Y H), Y JULIO, AGOSTO Y SETIEMBRE (C, F Y I). PROMEDIO LONGITUDINAL 95°W-85°W.	57
FIGURA 24: PRECIPITACIÓN ESTIMADA EN SUPERFICIE (A) SOMERA, (B) ESTRATIFORME, (C) CONVECTIVA Y (D) TOTAL; EN MM/DÍA A PARTIR DEL RADAR PR TRMM 2A25.....	58
FIGURA 25: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN A PARTIR DE LOS DATOS DE LA FIGURA 22, DURANTE EL PERIODO 2000-2009. LOS CONTORNOS SON RESULTADOS DE PRECIPITACIÓN A PARTIR DE LA ECUACIÓN EMPÍRICA.....	59
FIGURA 26: PRECIPITACIÓN ESTIMADA EN SUPERFICIE A PARTIR DEL PR TRMM 2A25 (A), MODELO EMPÍRICO (B) Y SUBESTIMACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL (C) EN MM/DÍA. EL CONTORNO SÓLIDO INDICA PRECIPITACIÓN 1 MM/DÍA A PARTIR DEL PR TRMM 2A25..	60
FIGURA 27: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA POR EL PR TRMM 2A25 Y EL ESTIMADO A PARTIR DEL MODELO EMPÍRICO, (A) DURANTE LOS MESES ENERO-ABRIL, (B) JUNIO-SETIEMBRE, (C) ITCZ PRINCIPAL Y (D) ITCZ AL SUR DEL ECUADOR.	61
FIGURA 28: VARIABILIDAD INTERANUAL DE PERFILES DEL VIENTO MERIDIONAL EN LAS ISLAS GALÁPAGOS, PERFILADOR DE VIENTOS (A) Y REANÁLISIS ERA INTERIM (B), EN LÍNEA GRUESA SE MUESTRA LA VELOCIDAD 0 M/S Y EN BLANCO EL ERROR ESTÁNDAR DE LOS PROMEDIOS MENSUALES.....	62
FIGURA 29: VARIABILIDAD INTERANUAL DE PERFILES DEL VIENTO ZONAL EN LAS ISLAS GALÁPAGOS (A) PERFILADOR DE VIENTOS Y (B) REANÁLISIS ERA INTERIM, EN LÍNEA GRUESA	

SE MUESTRA LA VELOCIDAD 0 M/S Y EN BLANCO EL ERROR ESTÁNDAR DE LOS PROMEDIOS MENSUALES.....	63
FIGURA 30: CICLO ESTACIONAL DE PERFILES DEL VIENTO EN LAS ISLAS GALÁPAGOS DE ACUERDO AL PERFILADOR DE VIENTOS (INFERIOR) Y REANÁLISIS ERA INTERIM (SUPERIOR), EN LA COMPONENTE MERIDIONAL (A Y B), ZONAL (C Y D). EN LÍNEA GRUESA SE MUESTRA LA VELOCIDAD 0 M/S.	64
FIGURA 31: ESTRUCTURA VERTICAL (CAPA 0.5-2.8) DEL VIENTO MERIDIONAL A PARTIR DEL PERFILADOR DE VIENTOS, (A) SERIE TEMPORAL, (B) PERFIL PROMEDIO DE TODOS LOS AÑOS, Y (C) SERIE TEMPORAL SIN PROMEDIO UTILIZADO EN EL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.	65
FIGURA 32: ESTRUCTURA VERTICAL (CAPA 0.5-2.8) DEL VIENTO ZONAL A PARTIR DEL PERFILADOR DE VIENTOS, (A) SERIE TEMPORAL, (B) PERFIL PROMEDIO DE TODOS LOS AÑOS, Y (C) SERIE TEMPORAL SIN PROMEDIO UTILIZADO EN EL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.	66
FIGURA 33: PERFILES VERTICALES DEL EOF 1 (SÓLIDO) Y EOF 2 (INTERLINEADO) DEL VIENTO ZONAL (A) Y VIENTO MERIDIONAL (B) DE ACUERDO AL PERFILADOR DE VIENTO (ROJO) Y AL REANÁLISIS ERA INTERIM (NEGRO).	67
FIGURA 34: VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA COMPONENTE PRINCIPAL 1 A PARTIR DE ERA INTERIM (ROJO) Y PERFILADOR DE VIENTO (NEGRO). VIENTO ZONAL Y ANOMALÍA (A Y C), Y VIENTO MERIDIONAL (B Y D).	68
FIGURA 35: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LA COMPONENTE PRINCIPAL 1 (CP-1) ENTRE ERA INTERIM Y EL PERFILADOR DE VIENTOS PARA EL VIENTO ZONAL (A) Y EL VIENTO MERIDIONAL (B) ASÍ COMO SUS RESPECTIVAS ANOMALÍAS (D Y C). SE MUESTRA LÍNEA DE TENDENCIA (LÍNEA NEGRA) CUANDO LA CORRELACIÓN ES SIGNIFICATIVA AL 95%.	69
FIGURA 36: VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LOS PERFILES DE TASA DE PRECIPITACIÓN (A) Y (C), Y CONDENSACIÓN NETA (B) Y (D) EN LA ITCZ A PARTIR DEL PRODUCTO 2A25 DEL RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM.	70
FIGURA 37: PERFILES VERTICALES A PARTIR DEL PRODUCTO 2A25 DEL PR TRMM (A-D) Y PRECIPITACIÓN ESTIMADA EN SUPERFICIE A PARTIR DEL PRODUCTO 3B43 DEL PR TRMM (E-H).	71

FIGURA 38: HISTOGRAMA DE EVENTOS DE TOPE DE TORMENTAS (1998-2010) A PARTIR DEL PRODUCTO 2A23 Y 2A25 DEL PR TRMM DURANTE FEBRERO MARZO Y ABRIL (SÓLIDO), Y JULIO, AGOSTO Y SETIEMBRE (PUNTEADO).	73
FIGURA 39: DISTRIBUCIÓN LATITUDINAL DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA DURANTE FEBRERO, MARZO Y ABRIL (A), Y AGOSTO, SETIEMBRE Y OCTUBRE (B). LA LÍNEA SOLIDA SON TODOS LOS PERFILES Y LA LÍNEA SÓLIDA SON LOS PERFILES CONSIDERADOS. PROMEDIO LONGITUDINAL 95°W-85°W.	73
FIGURA 40: PRECIPITACIÓN APTOS Y CONSIDERADOS (TASAS EN INTERLINEADO-VERDE Y PORCENTAJES EN AZUL) Y OBSERVADA (TASAS EN SÓLIDO-VERDE Y PORCENTAJES EN NEGRO)	74
FIGURA 41: VARIABILIDAD INTERANUAL DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL, DE ACUERDO A LA PRECIPITACIÓN EN SUPERFICIE (A) Y CALOR DE CAMBIO DE ESTADO PROMEDIO EN LA CAPA 2-2.75 KM (B).	75
FIGURA 42: PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN LA ITCZ PRINCIPAL AL NORTE DEL ECUADOR DE ACUERDO AL ALGORITMO CSH (A), PR TRMM 2A25 (B) Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EL NIVEL 2.5 KM (C).	76
FIGURA 43: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN K/DÍA A PARTIR DEL PR TRMM 2A25 Y DEL ALGORITMO CSH TRMM EN LA ITCZ PRINCIPAL.....	77
FIGURA 44: PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN LA ITCZ SUR AL SUR DEL ECUADOR DE ACUERDO AL ALGORITMO CSH (A), PR TRMM 2A25 (B) Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EL NIVEL 2.5 KM (C).	78
FIGURA 45: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO EN K/DÍA A PARTIR DEL PR TRMM 2A25 Y DEL ALGORITMO CSH TRMM EN LA ITCZ AL SUR DEL ECUADOR.	79
FIGURA 46: PERFILES VERTICALES DE VELOCIDAD VERTICAL EN LA ITCZ PRINCIPAL AL NORTE DEL ECUADOR DE ACUERDO AL ALGORITMO CSH (A), ERA INTERIM (B), PR TRMM 2A25 (C) Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EL NIVEL 2.5 KM (D).	80
FIGURA 47: CICLO ESTACIONAL DEL RMSE EN PA/S EN EL NIVEL 2.5 KM A PARTIR DE RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ALGORITMO CSH (LÍNEA AZUL) Y RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ERA INTERIM (LÍNEA VERDE) EN LA ITCZ PRINCIPAL.	81

FIGURA 48: PERFILES PROMEDIO SETIEMBRE Y OCTUBRE (1998-2010) DE VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO DE ACUERDO AL RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM (NEGRO), ALGORITMO CSH (ROJO) Y REANÁLISIS ERA INTERIM (AZUL).	82
FIGURA 49: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LA VELOCIDAD VERTICAL EN 0.01° PA/S EN LA ITCZ PRINCIPAL A PARTIR DEL PR TRMM, ALGORITMO CSH Y AL REANÁLISIS ERA INTERIM. SE MUESTRA ÁREA SOMBREADA CUANDO LA CORRELACIÓN NO ES SIGNIFICATIVA AL 95%.83	83
FIGURA 50: PERFILES VERTICALES DE VELOCIDAD VERTICAL EN LA ITCZ SUR AL SUR DEL ECUADOR DE ACUERDO AL ALGORITMO CSH (A), ERA INTERIM (B), PR TRMM 2A25 (C) Y VARIABILIDAD INTERANUAL EN EL NIVEL 2.5 KM (D).	85
FIGURA 51: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LA VELOCIDAD VERTICAL EN 0.01° PA/S EN LA ITCZ SECUNDARIA A PARTIR DEL PR TRMM, ALGORITMO CSH Y AL REANÁLISIS ERA INTERIM. MUESTRA LÍNEA DE TENDENCIA CUANDO LA CORRELACIÓN ES SIGNIFICATIVA AL 95% 86	86
FIGURA 52: SERIE TEMPORAL DE PERFILES VERTICALES DE CANTIDAD DE MEDICIONES EXPRESADO EN PORCENTAJE A PARTIR DE LOS PERFILES DE PRECIPITACIÓN DEL PRODUCTO 2A25 PR TRMM.....	98
FIGURA 53: PERFILES VERTICALES DE CANTIDAD DE MEDICIONES PROMEDIO (A) Y ANOMALÍAS (B), ANTES DE LA ELEVACIÓN DEL SATÉLITE PRE BOOST (ROJO), DESPUÉS DE LA ELEVACIÓN DEL SATÉLITE POST BOOST (NEGRO), PROMEDIO POST Y PRE BOOST (AZUL) A PARTIR DE LA FIGURA 52.	99
FIGURA 54: SERIE TEMPORAL DE PERFILES VERTICALES DE CANTIDAD DE MEDICIONES EXPRESADO A PARTIR DE LOS PERFILES DE VIENTO HORIZONTAL MEDIDOS POR EL PERFILADOR DE VIENTOS UHF UBICADO EN LAS ISLAS GALÁPAGOS (HIGH MODE).	101
FIGURA 55: VARIABILIDAD INTERANUAL DEL ÍNDICE DE LA DOBLE ITCZ.....	101
FIGURA 56: DIAGRAMA DE HOWMOLLER DE LA PRECIPITACIÓN EN SUPERFICIE A PARTIR DE PR TRMM 2A25, EL ÁREA COMPRENDIDA POR PRECIPITACIÓN >1.5 MM/DÍA CORRESPONDE A LA REGIÓN DE LA ITCZ.	102

ÍNDICE DE CUADROS

CUADRO 1: FORTALEZAS Y DEBILIDADES DE LOS ALGORITMOS BASADOS EN EL PR TRMM.	18
CUADRO 2: CARACTERÍSTICAS DE PRODUCTOS DEL NIVEL 2 Y 3 DEL RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM.....	23
CUADRO 3: PRODUCTOS Y VARIABLES DEL RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM UTILIZADAS EN ESTE ESTUDIO.	25
CUADRO 4: COORDENADAS DEL PERFILADOR DE VIENTOS Y REANÁLISIS, USADO EN LA COMPARACIÓN DE DATOS.	29
CUADRO 5: VARIABLES METEOROLÓGICAS QUE SON COMPARADOS CON DATOS INDEPENDIENTES	30
CUADRO 6: PARÁMETROS ESTADÍSTICOS DE LA FIGURA 17	48
CUADRO 7: PROMEDIO Y ERROR ESTÁNDAR TRIMESTRALES PARA LAS TRES PUNTOS EN COMPARACIÓN	49
CUADRO 8: ANÁLISIS DE VARIANZA ENTRE LA PRECIPITACIÓN OBSERVADA CON EL PR TRMM 2A25 Y PRECIPITACIÓN ESTIMADA A PARTIR DE LA REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE.....	61
CUADRO 9: VARIANZA EXPLICADA DE LOS EOF's	67
CUADRO 10: CICLO ESTACIONAL DEL RMSE EN PA/S EN TODOS LOS NIVELES A PARTIR DE RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ALGORITMO CSH Y RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ERA INTERIM EN LA ITCZ PRINCIPAL.....	82
CUADRO 11: CICLO ESTACIONAL DEL RMSE EN PA/S EN TODOS LOS NIVELES A PARTIR DE RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ALGORITMO CSH Y RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y ERA INTERIM EN LA ITCZ PRINCIPAL.....	85
CUADRO 12: UBICACIÓN LATITUDINAL DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL	103

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM	97
Anexo 1.1: Características del Radar de Precipitación TRMM.....	97
Anexo 1.2: Cantidad de datos del Radar de Precipitación TRMM.....	98
ANEXO 2: PERFILADOR DE VIENTOS UHF DE 915 MHZ.....	99
Anexo 2.1: Características principales del perfilador de viento.....	99
Anexo 2.2: Cantidad de datos del Perfilador de Vientos UHF.....	100
ANEXO 3: ÍNDICE PARA EL RECONOCIMIENTO DE MESES CON DOBLE ITCZ	101
ANEXO 4: UBICACIÓN LATITUDINAL DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL	102

RESUMEN

Esta investigación caracteriza la variabilidad estacional e interanual de la estructura latitudinal y vertical de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ en inglés) en el Pacífico Oriental utilizando principalmente datos de radar. Con el fin de garantizar los resultados se realizó comparaciones entre los datos de precipitación a partir de las boyas TAO y el Radar de Precipitación TRMM (PR TRMM) y como resultado se ha obtenido que la estimación de precipitación a partir de PR TRMM es confiable ($R^2 \approx 0.55$). Además, se comparó los datos de vientos zonal y meridional medidos por un Perfilador de vientos con los reanálisis NCEP/NCAR ($R^2 \approx 0.58$) y ERA Interim ($R^2 \approx 0.65$). Por otro lado, se ha evidenciado una estrecha interrelación entre la precipitación, divergencia en superficie y Temperatura Superficial del Mar (TSM), debido a esto, se ha desarrollado un modelo empírico basado de una regresión lineal múltiple que estima la precipitación a partir de la TSM y divergencia. Posteriormente, se ha caracterizado la distribución vertical (0.5 km – 5 km) del viento zonal y meridional sobre las Islas Galápagos medidos por un perfilador de vientos desarrollando un índice interanual a partir de la técnica estadística: *Ánalysis de Componentes Principales*. Por último, se estimó el calor latente de cambio de estado seguido por la velocidad vertical de ITCZ usando perfiles verticales de precipitación del PR TRMM (producto 2A25) y ecuaciones de conservación de humedad y la primera ley de la termodinámica. Se encontró, en la capa 2 km – 2.75 km, que nuestras estimaciones de velocidad vertical, estrechamente relacionado al calor latente de cambio de estado, presentan alta correlación ($R^2 > 0.4$) con los resultados del algoritmo CSH (Calentamiento Estratiforme Convectivo). Sin embargo, la velocidad vertical, en la misma capa, presenta baja correlación ($R^2 \approx 0.06$) con la velocidad vertical simulada por el reanálisis ERA Interim.

Palabras clave: Zona de Convergencia Intertropical, TSM, PR TRMM y velocidad vertical el aire.

ABSTRACT

This research characterizes the seasonal and interannual variability of the latitudinal and vertical structure of the Eastern Pacific Intertropical Convergence Zone (ITCZ) using radar data. In order to guarantee results, we compare rainfall data from the TAO buoys and TRMM Precipitation Radar (TRMM PR), and determined that the precipitation estimates from TRMM PR are reliable ($R^2 \approx 0.55$). Also, the zonal and meridional winds measured by a wind profiler were compared with NCEP/NCAR ($R^2 \approx 0.58$) and ERA Interim ($R^2 \approx 0.65$). On the other hand, a close relationship has been found between precipitation, surface divergence and Sea Surface Temperature (SST), so an empirical model has been developed based on multiple linear regression that estimates the precipitation from TSM and divergence. Subsequently, we developed an interannual index using Principal Component Analysis to characterize the vertical distribution of the zonal and meridional wind (0.5 km - 5 km) from a wind profiler radar on the Galapagos islands. Finally, we estimated the latent heat and the vertical velocity in the ITCZ using the precipitation profiles from TRMM PR (2A25 product) and the equations for moisture conservation and the first law of thermodynamics. It was found that, at the layer 2-2.75 km, that our estimates of vertical velocity, closely related to the latent heat, have high correlation ($R^2 > 0.4$) with the results from the CSH (stratiform Convective Warming) algorithm. However, the vertical velocities, in the same layer, have low correlation ($R^2 \approx 0.06$) with the vertical velocity simulated by the ERA Interim reanalysis.

Keywords: Intertropical Convergence Zone, SST, TRMM PR and vertical air velocity .

I. INTRODUCCIÓN

La Zona de Convergencia Inter-Tropical (ITCZ por sus siglas en inglés) es la línea divisoria entre los vientos alisios de sureste y noreste que coincide con la parte ascendente de la celda de Hadley (Glosario de AMS). Se caracteriza principalmente por ser una región de convección y tener la forma de un cinturón ubicado en las latitudes bajas de los Trópicos.

La posición latitudinal de la ITCZ está asociada a la interacción entre los vientos horizontales y la distribución de la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Sin embargo, es muy conocido que la distribución longitudinal de TSM es asimétrica en la línea ecuatorial del Océano Pacífico, encontrando una extensa piscina de aguas cálida en el Pacífico occidental y una región de TSM por debajo de los 26°C, asociada a la corriente de Humboldt, en el Pacífico oriental. Además, la distribución latitudinal de TSM en el Pacífico oriental (120°W-Costas Occidentales de América) presenta una pronunciada asimetría ecuatorial. La lengua fría ($\approx 1^{\circ}\text{S}$) es la región con TSM debajo de 26 °C producto del afloramiento asociado a los vientos alisios, mientras que, la región de aguas cálidas ($\approx 5^{\circ}\text{N}$) con TSM por encima de 27 °C está relacionada con la corriente cálida del este ($\approx 5^{\circ}\text{N}$). Asimismo, una intensa zona frontal ($\approx 2^{\circ}\text{N}$) separa la lengua fría ecuatorial y las aguas cálidas del norte. La distribución de vientos cerca de la superficie también presenta asimetría que será explicado en detalle en el contenido de esta investigación. La interacción de estas dos variables (TSM y viento en superficie) definen las condiciones estacionales de la ITCZ que es reconocida como una banda precipitante en latitudes bajas. En el Pacífico Oriental la banda precipitante se ubica al norte del Ecuador durante todo el año, alcanzando una máxima posición sur (norte) durante el verano (invierno) austral.

Por otro lado, la variabilidad interanual de las condiciones atmosféricas y oceánicas en el Pacífico Oriental, está dominada por El Niño/Southern Oscillation (ENSO). En los años cálidos (El Niño) los vientos del norte en el Hemisferio Norte (HN) son más intensos de lo normal y llegan a cruzar atípicamente el Ecuador, desplazando a la ITCZ al sur de ella (Wallace et al. 1989). El Noroeste del Perú es fuertemente impactado por El Niño (región 1+2), ante estas

condiciones el clima árido característico en dicha zona del país es reemplazado por intensas precipitaciones asociados al “debilitamiento de la lengua fría” (al incremento de TSM por encima de 26 °C) y al desplazamiento anómalo de la ITCZ hacia el sur del Ecuador (Takahashi, 2004).

Debido a la distribución asimétrica de la TSM y convergencia (definida como el encuentro de dos flujos de aire) a lo largo del Pacífico Tropical, se esperaría una asimetría muy significativa de la banda longitudinal de la precipitación, lo que en realidad no sucede. La tasa de precipitación correspondiente a la ITCZ es casi homogénea en el Océano Pacífico con una leve posición al norte de la línea ecuatorial en el Pacífico Oriental. Estas condiciones de Temperatura Superficial del Mar, convergencia en superficie y precipitación sugieren que la estructura vertical de la ITCZ en el Océano Pacífico presenta alguna peculiaridad con respecto al calor latente de cambio de estado el cual está asociado a la velocidad vertical del viento.

Por lo anterior, es de mucha importancia estudiar la circulación atmosférica asociada a esta banda precipitante debido a que Perú es un país fuertemente impactado durante los eventos El Niño, por ello debemos entender las condiciones climáticas (interanual y estacional) de la Zona de Convergencia Intertropical. Sin embargo, estudios realizados sobre la ITCZ en el Pacífico ecuatorial oriental son bastante limitados, más aún aquellas basadas en datos *in situ*. La variabilidad interanual puede ser estudiada con resultados de modelos atmosféricos (ej. Reanálisis) pero estos pueden tener errores que limitan su credibilidad (Bretherton, 2007). Una condición básica para la credibilidad de los modelos números, es que todo modelamiento debe realizarse en base a una cierta cantidad de mediciones *in situ*. Las mediciones de velocidad vertical del viento (velocidad de movimiento del aire durante el desplazamiento vertical hacia arriba y abajo) en distintos niveles son casi inexistentes en el Pacífico oriental, siendo esto la principal desventaja de los Reanálisis.

Por lo tanto, esta investigación caracteriza a la ITCZ en el Pacífico Oriental durante 13 años (1998-2010), mediante datos de Radar [Perfilador de Vientos instalado en las islas Galápagos, Radar de Precipitación (PR) del satélite TRMM, QuikSCAT, entre otros].

Para ello se presentó los siguientes objetivos específicos:

- Determinar diferencias entre las mediciones de precipitación a partir de boyas TAO y PR TRMM, y viento a partir de un perfilador de vientos y reanálisis.
- Determinar la variabilidad interanual y estacional de la Temperatura Superficial del Mar, divergencia y precipitación, y estimar a partir de un modelo empírico la precipitación en la ITCZ.
- Determinar las condiciones climáticas de la estructura vertical del viento zonal y meridional en las Islas Galápagos.
- Estimar la velocidad vertical del viento en la ITCZ y caracterizar la estructura vertical de la convección y la circulación atmosférica asociada.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA MERIDIONAL EN EL PACÍFICO ORIENTAL

La circulación general de la atmósfera ha sido formulada a partir de un superávit de calentamiento en los Trópicos. La región tropical se encuentra entre los paralelos $23^{\circ} 27' N$ (Trópico de Cáncer) y $23^{\circ} 27' S$ (Trópico de Capricornio). Estas latitudes representan los puntos más al norte y al sur en donde la radiación solar puede incidir perpendicularmente en la superficie. La circulación general de la atmósfera hace referencia al flujo global promedio en un período de tiempo suficientemente largo para eliminar las variaciones causadas por los sistemas meteorológicos, pero suficientemente corto para capturar la variabilidad estacional y mensual. Las grandes masas de aire que rodean la tierra se mueven debido a la diferencia de presión que se establece entre las distintas latitudes como consecuencia de la diferencia de radiación solar. De este modo, el aire se desplaza desde las zonas menos cálidas a las zonas más cálidas, interviniendo además la posición de continentes y los océanos, relieves de los continentes, efecto coriolis y demás factores meteorológicos.

El primer modelo para explicar la circulación atmosférica fue propuesto por Hadley a principios del siglo XVIII, quien afirmaba que el aire caliente de las zonas próximas al ecuador asciende y el frío de los polos desciende, formando una gran célula convectiva para cada hemisferio. Sin embargo, la situación real consiste en la presencia de bajas presiones (ascenso de aire) en la zona del ecuador así como en las latitudes $60^{\circ} S$ y $60^{\circ} N$. Las altas presiones (descenso del aire) se sitúan en las latitudes subtropicales 30° y 40° , y en los polos de ambos hemisferios. Por lo tanto, se forman tres células convectivas en cada hemisferio (Figura 1). Además, aumentando la complejidad de la circulación atmosférica, los vientos casi nunca se desplazan en dirección Norte-Sur o Sur-Norte, sino de forma oblicua o incluso perpendicular a los meridianos debido al efecto coriolis.

Este capítulo está comprendido por definiciones básicas y síntesis de algunos resultados de investigaciones relacionados a este tema. Empieza describiendo la circulación atmosférica enfatizando la componente meridional en el Océano Pacífico Oriental, en donde las condiciones meteorológicas tanto horizontal y verticalmente presentan características propias y poco estudiadas en comparación a otras regiones oceánicas. También describe la parte ascendente de la Celda de Hadley el cual coincide con la Zona de Convergencia Intertropical, y esta última es reconocida como un cinturón de precipitación alrededor del Ecuador. El desarrollo del capítulo continúa con la descripción de la interrelación de precipitación, convergencia y temperatura superficial del mar (interacción océano atmósfera). Asimismo, se mencionan dos hipótesis (Circulación somera y profunda) que explican la estructura y el transporte vertical del aire en el Pacífico Oriental. Este capítulo finaliza con la descripción de cuatro algoritmos que han sido desarrollados en los últimos años con el fin de estimar la estructura vertical del calor latente el cual está estrechamente relacionada a la actividad convectiva en regiones lluviosas como la ITCZ.

2.1.1 CELDA DE HADLEY Y ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL

La circulación meridional a gran escala en la región tropical está representada por la celda Hadley. Bjerknes (1969) define a la clásica circulación Hadley como el movimiento ascendente en el ecuador termal cerca a la superficie y simultáneamente al movimiento descendente en el cinturón de altas presiones subtropicales (30°N y 30°S), debido a la distribución diferencial de la radiación solar en la dirección meridional. La banda ascendente de esta celda se evidencia sobre los océanos tropicales, en donde grandes cantidades de energía solar absorbida se utiliza para la evaporación de superficie y el vapor de agua resultante es reunida por los vientos para alimentar la convección profunda que está organizada en una banda de precipitación con orientación zonal.

A la transferencia de energía y vapor de agua que se producen en la atmósfera, se debe añadir la transferencia de momento angular (magnitud que permanece constante en los cuerpos que giran en rotación). Los vientos que se dirigen al Ecuador (niveles bajos) pierden velocidad hasta el punto de quedar retrasado respecto a la velocidad de rotación de la Tierra, que aumenta hacia el Ecuador. Por lo que se transforman en vientos del Este. Por el contrario del vientos que, partiendo del Ecuador (niveles altos), alcanzan latitudes medias ganan velocidad para mantener

el momento angular, superan la velocidad de rotación de la Tierra con lo que se transforman en vientos del Oeste.

La Zona de Convergencia Inter-Tropical (ITCZ por sus siglas en inglés) es la línea divisoria entre los vientos alisios del sureste y del noreste, que coincide con la parte ascendente de la celda de Hadley. Este ascenso está asociado a la convergencia de vientos en superficie y se distingue de otras zonas de (por ej. la Zona de Convergencia del Pacífico Sur o Atlántico) por su estrechez en la dirección meridional, así como su orientación zonal (Zhang, 2001).

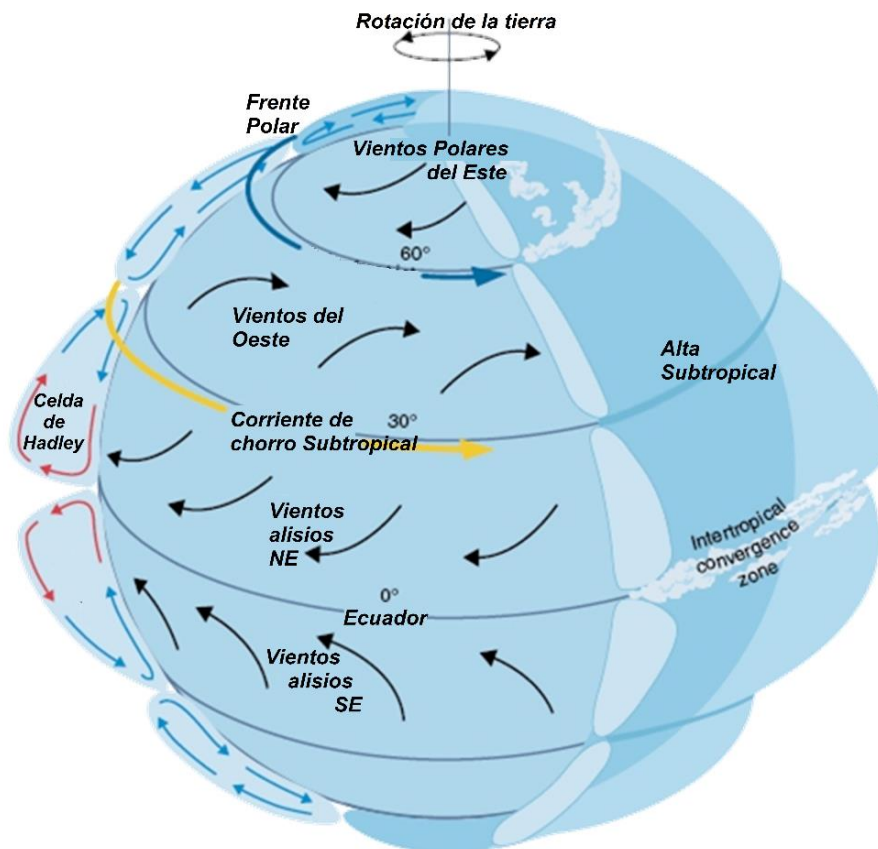


Figura 1: Modelo idealizado de la circulación atmosférica Global

Fuente: cimss.ssec.wisc.edu

En los trópicos se presentan tres tipos de precipitación: Convectivo, Estratiforme, y Somero; este último con valores significativos sobre océanos. La precipitación somera comprende estratos y estratocúmulos extensos que tienen topos muy por debajo del nivel de fusión 0 °C, se

caracteriza principalmente por presentar un tope de tormenta debajo de 5 km y concentrarse en mayor proporción en la Zona de Convergencia Intertropical, además la acumulación observada de precipitación depende de la intensidad de la precipitación y no de la frecuencia de eventos de lluvia somera. La precipitación estratiforme y convectivo presentan altas tasas de precipitación en superficie, esto es debido al gran desarrollo vertical que pueden alcanzar. Ambos tipos de precipitación presentan promedios estrechamente relacionados, sin embargo la precipitación estratiforme presenta tasas < 5 mm/h mientras que la precipitación convectiva, tasas de precipitación > 5 mm/h. La precipitación tipo Convectiva y Estratiforme son comparables en promedio debido a que la precipitación estratiforme es más frecuente. La precipitación somera, estratiforme y convectiva conforman en conjunto la precipitación total, siendo este último usado para identificar la posición de la ITCZ (Schumacher y Houze, 2003).

En el Pacífico oriental la ITCZ se encuentra al norte del Ecuador durante todo el año (Figura 2a). Sin embargo, la formación de una segunda ITCZ al sur del ecuador se produce durante los meses de Febrero, Marzo y Abril (Figura 2b). Esta doble ITCZ definida por la aparición simultánea de la convección profunda en ambos lados de la línea ecuatorial, es un fenómeno de corta duración (aproximadamente 6-8 semanas). Áreas de convección profunda en la doble ITCZ se acompañan de máxima convergencia del viento en superficie. La doble ITCZ sobre el Pacífico oriental no se encuentra presente durante la fase cálida de El Niño-Southern Oscillation - ENSO, la única ITCZ formada se debe al “debilitamiento de la lengua fría”, favoreciendo la convección asociada a la precipitación (Figura 2c). Las condiciones necesarias para la formación de un doble ITCZ parecen ser (a) una región de convergencia de vientos con una superficie de mar caliente en los trópicos y (b) una superficie estrecha de agua fría (lengua fría). La primera condición se produce todos los años durante Marzo y Abril, mientras que la última condición está presente durante años no-El Niño (Lietzke et al 2001; Zhang 2001).

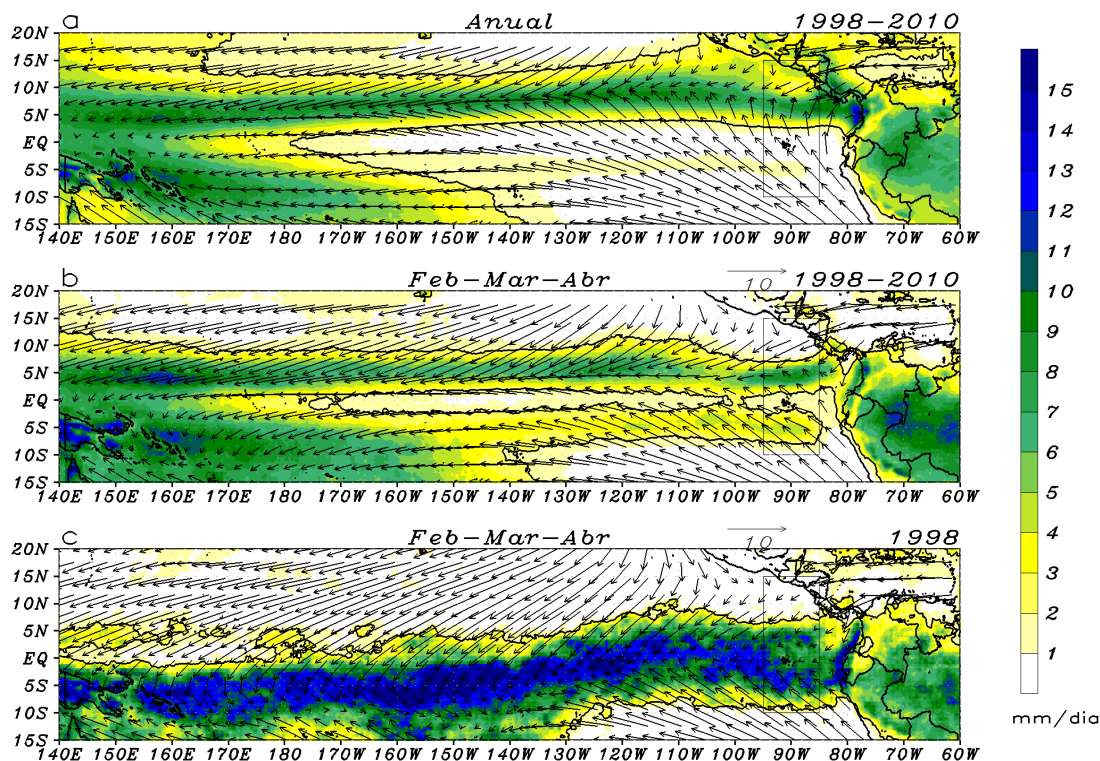


Figura 2: Distribución de la precipitación y vientos en superficie (a) Anual, (b) Febrero – Marzo y Abril a partir de PR TRMM 3B43 y QUIKSCAT, y (c) Evento El Niño extraordinario Febrero – Marzo y Abril 1998 a partir de PR TRMM 3B43 y escatómetro ERS.

Fuente: Elaboración propia

2.1.2 INTERACCIÓN CON EL OCÉANO

La distribución de la Temperatura Superficial de Mar (TSM) en el Pacífico Oriental presenta una pronunciada asimetría ecuatorial (Figura 3.a). La lengua fría ($\approx 1^\circ\text{S}$) es definida por una región con TSM debajo de 26°C producto del afloramiento asociado a los vientos alisios, mientras que, la región de aguas cálidas ($\approx 5^\circ\text{N}$) con TSM por encima de 27°C está relacionada con la corriente cálida del este ($\approx 5^\circ\text{N}$), además, una fuerte zona frontal en el TSM ($\approx 2^\circ\text{N}$) separa la lengua fría ecuatorial y las aguas cálidas del norte (Wallace et al. 1989). Sobre los océanos tropicales, valores altos de Temperatura Superficial de Mar son un recurso importante para la precipitación, pero no el único factor que determina la ocurrencia de convección profunda. Otra variable de importancia asociada a los movimientos ascendentes del aire, es la convergencia. Back y Bretherton (2009) han observado que la distribución de Temperatura Superficial del Mar está influenciada por la contribución de convección asociada a la convergencia en bajos niveles.

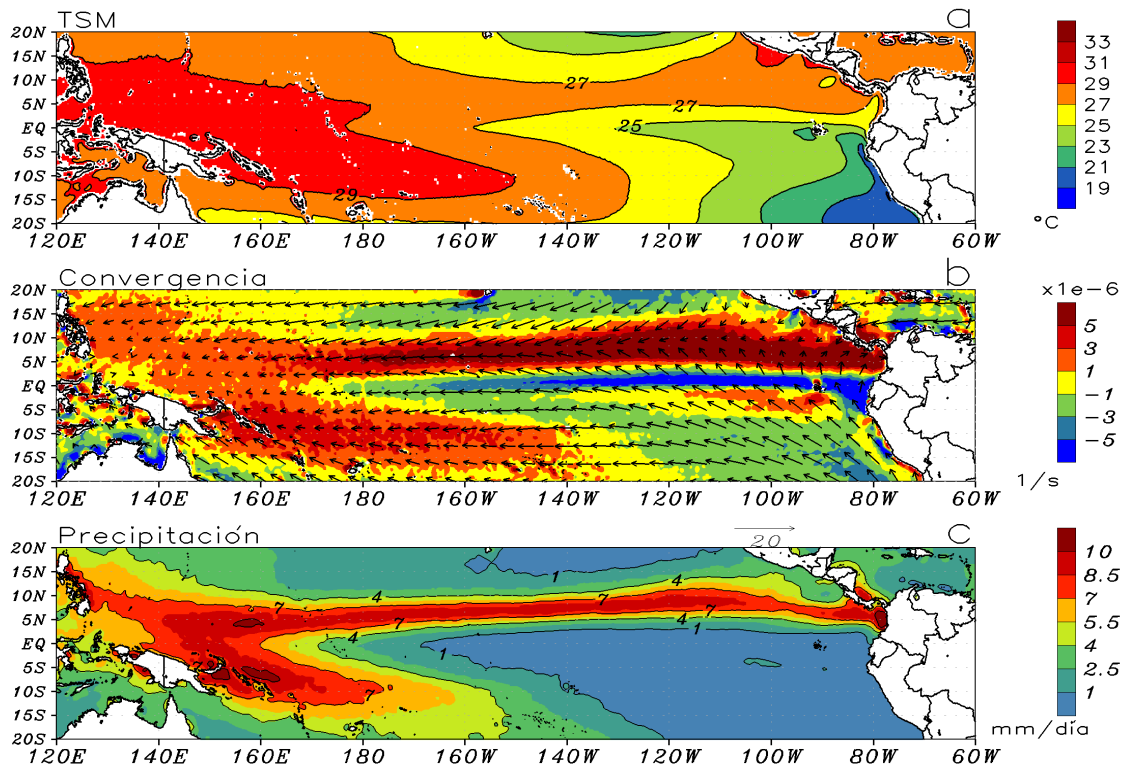


Figura 3: Distribución de (a) la Temperatura Superficial del Mar con contornos de 2°C a partir del TMI TRMM, (b) Convergencia en superficie a partir del QuikSCAT con contornos de $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ y (c) Precipitación en superficie con contornos de 1.5 mm/día a partir del producto 3B43 del PR TRMM. Promedios 2000-2009.

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 3 se observa el promedio climatológico (2000-2005) de la Temperatura Superficial del Mar (3.a) a partir de radiómetro TMI (TRMM Microwave Imager) a bordo del satélite TRMM, la convergencia y vectores de viento (3.b) a 10 m de la superficie a partir del escatómetro QuickSCAT y precipitación en superficie a partir de producto 3B43 del Radar de Precipitación del satélite TRMM (3.c). Se muestra que la precipitación y la convergencia están fuertemente correlacionados; sin embargo, esta es imperfecta. La precipitación ocurre sobre regiones con alta Temperatura Superficial del Mar, pero las bandas de precipitación y convergencia en el Pacífico Tropical tienden a ser más estrechas que la distribución de Temperatura Superficial del Mar. Las proporciones de convergencia en superficie y precipitación presentan variación geográfica, la región con mayor convergencia ocurre a 10°N de latitud y entre las longitudes 110°-140°W, donde la gradiente latitudinal de Temperatura Superficial del Mar es mayor. Esta hipótesis concuerda con Lindzen y Nigam (1987), ambos observan mediante un simple modelo que la convergencia en superficie causa convección

profunda y puede ser explicada en gran parte por la gradiente de Temperatura Superficial del Mar.

Resumiendo lo anterior, se dice que la convección profunda está asociado a la Temperatura Superficial del Mar y a la convergencia en superficie. Sin embargo, en la Figura 3 se observa que los mayores valores de convergencia se localizan en el Pacífico Oriental mientras que la Temperatura Superficial del Mar más alta se encuentra en el Pacífico Occidental. Además la precipitación concentrada de la ITCZ bordea los 6 mm/día, y esta tasa es uniforme en los trópicos. De acuerdo a esto, el Pacífico Oriental podría ser una región en donde el modelo de Lindzen y Nigam (1987) es particularmente relevante, tal que la fuerte gradiente meridional de TSM están manejando la convección y posiblemente afectando la resultante de movimientos verticales en mayor medida en esta región que en otras regiones tropicales lluviosas.

2.1.3 ESTRUCTURA VERTICAL DE LA VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO

Existen pocos estudios de la velocidad vertical del viento (velocidad de movimiento durante el desplazamiento vertical hacia arriba y abajo) en la ITCZ en el Pacífico oriental, debido a que la medición de velocidad vertical es muy escasa y casi inexistente. Los radiosondeos o globos pilotos no pueden estimar esta variable. El instrumento más conocido capaz de tomar mediciones de la velocidad vertical es el perfilador de viento de baja frecuencia, VHF. Sin embargo, en el Pacífico oriental no ha operado ningún perfilador con estas características, siendo algunos algoritmos dependientes de la precipitación en superficie o mediante modelos numéricos (ERA Interim, NCEP NCAR) las formas más comunes de estudiar la estructura vertical de la ITCZ en el Pacífico Oriental.

El estudio de la estructura de la velocidad vertical del viento en el Pacífico ecuatorial oriental basados en datos *in-situ* tomó importancia el año 1979 cuando el programa FGGE (Primer Programa Atmosférico de Investigación y Experimentación Global) con la finalidad de estudiar la estructura de la capa límite atmosférica realizó 916 sondeos sobre el Pacífico Oriental. Kloesel y Albrecht (1989) encontraron en un 50% de los datos una capa de inversión en bajos niveles (800 hPa), lo suficientemente intenso para inhibir una convección profunda, teniendo esta inversión un rol crítico en regular la actividad convectiva sobre el Pacífico central y oriental. Yin (2000) utilizando la misma fuente de datos encontró también una capa de inversión en el

60% de los datos sobre la misma zona de estudio, en promedio la base de esta capa se ubica en 850 hPa y el tope alrededor de 770 hPa. La capa de inversión se encuentra presente en más del 80% de los sondeos realizados entre 7.5°S y el Ecuador, y en más del 40% de los sondeos entre 2.5° a 12.5°N resultó inestable.

De Szoeki et al. (2005) describieron la Capa Limite atmosférica sobre el Pacífico ecuatorial oriental (95°W, 0° a 12°N) a partir de datos *in-situ* de viento zonal y meridional, presión, temperatura y humedad proporcionados por el lanzamiento de “dropsondes” (radiosondas con paracaídas) desde 5.5 km de altura a través de ocho misiones de vuelo NCAR C-130 durante los meses de Setiembre y Octubre en el año 2001; los cuales forman parte del programa: East Pacific Investigation of Climate (Investigación del Clima del Pacífico Oriental - EPIC). De Szoeki et al. encontraron en superficie; flujos de calor sensible y latente de cambio de estado cercanos a cero sobre la lengua fría, y valores altos (20 W/m² de calor sensible y 150 W/m² del calor latente de cambio de estado) entre el ecuador y 5°N. Además un incremento de esfuerzo de viento meridional cruzando la zona frontal de TSM (entre la lengua fría y la piscina de agua cálida del norte).

Hasta el punto anterior, los estudios están limitados en los perfiles verticales de las componentes del viento horizontal (zonal y meridional), lo cual está estrechamente asociado a la estructura vertical de la convección pero no la describe en su totalidad. Existen dos grandes teorías respecto a la estructura vertical de la convección en la banda ascendente de la celda de Hadley (ITCZ) en el Pacífico Oriental que en la actualidad siguen vigentes debido a que no se puede descartar alguna de ellas por la carencia de mediciones del calor de cambio de estado o velocidad vertical del viento, ambas teorías aparentemente son contradictorias. La primera Teoría afirma que los máximos valores de velocidad vertical del viento en la banda ascendente de la celda de Hadley se encuentran en la tropósfera alta (capa 5-8 km) y el comportamiento es homogéneo en todos los trópicos. Por otro lado, la segunda teoría nos dice que en regiones específicas del Pacífico tropical existe predominancia de una circulación meridional somera, esto quiere decir que los máximos valores de velocidad se encuentran en niveles bajos (2 km). A continuación son descritas en detalle ambas teorías y sus principales aportadores.

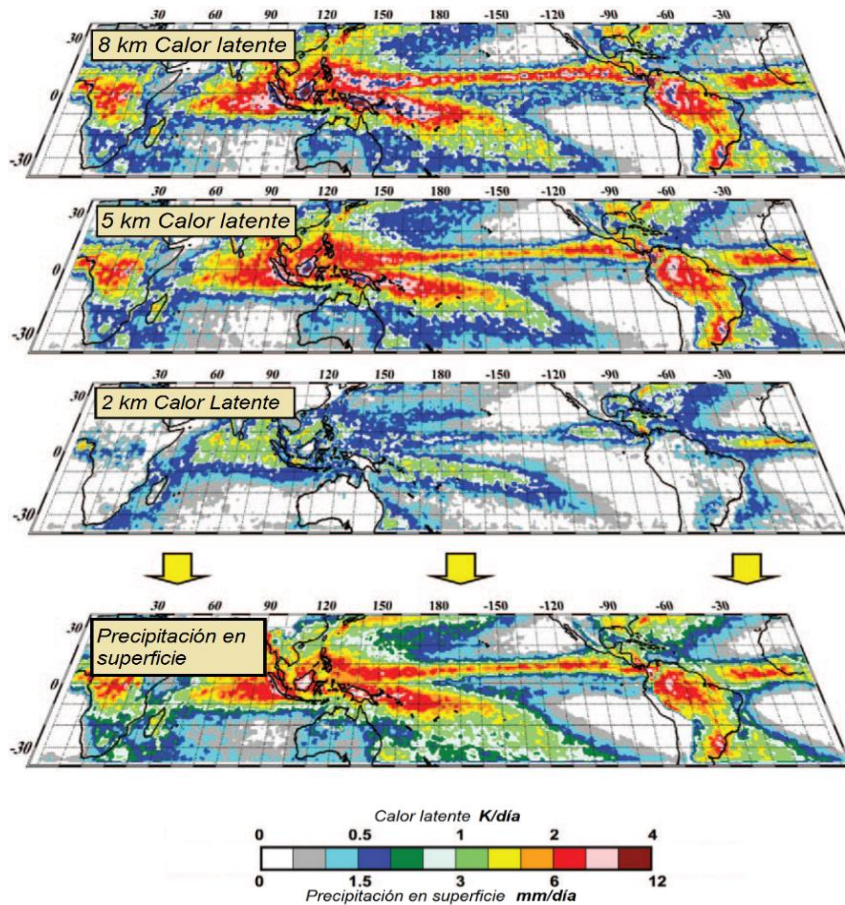


Figura 4: Distribución vertical promedio 1998-2002 del calor de cambio de estado en los niveles 8, 5 y 2 km (primeros tres paneles) a partir del algoritmo CSH, y tasa de precipitación en la superficie (panel inferior)

Fuente: Tao et al. 2006

a. Circulación profunda meridional predominante en la Tropósfera Alta “Top Heavy”

Esta teoría está basada en la distribución vertical del calor latente de cambio de estado. Debido a que en regiones lluviosas existe una relación estrecha entre el calor latente de cambio de estado y actividad convectiva, podemos afirmar que la capa con mayor concentración de calor latente de cambio de estado coincide con la capa de mayor actividad convectiva (movimiento ascendente). Estudios realizados por Tao et al. en 2001 y 2006 (Figura 4), y Schumacher et al. en 2004 muestran que la máxima concentración de calor latente de cambio de estado se encuentra entre los niveles 5 y 8 km (Top heavy), siendo estos valores 5 veces mayor al encontrado en el nivel 2 km. Esta actividad convectiva, que coincide con la Zona de

Convergencia Intertropical, presenta gradiente vertical positiva desde la superficie hasta la troposfera alta, tanto en el Pacífico occidental como oriental.

b. Circulación somera meridional predominante cerca a la superficie “Bottom Heavy”

La segunda teoría de la estructura de la velocidad vertical del viento en la banda ascendente de la celda de Hadley corresponden a los estudios de campañas de viento meridional (Zhang et al. 2004; de Szoeke et al. 2005) y reanálisis ERA Interim y NCEP NCAR (Back y Bretherton 2006). Zhang et al. y de Szoeke encontraron evidencias de una circulación meridional somera en los trópicos del Pacífico Oriental a partir de datos independientes de velocidad meridional (Perfilador de vientos y radiosondeo por paracaídas). Esta circulación somera consiste en un retorno de los vientos alisios inmediatamente sobre la capa límite atmosférica.

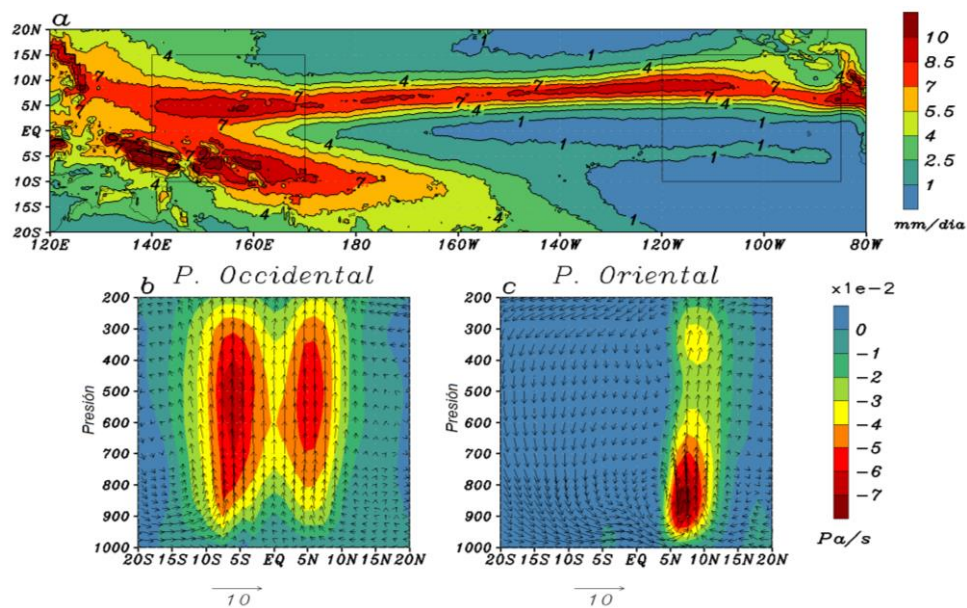


Figura 5: Variabilidad geográfica de la precipitación en superficie (1998-2010) en mm/día a partir de PR TRMM 3B43 (a), y velocidad vertical del viento en el (b) Pacífico occidental (Top-Heavy) y (c) Pacífico Oriental (Bottom-Heavy) de acuerdo al reanálisis ERA Interim.

Back y Bretherton (2006) encontraron diferencias geográficas en la exportación de Energía Húmeda Estática. La energía húmeda estática es una variable termodinámica análoga a la temperatura potencial equivalente, calculada hipotéticamente por elevación adiabática del aire hasta la parte superior de la atmósfera y permitiendo que todo el vapor de agua presente en el

aire esté disponible para condensar y liberar el calor de cambio de estado. Sobre las regiones lluviosas del Pacífico Occidental la convergencia horizontal se extiende hasta 300 mb, mientras que sobre algunas partes de la ITCZ en donde la gradiente meridional de Temperatura Superficial de Mar es bastante fuerte (Pacífico Oriental), los perfiles de movimientos verticales son máximos en niveles bajos, alrededor de 800 mb (Figura 5). Back y Bretherton encuentran exportación en la integración de la columna vertical de MSE en el Pacífico Occidental e importación en el Pacífico oriental. Estas diferencias pueden estar asociadas a la distribución vertical de MSE y/o a la distribución de perfiles verticales de velocidad, debido a que la distribución de velocidad vertical del viento en las dos regiones ya mencionadas muestra un claro contraste. Sin embargo, la investigación de Back y Bretherton presenta cierta incertidumbre, debido a que la base de datos que ellos utilizan corresponde al reanálisis ERA 40, lo cual consiste en la utilización de métodos numéricos con una pequeña cantidad de datos *in-situ* (siendo la velocidad vertical del viento casi inexistente).

2.2 CALOR DE CAMBIO DE ESTADO Y MOVIMIENTO VERTICAL

En la atmósfera, las parcelas de aire ascendentes (paquetes teóricos de aire) se enfrían más lentamente con la altura de lo que serían si fueran secos debido a la condensación del vapor de agua. Estas corrientes ascendentes, lo que representa sólo una pequeña fracción de la superficie de un campo de nubes, inducen la subsidencia que les rodea, calentando rápidamente el entorno cerca de las nubes (Bretherton y Smolarkiewicz 1989). Las moléculas de vapor de agua que han sido separados de la superficie oceánica, reunido, trasladado por los vientos y bajo las condiciones necesarias (i. e. TSM por encima de 27°C) se enfrían mientras ascienden. Por encima del nivel condensación (temperatura del aire igual a la temperatura de rocío) se forman pequeñas gotas de agua. La energía liberada cuando el vapor del agua se condensa para formar pequeñas gotas de agua líquida es llamada Calor latente de cambio de estado. El calor latente de cambio de estado es un recurso importante en la atmósfera, el aire húmedo puede utilizar esta energía liberada para seguir ascendiendo. Por lo tanto, perfiles verticales del calor latente de cambio de estado están relacionados a los perfiles verticales de movimiento vertical. Debido a la carencia de datos de velocidad vertical, una forma alternativa de estimar esta variable es usando la distribución vertical del calor latente de cambio de estado, ya que el movimiento

vertical está directamente relacionado al calor latente de cambio de estado en regiones lluviosas (Holton, 2004).

2.3 PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO A PARTIR DEL PR TRMM

El calor latente de cambio de estado no puede ser medido en forma directa, para su estimación se requiere principalmente de los flujos verticales de condensación y evaporación. Además, como ya se ha mencionado en el apartado 2.2. Los perfiles verticales de calor latente, en regiones lluviosas, son proporcional a los perfiles verticales de velocidad vertical.

Ante el lanzamiento del satélite TRMM, muchos investigadores han creado diversos algoritmos para la estimación de la distribución vertical del calor latente. Las más conocidas son cuatro: Calentamiento convectivo estratiforme (Convective Stratiform Heating - CSH), Calor de cambio de estado espectral (Spectral Latent Heating - SLH), Calefacción de hidrometeoros (Heating Hidrometeors - HH) y Calentamiento con radar de precipitación (Precipitation Radar Heating - PRH). A continuación se explicará de manera general cada uno de los algoritmos.

2.3.1 CALENTAMIENTO CONVECTIVO ESTRATIFORME (CSH)

El algoritmo CSH (Convective Stratiform Heating) utiliza datos de tasas de precipitación en superficie a partir del Radar de Precipitación TRMM, así como el modelo GCE (Goddard Cumulus Ensemble). Este algoritmo estima la calefacción aparente de la atmósfera tropical (Q1) el cual es la combinación de los procesos de cambio de estado (condensación) y las circulaciones turbulentas asociados con estos pulsos. Tao et al. (2001; 2006) han demostrado, según las simulaciones en modelos, que los procesos microfísicos en las regiones asociada a la precipitación convectiva ($> 5\text{mm/h}$) son diferentes a las que ocurren en las regiones asociadas a la precipitación estratiforme ($< 5\text{ mm/h}$). En las regiones con precipitación convectiva, la condensación es predominante debajo del nivel 5 km mientras que el proceso de evaporación es predominante encima del nivel 5 km. Por otro lado, en regiones con precipitación estratiforme, la condensación es predominante encima del nivel 5 km mientras que la evaporación es predominante debajo del nivel 5 km.

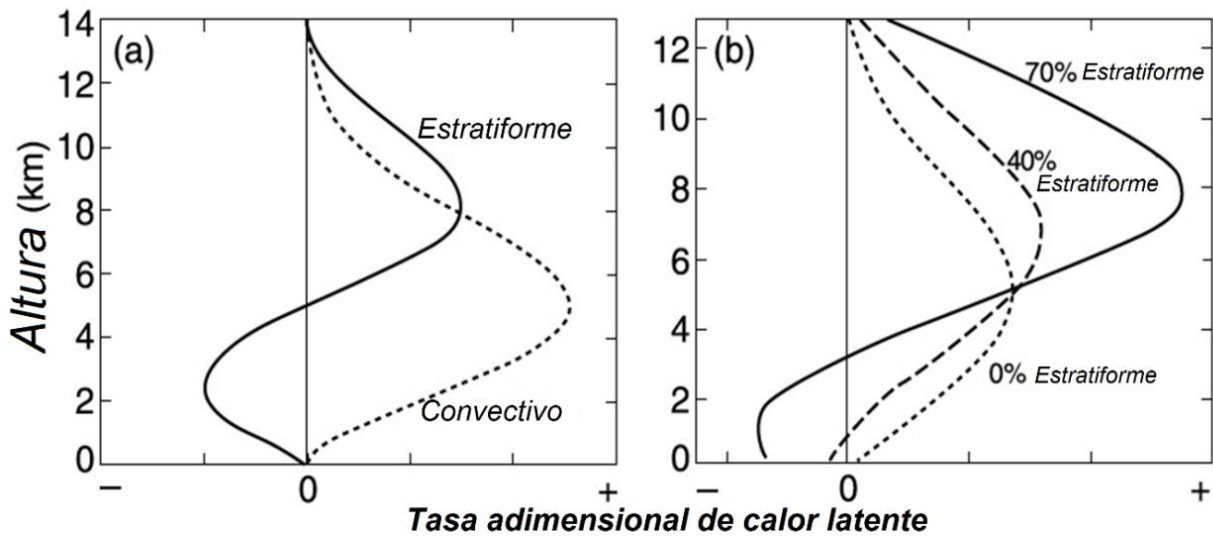


Figura 6: Perfil idealizado de la estructura vertical del calor de cambio de estado en función a la lluvia estratiforme y convectivo (a) y perfiles del calor de cambio de estado de acuerdo al sistema convectivo con diferentes fracciones de lluvia estratiforme. Adaptado de Schumacher et al. 2004.

2.3.2 CALOR DE CAMBIO DE ESTADO ESPECTRAL (SLH)

Este algoritmo utiliza información del Radar de Precipitación del TRMM (precipitación en el tope de la tormenta, tasas de precipitación en la superficie y capa de mezcla, y tipo de precipitación) así como perfiles de calentamiento en tablas dependiente al tipo de precipitación. Los perfiles de calentamiento para los tipos de lluvia – Convectiva ($> 5\text{mm/h}$), Estratiforme ($< 5\text{mm/h}$), somera (cuyo tope de tormenta está debajo de 5 km de altura) y Anvil (precipitación que se evapora antes de impactar en la superficie) – fueron derivados de simulaciones numéricas del sistema tropical de nubes del Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE) utilizando un Cloud Resolving Model (Módulo con resolución de nubes - CRM). Los perfiles de calentamiento son reconstruidos con parámetros simulados en el CRM y las variables extraídas del Radar de Precipitación. Estos perfiles de calentamiento fueron comparadas con los perfiles a partir de simulaciones en el CRM utilizando solo ecuaciones termodinámicas (Shigue et al. 2004).

2.3.3 CALEFACCIÓN DE HIDROMETEOROS (HH)

El algoritmo HH (Hydrometeor Heating) se basa en los supuestos de un modelo de nube tridimensional. El algoritmo es una técnica de inversión totalmente físico diseñado para aceptar cualquier combinación de satélites o aviones. Yang y Smith (1998) analizaron perfiles del calor latente estimados a partir de datos de sondeo sobre TOGA COARE IFA (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment Intensive Flux Array) y estimaciones de un sensor pasivo de microondas (SSM / I). Ellos encontraron que los perfiles de calor latente están relacionados con los perfiles de calefacción aparente de la atmósfera tropical (Q2).

2.3.4 CALENTAMIENTO CON PRECIPITACIÓN DE RADAR (PRH)

Algoritmo propuesto por Katsumata (2007), se originó a partir del algoritmo desarrollado por Satoh y Noda (2001) y Satoh (2004). El algoritmo PRH es una variación de la recuperación termodinámico de los datos de radar (Roux y Sun, 1990), que utiliza perfiles verticales de la reflectividad obtenida por TRMM PR. El algoritmo PRH nos permite recuperar el Calor latente con alta resolución vertical. La baja sensibilidad de TRMM PR (límite inferior de 17 dBZ) para la precipitación de hielo-fase puede causar la subestimación del calor de cambio de estado por encima del nivel de fusión, mientras que la estimación del calor de cambio de estado por debajo del nivel de fusión puede ser más fiable. En el algoritmo PRH, se supone que la señal del calentamiento depende de la señal de la productividad de la relación de la mezcla de precipitación, que se evalúa a partir del gradiente vertical de la relación de la mezcla de precipitación observada por el PR, la velocidad vertical del viento y la velocidad terminal de precipitación. Los resultados negativos en la productividad calor de cambio de estado reflejan enfriamiento por evaporación de las partículas de precipitación. Resultados positivos en la productividad en el calor de cambio de estado positivo refleja la condensación.

Los algoritmos anteriores, fueron creados ante la incertidumbre de la distribución vertical del calor de cambio de estado, cada uno de ellos presentan fortalezas y debilidades, las cuales son resumidos en el siguiente cuadro.

Fortalezas y debilidades de los Algoritmos de estimación del calor de cambio de estado		
Algoritmo	Fortalezas generales	Debilidades generales
CSH	▪ Basado en un algoritmo robusto con una larga historia. ▪ Adaptable para cualquier producto del TRMM (PR, TMI, COMB). ▪ Se adhiere a variaciones de calefacción convectivo-estratiforme en base a estudios de diagnóstico.	▪ Limitado a categorías estratiforme-convectivo y sensibles a los errores en las correspondientes fracciones de cobertura. ▪ Perfiles de calentamiento cero son conducidos cuando la precipitación en superficie es cero.
HH	▪ Adaptable para cualquier producto del TRMM (PR, TMI, COMB). ▪ La estructura del calor de cambio de estado estrechamente relacionado con gradientes verticales de tasa de precipitación.	▪ Sensible al ruido en los perfiles de precipitación. ▪ Mayores incertidumbres generadas por errores en formulación de velocidades terminales de hidrometeoros, más aún en niveles superiores.
PRH	▪ Produce diferentes perfiles de LH para varios tipos de sistemas de precipitación (Estratiforme, convectivo, superficial y anvil). ▪ Obtiene perfiles verticales de LH a escala de PR.	▪ Sensible a perfiles de velocidades verticales y densidad del hidrometeoro estimados, especialmente para la fase mixta. ▪ Utiliza supuestos termodinámicos idealizados, y puede producir refrigeración cerca a la cima de la nube y en la parte superior de la nube.
SLH	▪ Diferencia la estructura del calentamiento entre convectivas superficiales y profundas. ▪ Obtiene perfiles verticales de LH a escala de PR. ▪ Produce perfiles de calentamiento incluso con la intensidad de lluvia en superficie cero.	▪ Las imperfecciones y incompletitud en perfiles de calentamiento CRM generados definidos en plomo tabla de consulta a errores sistemáticos en los perfiles de calefacción recuperados.

Cuadro 1: Fortalezas y debilidades de los algoritmos basados en el PR TRMM
Fuente: Modificado de Tao et al. 2006

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La delimitación del área de estudio responde a las siguientes condiciones. (1) Según estudios previos (Hastenrath et al. 2002), la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) en el Pacífico oriental oscila entre 5°N y 15°N [Figura 8]. Además (2) se observa la formación de una segunda ITCZ durante los meses de Febrero a Abril en 5°S [Figura 8]. Sin embargo (3) durante eventos El Niño fuerte (e.g. 1998) la única ITCZ que se forma se desplaza anómalamente al sur del Ecuador posicionándose a 10°S. Por otro lado (4) en la Isla Galápagos (0.9°S 89.6°W) ha funcionado un perfilador de viento que estima las velocidades de viento en distintos niveles de altura cuyos datos son usados en este estudio, y por último (5) las boyas del arreglo TAO TRITON miden precipitación en superficie en el meridiano 95°W. Por todo lo anterior la región de estudio seleccionada está comprendida por la región oceánica entre las latitudes 10°S y 15°N, y es estrecha longitudinalmente (95°W-85°W).

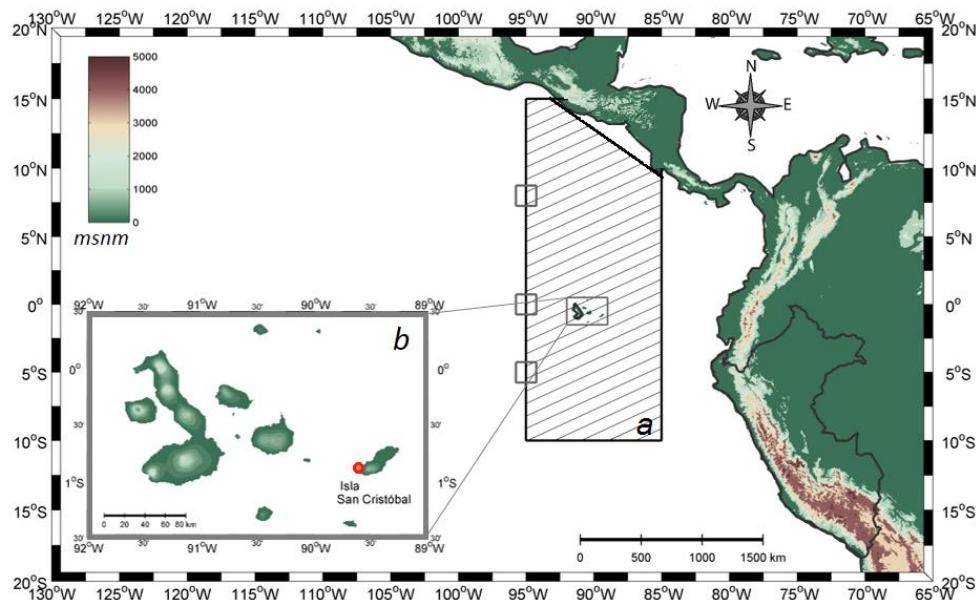


Figura 7: Ubicación del (a) área de estudio y (b) perfilador de vientos de muy alta frecuencia UHF en la Isla San Cristóbal de las Islas Galápagos (punto rojo). Fuente: Elaboración propia.

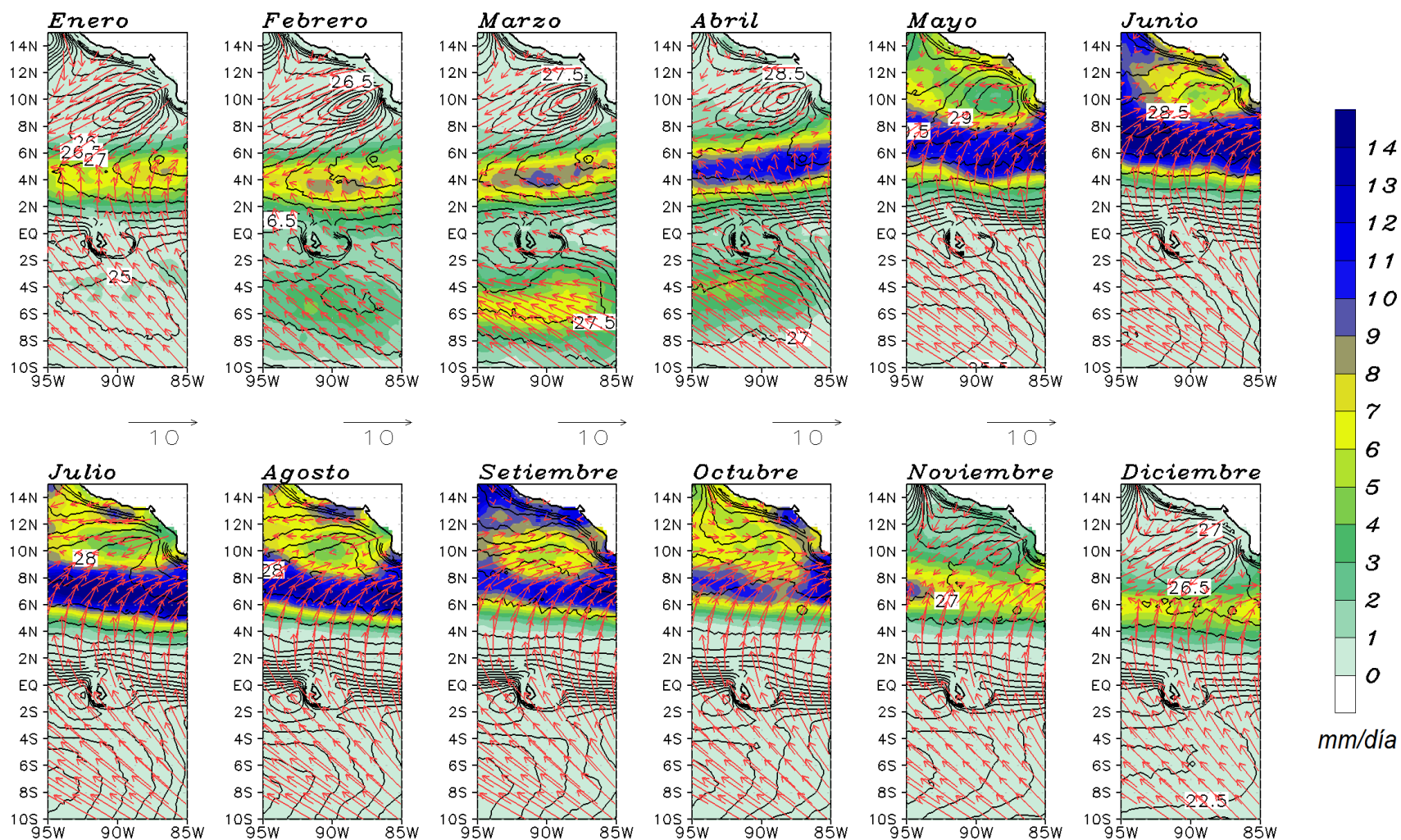


Figura 8: Condiciones mensuales de la Precipitación a partir del PR TRMM 3B43 (sombreado), Temperatura Superficial del Mar en contornos de 0.5 °C a partir del TMI TRMM y Viento horizontal en vectores a partir de QuikSCAT.

Fuente: Elaboración propia.

3.2 DATOS

3.2.1 RADARES

El Radar (Radio Detection And Ranging) es un sistema que utiliza radiaciones electromagnéticas reflejadas por un objeto para determinar la localización o velocidad de este. Los componentes principales de un radar son el transmisor, la antena y el receptor. Un radar cambia alternadamente entre emitir y recibir pulsos de radiación de microondas. El transmisor genera pulsos de radiación de microondas, los cuales son enfocados por la antena en un haz estrecho. Si el pulso intercepta un objeto con características refractivas diferentes que las del aire, el pulso es perturbado y parte de la energía es dispersada. Parte de la energía dispersada regresa a la antena, si esta componente de retro dispersión es suficientemente fuerte va a ser detectada por el receptor (Rogers 1989).

Este estudio utilizó el Radar de Precipitación a bordo del satélite TRMM (PR TRMM), un perfilador de vientos y el escatómetro QuikSCAT, todos ellos tienen el mismo principio básico del radar.

a. Radar de Precipitación - TRMM

Tropical Rainfall Measuring Mission (Misión Pluviométrica Tropical - TRMM) es un esfuerzo conjunto entre National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional Aeronáutica y del Espacio - NASA) de los Estados Unidos y National Space Development Agency (Agencia Nacional de Desarrollo Espacial - NASDA) de Japón. El satélite TRMM fue lanzado al espacio el 27 de Noviembre de 1997 y es la primera misión dedicada a medir la estructura vertical de precipitación e intercambio de energía entre las regiones tropicales e intertropicales del mundo (Kummerow y Barnes 1997).

El satélite TRMM cuenta con tres instrumentos; (1) un sensor de microondas pasivo (Imagen Microondas TRMM- TMI), (2) un Radar de Precipitación (PR) y (3) un escáner infrarrojo visible (Sistema Visible e Infrarrojo Radiométrico - VIRS), sin embargo el Radar de Precipitación es considerado el más innovador. El PR, que funciona a 13,8 GHz, es una red en fase activa de 128 elementos que permite la exploración transversal de la vía rápida y sofisticada sobre un ancho de franja de 215 km (247 km) con una resolución espacial cruzada gama de

alrededor de 4,3 km (5 km) durante el Pre (Post) – Boost. El PR opera con una banda *Ku* (2.17 cm de longitud de onda) con una sensibilidad de ≈ 17 dBZ, el cual corresponde a un radio de precipitación aproximado a 0.4 mm/h y a una resolución vertical de 250 m (Mayor detalle del Satélite TRMM, ver Anexo 1.1).

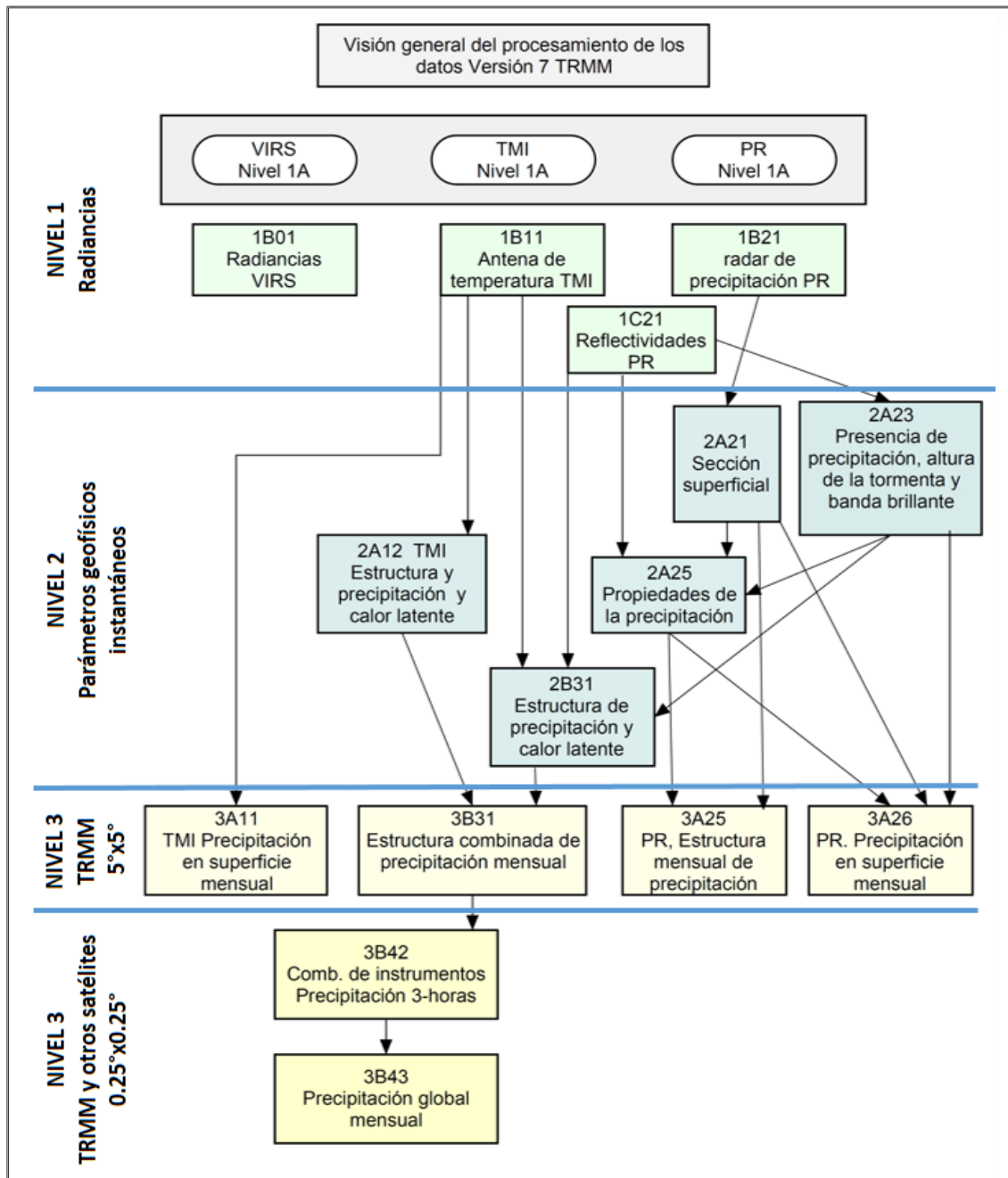


Figura 9: Diagrama de Flujos de algoritmos del satélite TRMM.
 Adaptada de: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, NASA.

Los datos del PR-TRMM ofrecidos por la NASA Earth Data están agrupados en tres niveles (Figura 9), distinguidos principalmente por el procesamiento en las mediciones. Los del nivel 1 (1B21 y el 1C21) convierten los conteos del eco registrados por el radar en la potencia de eco del radar y calculan el factor de reflectividad a partir de la potencia usando la ecuación del radar. Los productos 2A21, 2A23 y 2A25 corresponden al nivel 2, brindan información de atenuación de camino, clasificación de tipo de precipitación, altura de tope de la tormenta, cantidad de lluvia en mm/h, entre otros con resolución horizontal de 0.05°. Los productos del nivel 3 (3B42-3B43) ofrecen información de estadísticas de precipitación diaria y mensual con resolución de 0.25° y 5°.

Producto Nivel 2	Producto Nivel 3
2A21, 2A23 y 2A25	3B42 y 3B43
Brindan información de atenuación de camino; clasificación de tipo de precipitación, altura de tope de la tormenta, cantidad de lluvia en mm/h, entre otros con resolución espacial de 0.05°. El producto 2A25 tiene como objetivo corregir la atenuación en la medición de lluvia a partir de las reflectividades medidas en cada volumen de resolución, utilizando un algoritmo desarrollado por Iguchi y Meneghini en el 2000.	Brindan información de tasas de precipitación estimados en superficies mm/h. Estos productos son una combinación de mediciones de radiación infrarroja (Satélite GOES) y de microondas de varios satélites, datos de algunas estaciones meteorológicas, y de mediciones del sensor de microondas y del radar de precipitación del TRMM en una menor proporción (Chavéz 2010, Huffman et al. 2007). Estos productos ofrecen información de estadísticas de tasas de precipitación con resolución de 0.25° para todo los trópicos.

Cuadro 2: Características de productos del nivel 2 y 3 del Radar de Precipitación TRMM

El Cuadro 2 describe las principales características de los productos del PR TRMM de nivel 2 y 3. Los valores de tasa de precipitación proveniente del producto 2A25 corresponden a ochenta

distintos niveles desde el elipsoide de referencia hasta los 20km. Además, este producto nos da un estimado de lluvia en la superficie a partir del valor de reflectividad más cercano al suelo (Chávez 2013). El producto 2A23 puede reconocer a la banda brillante, clasificar el tipo de lluvia, detectar la lluvia cálida y altura del tope de la tormenta. La banda brillante es una capa horizontal de aproximadamente $\frac{1}{2}$ km de espesor localizada justo debajo del nivel de 0°C. La altura de la tormenta según este producto está definida como la altura máxima a la cual la reflectividad es mayor a la reflectividad mínima detectada (≈ 17 dBZ ó 0.4 mm/h). Según este algoritmo, la precipitación se agrupa principalmente en Estratiforme (< 5 mm/h y dimensión horizontal ≈ 100 km), Convectivo (> 5 mm/h y dimensión horizontal ~ 1 -10 km), Somera (cuyo tope de tormenta está debajo de 5 km de altura) y Anvil (precipitación que se evapora antes de impactar en la superficie) asignándose un código unificado para cada tipo de lluvia.

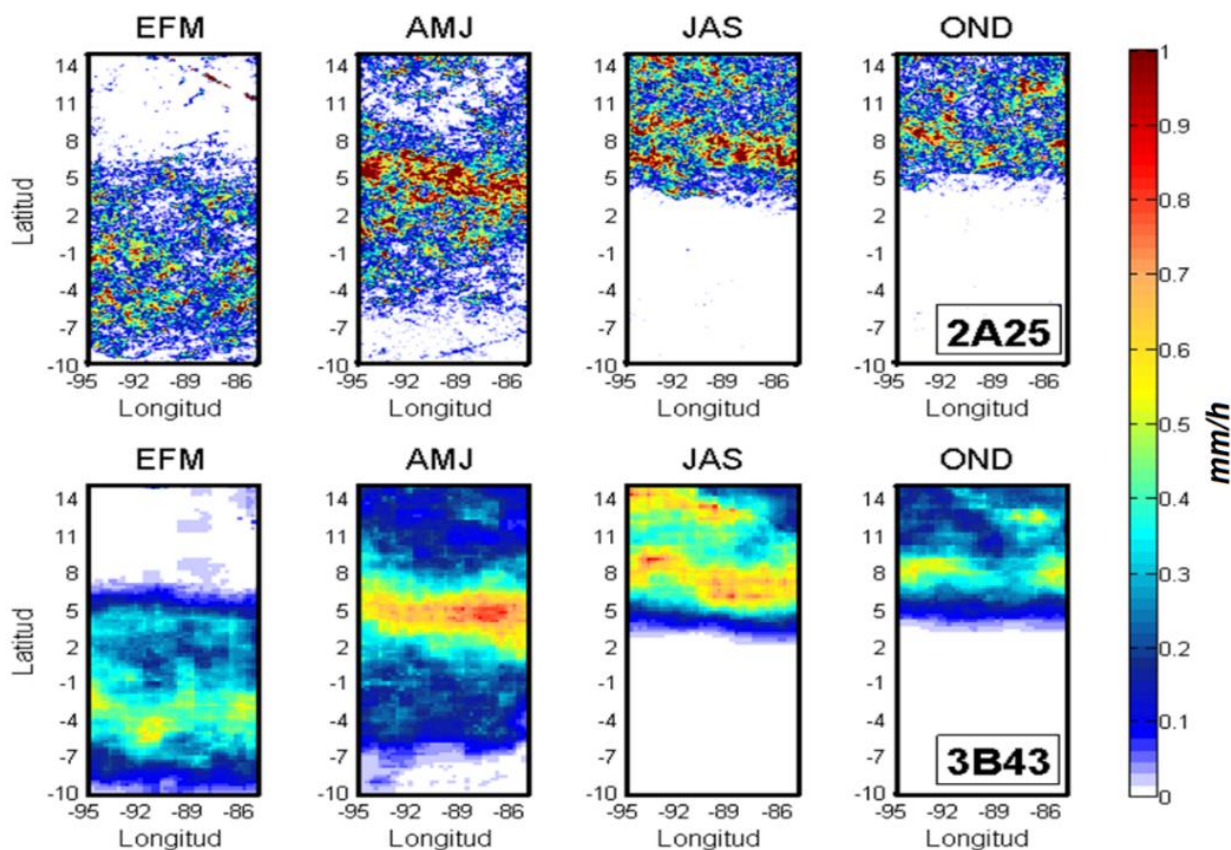


Figura 10: Comparación estacional (año 1998) de la tasa de Precipitación estimada en superficie en mm/h entre los productos 2A25 (Superior) y 3B42 (Inferior)
Fuente: Elaboración Propia

Este estudio utilizó las siguientes variables (Cuadro 3), correspondientes al periodo 1998-2010:

Producto TRMM	Variable	Resolución
2A25	Perfiles verticales de tasas de precipitación	0.05°
	Tasas de precipitación estimada en superficie	
	Tipo de precipitación (Estratiforme, convectivo o somera)	
	Altura del tope de tormenta	
3B43	Tasas de precipitación mensual estimada en superficie	0.25°
3B42	Tasa de precipitación diaria estimada en superficie Se ha definido a 3B42S como aquel submuestreo que coinciden en fecha al escaneo del radar de precipitación.	0.25°
CSH	Perfiles verticales de calor latente de cambio de estado.	0.5°

Cuadro 3: Productos y variables del Radar de Precipitación TRMM utilizadas en este estudio.

Los datos del producto nivel 2 presentan resolución horizontal de 0.04° y resolución vertical de 250 m, mientras que los del nivel 3 presentan resolución espacial 0.25°. Ambos productos son de acceso libre y fueron extraídos en formato HDF4 (Hierarchical Data Format) desde la página web <http://mirador.gsfc.nasa.gov/> a cargo de la National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional Aeronáutica y Espacial - NASA) y National Space Development Agency (Agencia Nacional de Desarrollo Espacial - NASDA), y en la versión 7 siendo la última versión hasta la fecha.

Además se utilizó, el calor latente de cambio de estado estimado a partir del algoritmo Convective Stratiform Heating producido con grillado 0.5° x 0.5° y desarrollado por el Dr. Wei-Kuo Tao a partir de tasas de precipitación convectiva y estratiforme en superficie y un modelo bidimensional. La información comprende 19 niveles de altura (0.5 km, 1 km, 2 km,...,18 km). Los datos con resolución mensual son de acceso libre y también fueron descargados de <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>.

b. Perfilador de vientos UHF

El perfilador de viento es un radar Doppler que realiza mediciones de velocidad y dirección del viento en función de la altura. Los perfiladores fueron ampliamente utilizados para la

observación del tiempo atmosférico, sobre todo durante el programa Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) entre los años 1985-1994.

Este radar Doppler ha proporcionado observaciones del viento troposférico casi de forma continua durante más de una década. Sin embargo, ya que el perfilador VHF (Very High Frequency -Frecuencia Muy Alta) de frecuencia 50 MHz es incapaz de medir el viento por debajo de 1.5 km, la NOAA desarrolló el perfilador de viento UHF (Frecuencia Ultra Alta - Ultra High Frequency) de 915 MHz capaz de realizar mediciones de viento en la troposfera baja (Ecklund et al, 1988; Carter et al 1995) para llenar el vacío de bajos niveles (mayor detalle ver Anexo 2.1).

Los datos disponibles de este perfilador ubicado al oeste de la Isla San Cristóbal de Galápagos, tienen resolución vertical de 30 minutos y ha operado a una frecuencia de 915 – MHz desde Octubre de 1994 hasta Marzo del 2006 de manera intermitente. La resolución vertical de los perfiles verticales de vientos de la componente horizontal es de 100 m, con el nivel más bajo variable de acuerdo al tipo de medición (modos). El modo bajo (low mode) empieza a medir desde 300m sobre la superficie y el alcance de las mediciones es variable con el tiempo. Hartten y Datulayta (2004) recomiendan considerar y estudiar los datos hasta el nivel 2600 m. El segundo modo es el modo alto (high mode), presenta resolución vertical de 500 m, sin embargo, se ha realizado una interpolación de 100 m con la altura. El modo alto realiza mediciones desde 500 m hasta 5000 m (Se consideró esta altura de acuerdo a la cantidad de datos en los distintos niveles).

c. QuikSCAT

El escatómetro QuikSCAT es un radar de microondas que realiza mediciones de velocidad y dirección del viento cerca a las superficies oceánicas en todas las condiciones meteorológicas, fue lanzado en Junio de 1999 y operó hasta Noviembre de 2009. QuikSCAT utiliza una antena de plato giratorio con dos haces puntuales que barren en un patrón circular. La antena irradia pulsos de microondas a una frecuencia de 13.4 GHz a través de amplias regiones de la superficie terrestre. Este instrumento recoge datos válidos sobre el océano 1.800 km de ancho de banda continua, cubriendo el 90 % de la superficie mediante aproximadamente 400.000 mediciones

con resolución espacial 0.25° . Las mediciones de viento en superficie se realizan a 10 metros sobre la superficie del agua. (Craig et al. 2008).

3.2.2 RADIÓMETRO TRMM TMI

El radiómetro pasivo Microwave Imager TRMM (TMI) fue designado para realizar mediciones de tasas de precipitación, Temperatura Superficial del Mar y otros. En esta investigación la única variable extraída de este instrumento es la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Las TSM del TMI han demostrado ser de gran valor para la investigación, tal como fue durante la campaña EPIC 2001 en el Pacífico Oriental (de Szoeké, 2005). Los datos utilizados corresponden a rango temporal 1998-2010 (156 meses) y presentan resolución espacial de 0.25° .

La medición de la TSM a través de las nubes usando radiómetros de microondas satelitales era una meta difícil de alcanzar por muchos años. Los primeros radiómetros en la década de 1980 (SMMR) estaban mal calibrados, y los radiómetros posteriores (SSM / I) carecían de los canales de baja frecuencia que necesita el algoritmo de recuperación. Finalmente, en noviembre de 1997, el radiómetro TMI con un canal de 10.7 GHz fue lanzado a bordo del satélite TRMM. La característica importante de las consultas de microondas es que la TSM se puede medir a través de nubes, ya que las nubes son casi transparentes en 10,7 GHz. Esta es una clara ventaja sobre las infrarrojos tradicionales observaciones (IR) de TSM que requieren un campo libre de nubes de vista.

3.2.3 BOYAS TAO

El sistema TAO TRITON es un conjunto de boyas en el Océano Pacífico tropical operado por el National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). El monitoreo fue realizado con fines oceanográficos, meteorológicos, pronóstico e investigación climática, particularmente El Niño/Southern Oscillation (ENSO).

Se tienen siete boyas TAO en el meridiano de 95°W (Océano Pacífico Oriental) ubicados aproximadamente cada $2^\circ - 3^\circ$ de latitud. Este estudio ha utilizado datos de precipitación de tres boyas; 5° Sur, Ecuador y 8° Norte del meridiano en mención. La boya ubicada en el hemisferio sur identifica la segunda ITCZ que teóricamente se forma durante los meses de Marzo y Abril. La boya en el Ecuador, observa la precipitación sobre la lengua fría, mientras que la boya

ubicada al norte del ecuador estudió la precipitación en la ITCZ durante en la mayor parte del año.

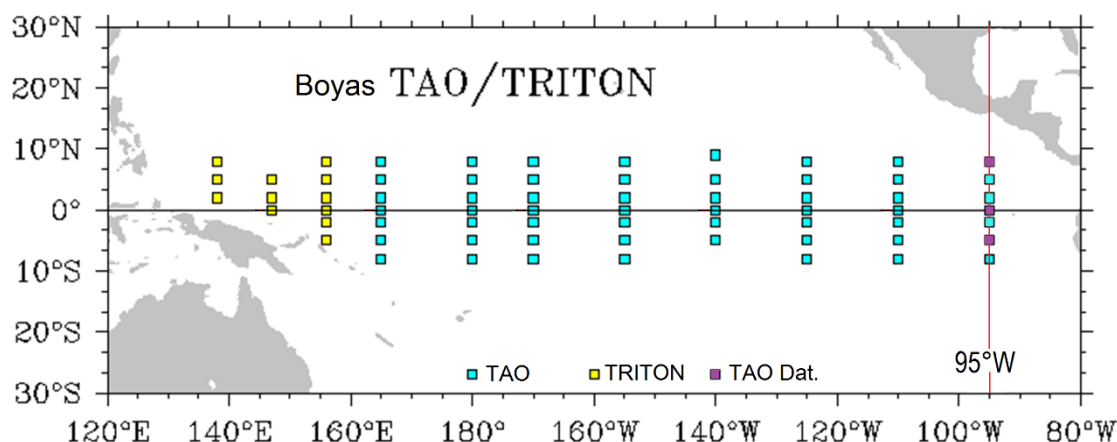


Figura 11: Distribución espacial de la boyas TAO TRITON.
Modificado de NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL)

En esta investigación se usó datos de precipitación con resolución temporal de 10 min, a partir de este conjunto de datos se realizó promedios horarios, diarios y mensuales en el periodo 1998-2010. En la Figura 11, se observa de color morado las tres boyas estudiadas (Tao Dat.) ubicadas en el meridiano 95°W.

3.2.4 REANÁLISIS

Los datos de reanálisis son datos meteorológicos que describen el estado de la atmósfera en una malla regular de puntos y en diferentes niveles de presión (alturas) cubriendo todo el planeta. Estos datos se obtienen a partir del análisis de los datos meteorológicos históricos disponibles y la simulación con modelos meteorológicos de manera que se genera una malla regular de datos. En esta investigación se ha usado dos fuentes de reanálisis; ERA Interim y NCEP NCAR, en el periodo 1998-2010.

a. ERA Interim

El reanálisis ERA INTERIM representa un esfuerzo de la European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), es un modelo atmosférico mejorado que sustituye a ERA-40. Este modelo global cuenta con 37 niveles de presión entre los 1000 y 1 hPa. Los resultados están

disponibles en intervalos de 6 horas y rejillas desde $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ hasta $1.75^{\circ} \times 1.75^{\circ}$ en http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim_full_moda/. Las variables estudiadas en esta investigación son viento zonal, viento meridional, temperatura y velocidad vertical.

b. NCEP-NCAR

El reanálisis NCEP / NCAR es un proyecto conjunto entre National Center for Environmental Prediction (NCEP, anteriormente "NMC") y el National Center for Atmospheric Research (NCAR). Este reanálisis cuenta con más de 80 variables en 17 niveles de presión entre 1000 y 10 hPa, con intervalos de 6 horas y rejillas de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, los datos son de acceso libre en <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR>. Las variables estudiadas en esta investigación son las mismas del reanálisis anterior, viento zonal, viento meridional, temperatura y velocidad vertical.

El Cuadro 4 muestra las coordenadas del perfilador del viento, y los puntos de grilla más cercanos de acuerdo a los reanálisis que se utilizó.

FUENTE	Islas Galápagos
PERFILADOR	0.9°S 89.6°W
NCEP / NCAR	0°S 90°W
ERA INTERIM	1°S 89.5°W

Cuadro 4: Coordenadas del perfilador de vientos y reanálisis, usado en la comparación de datos.

Se debe resaltar que la grillas de ambos reanálisis, se encuentran dentro de una misma región conocida como ‘La lengua fría’ ($\text{TSM} > 25^{\circ}\text{C}$ y delimitada entre 2°S y 1°N). Por lo tanto, las respectivas comparaciones fueron válidas.

3.3 EQUIPOS Y SOFTWARES

3.3.1 EQUIPOS DE GABINETE

- Notebook Samsung, Modelo NP300V4Z, procesador Intel Core i3, memoria RAM de 4 GB.
- Laptop Toshiba, Modelo S55-B5268, procesador Intel Core i7, memoria RAM de 12 GB.

- Computadora HP Compaq 8100, procesador Intel Core i5, memoria RAM de 4 GB.
- Disco duro externo Toshiba, Modelo V63700-C 1TB, USB 3.0
- Disco duro externo Toshiba, Modelo V63700-H 2TB, USB 3.0

3.3.2 PROGRAMAS DE CÓMPUTO

- Microsoft Office 2013
- Matlab, R2008a, 64-bits
- OpenGrADS 2.0.2

3.4 MÉTODOS

Este capítulo explica los métodos y técnicas que esta investigación ha aplicado para desarrollar los objetivos planteados. La Figura 12 muestra un diagrama que describe el objetivo general en el primer nivel. La metodología de cada objetivo, está representado en el diagrama mediante un cuadro interlineado. A continuación se explica con detalle los métodos que fueron utilizados para el cumplimiento de cada objetivo específico.

3.4.1 DIFERENCIAS ENTRE DATOS DE PRECIPITACIÓN A PARTIR DE BOYAS TAO Y PR TRMM, Y VIENTO A PARTIR DEL PERFILADOS DE VIENTOS Y REANÁLISIS

Los promedios mensuales de las variables meteorológicas viento zonal y meridional, y precipitación provenientes del perfilador de vientos y boyas TAO respectivamente (cuadro 1 - Xa), fueron comparados con otros promedios mensuales de la misma variable pero a partir de otra fuente de datos - Reanálisis y Radar de Precipitación TRMM (Xb). Es decir, Xa y Xb son mediciones independientes. Los estadísticos utilizados fueron: Error Cuadrático Medio (Root Mean Square - RMSE) y el coeficiente de determinación.

Variable	X a	X b
Viento zonal y meridional	Perfilador de vientos	Reanálisis ERA Interim y NCEP NCAR
Precipitación	Boyas TAO	PR TRMM (2A25, 3B43 y 3b42)
Calor de cambio de estado *	PR TRMM 2A25	CSH
Velocidad vertical del viento *	PR TRMM 2A25	ERA Interim

Cuadro 5: Variables meteorológicas que son comparados con datos independientes

Nota: * Variable utilizadas para el objetivo 4

La lluvia en superficie ofrecida por el Radar de Precipitación TRMM fueron comparados con mediciones *in situ* de precipitación (boyas TAO) en el meridiano 95°W (Figura 11). Se seleccionaron tres muestras del PR TRMM, la primera corresponde a los promedios mensuales del producto 2A25, la segunda corresponde al producto 3B43 el cual por defecto proporciona datos mensuales de lluvia, mientras que la tercera muestra corresponde al producto 3B42 con resolución de 3 horas, de este último producto sólo se consideran los datos correspondientes a la misma hora de las mediciones del producto 2A25.

A. Error Cuadrático Medio (RMSE)

El error cuadrático medio (RMSE en inglés), nos da la medida de las diferencias en promedio entre dos fuentes de datos que representan una sola variable. Este estadístico fue utilizado para comparar los promedios mensuales de los perfiles verticales del viento zonal y meridional, fueron comparados con los proporcionados por los reanálisis ERA INTERIM y NCEP NCAR y se calculó con la siguiente ecuación.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (v_b - v_a)^2} \quad (1)$$

En donde n es la cantidad de datos, v_b y v_a son las variables a partir de la fuente Xa y Xb del Cuadro 5.

A. Coeficiente de Determinación (R^2)

El coeficiente de determinación o coeficiente de correlación múltiple al cuadrado, es una medida descriptiva que sirve para evaluar la bondad de ajuste del modelo a los datos, ya que mide la capacidad predictiva del modelo ajustado. Se define como el cociente entre la variabilidad explicada por la regresión y la variabilidad total, esto es:

CARACTERIZAR LA VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DE LA ZONA DE CONVERGENCIA INTER TROPICAL Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA EN EL PACÍFICO ORIENTAL DURANTE EL PERIODO 1998-2010.

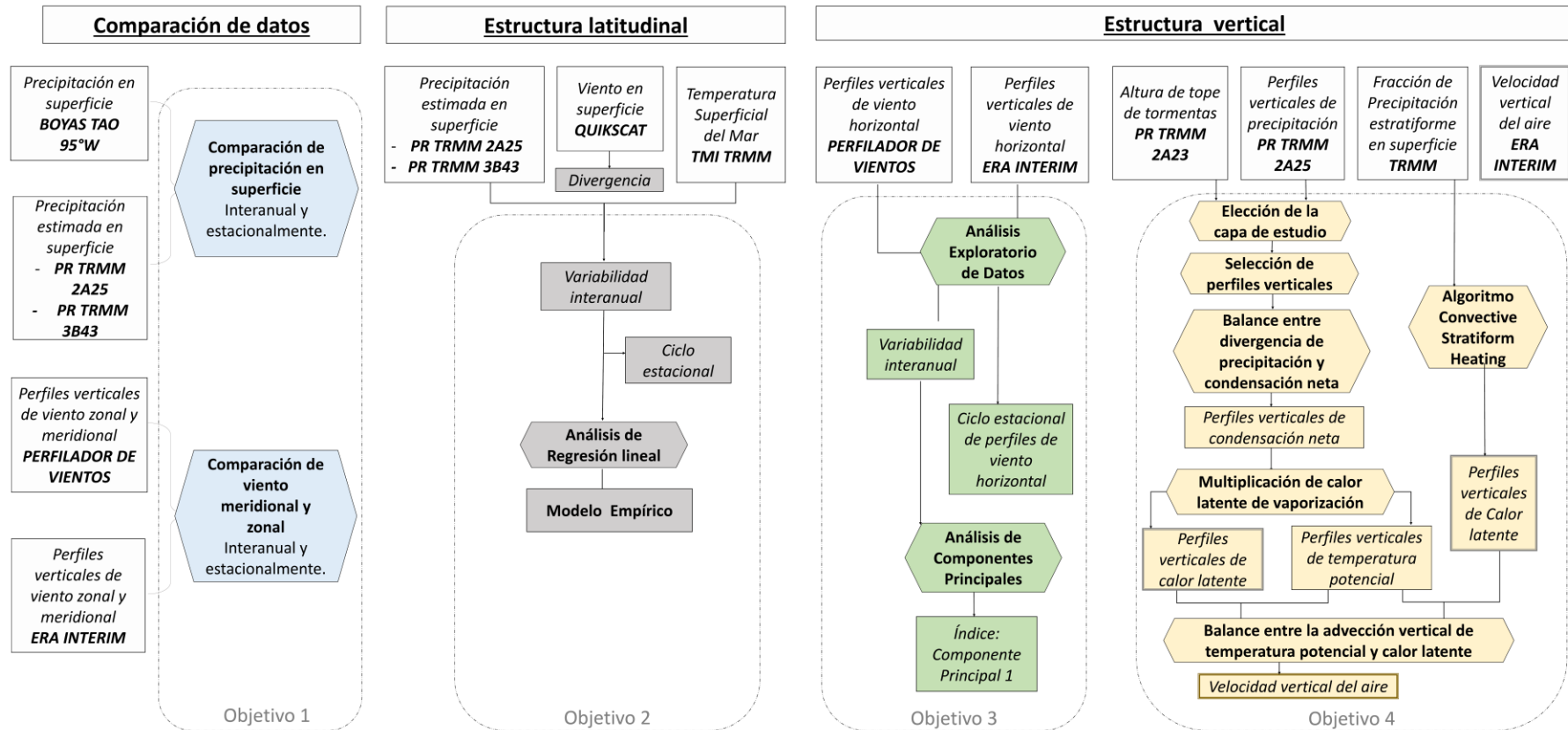


Figura 12: Diagrama de la metodología seguida en esta investigación. Variabilidad estacional e interanual de la ITCZ y la circulación atmosférica asociada en el Pacífico oriental con datos de radar

$$R^2 = \frac{SCR_{eg}}{SCT} = 1 - \frac{SCE}{SCT} = \frac{\sum(\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} \quad (2)$$

En donde SCR_{eg} es la suma de cuadrados de la regresión, SCT es la suma de cuadrados total, SCE es la suma de cuadrados residual, y_i son las variables Xb, $\hat{y}_i$ son los estimadores de y_i a partir de Xa mediante una regresión lineal y $\bar{y}$ es promedio muestral de la variable Xb.

3.4.2 VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN Y MODELO EMPÍRICO

La precipitación en el Pacífico Oriental se concentra principalmente en la ITCZ, y está asociada a la distribución horizontal del viento (Divergencia) y Temperatura Superficial del Mar. Por ello, se analizó la variabilidad interanual y estacional/mensual de dichas variables meteorológicas debido a que la convección a gran escala provee una importante porción de manejo de energía en la circulación general de la atmósfera. Por lo tanto la interacción entre la divergencia y la Temperatura Superficial del Mar puede provocar grandes resultados traducidos en la precipitación.

En primer lugar, se calculó la divergencia partiendo de la ecuación 3, en donde el sistema de coordenadas es la misma que el sistema de coordenadas geográfico. Además u y v son las componentes zonal y meridional del viento (Zheng et al. 1997).

$$DIV_h = \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) \approx - \frac{\delta w}{\delta z} \quad (3)$$

La ecuación nos dice que la divergencia horizontal está asociada a la variación de velocidad vertical. Entonces a valores bajos o negativos (convergencia) se espera obtener valores altos de velocidad vertical, esta hipótesis ha sido estudiada ampliamente por L. Back y Bretherton (2009).

La ecuación 3 obedece a la siguiente aproximación;

$$DIV_h = \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) \approx \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} \right) \quad (4)$$

En donde el término de la derecha es una diferencia finita y puede ser aproximada por derivadas parciales $\left(\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{u_2 - u_1}{\Delta x} \right)$.

La variabilidad interanual de la TSM, divergencia y precipitación han sido determinados con los diagramas hovmöller, cuyo eje horizontal representa el tiempo en meses, mientras que, el eje vertical representa la latitud con intervalos de 0.25° (10°S - 15°N) entre las longitudes 95°W y 85°W. Para la determinación de las condiciones climáticas de las tres variables meteorológicas mencionadas, es importante definir *condiciones climáticas*. La condición climática es un término que hace referencia a las condiciones atmosféricas de un determinado lugar y sus variaciones a lo largo del tiempo. El clima es el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan las condiciones habituales o más probables en un área determinada.

El cálculo de las condiciones climáticas, consiste en un simple promedio aritmético representado en la ecuación 5; en donde $\hat{X}_i$ es el promedio climatológico para el mes i , y x_i es el promedio mensual observado en cada año y n es el número de años.

$$\hat{X}_i = \frac{\sum_1^n x_i}{n} \quad (5)$$

Los resultados de precipitación, divergencia y TSM fueron analizados en conjunto usando una técnica muy fácil de usar, conocida como regresión lineal múltiple. Mediante esta técnica se puede estimar el comportamiento de una variable (Precipitación) con respecto a otras dos variables (TMS y Divergencia), y obtener un modelo empírico que estime la precipitación en función a la TSM y divergencia.

a. Análisis de Regresión Lineal múltiple

La regresión es la técnica estadística más utilizada en la práctica, pues permite inferir relaciones funcionales entre distintas variables a partir de una muestra de las mismas, y hacer predicciones en base a ellas. Dada una muestra simultánea de variables *predictores* y una variable *predictando*, se puede obtener el valor del predictando a partir de los valores de los predictores (Gutiérrez et al. 2004). El más simple de los modelos de regresión es el de regresión lineal, que supone una relación funcional lineal entre las variables de la forma:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 \cdot x_{i1} + \dots, \beta_k \cdot x_{ik} + \epsilon_i, \quad (6)$$

En donde $\beta_0, \dots, \beta_k$ son los parámetros del modelo y ϵ es una variable aleatoria gaussiana. Este modelo admite una expresión equivalente en forma matricial, en donde X es la matriz de diseño:

$$\begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & x_{11} & \cdots & x_{1k} \\ 1 & x_{21} & \cdots & x_{2k} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_{n1} & \cdots & x_{nk} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \vdots \\ \beta_k \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \epsilon_1 \\ \epsilon_2 \\ \vdots \\ \epsilon_n \end{pmatrix} \quad (7)$$

$$Y = X \cdot \beta + \epsilon \quad (8)$$

Podemos estimar los parámetros $\beta_0, \dots, \beta_k$ por el método de mínimos cuadrados (VNE), que consiste en minimizar la suma de los cuadrados de los errores:

$$E = \sum_{i=1}^n (\epsilon_i)^2 \quad (9)$$

$$\text{Donde } \epsilon_i = y_i - \hat{y}_i \text{ e } \hat{y}_i = \beta_0 + \beta_1 \cdot x_{i1} + \cdots, \beta_k \cdot x_{ik} \quad (10)$$

Al derivar la VNE respecto a $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ e igualar las derivadas a 0 obtenemos K+1 ecuaciones de restricción sobre los residuos:

$$\sum_{i=1}^n \epsilon_i = 0, \quad \sum_{i=1}^n \epsilon_i x_{i1} = 0, \quad \dots, \quad \sum_{i=1}^n \epsilon_i x_{ik} = 0. \quad (11)$$

Los residuos tienen n-k-1 grados de libertad.

$$(X^T \cdot X) \hat{\beta} = X^T \cdot Y, \quad (12)$$

Donde $\hat{\beta}$ es el estimador de mínimos cuadrados de β . Suponiendo que X es de rango total, la ecuación conduce al estimador.

$$\hat{\beta} = (X^T \cdot X)^{-1} X^T \cdot Y, \quad (13)$$

Debido a que el modelo empírico busca estimar la precipitación (predictando) en función de la TSM y divergencia (predictores), sólo se obtuvieron tres parametros correspondientes a los predictores $(\beta_0, \beta_1, \beta_2)$. Entonces de acuerdo a la ecuación 6, la precipitación puede estimarse mediante la siguiente ecuación.

$$P_i = \beta_1 \cdot TSM_i + \beta_2 \cdot div_i + \beta_0 \quad (14)$$

En donde P_i es la precipitación estimada en el mes i, y TSM_i y div_i son la Temperatura Superficial del Mar y la divergencia, en mes i respectivamente.

b. Análisis de Varianza (ANOVA)

Con el fin de validar el modelo empírico en base a una regresión de múltiple, se realizó un Análisis de Varianza (ANOVA en inglés). ANOVA es un método para comparar dos o más medias que permite contrastar la hipótesis nula de que las medias de K poblaciones ($K \geq 2$) son iguales, frente a la hipótesis alternativa de que por lo menos una de las poblaciones difiere de las demás en cuanto a su valor esperado.

Los pasos para comparar dos medias de varianzas poblacionales son los siguientes; (1) Formulación de Hipótesis basado en varianzas de tratamientos, comprende la hipótesis nula [$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$] e hipótesis alternativa [$H_1: \sigma_1 \neq \sigma_2$], (2) Seleccionar un nivel de significancia α el cual es un valor entre 0-1 y usualmente se encuentra en el rango 0.05-0.01. (3) Calcular los grados de libertad (ambas muestras) y partir de esto se calcula el valor crítico en la tabla de distribución F usado en ANOVA. (4) Extraer el valor de prueba ($F_{cal} = \frac{s^2_1}{s^2_2}$), y este valor se compara con el valor crítico, si $F_{cal} > F_{crit}$, entonces se rechaza la hipótesis nula.

3.4.3 VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DEL VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL

Los datos del perfilador de vientos presentan resolución temporal de 30 min y requieren de un tratamiento estadístico, ya que la muestra puede contener distintas fuentes de errores aleatorios o accidentales. Los errores aleatorios pueden estar asociados a imprecisiones en el sistema o variabilidad real de la atmósfera. Los errores accidentales no son representativos en el conjunto de datos y pueden ser consecuentes de la falla o cambios en el instrumento, mala interpretación de escalas, almacenamiento incorrecto de los datos (Errores sistemáticos) o errores del personal a cargo del instrumento, por lo que deben ser excluidos (Emery y Thompson 2004). El análisis de datos inconsistentes (outliers) está basado en el método de la desviación típica, los valores individuales del viento que difieren en más de tres desviaciones estándar serán eliminados. Aplicando este método se excluyó menos de dos por ciento de la información disponible total.

A partir de lo anterior se calcularon promedios mensuales con sus respectivos errores estándar (matemáticamente igual a la desviación estándar entre los grados de libertad del conjunto de

datos). Los promedios mensuales de los perfiles de viento fueron comparados con resultados de reanálisis ERA INTERIM y NCEP NCAR con la finalidad de conocer cuál reanálisis presenta menor error en el cálculo del viento zonal y meridional (componente horizontal) con respecto a la altura. La variabilidad interanual de los perfiles verticales del viento horizontal no presenta tendencia definida. Debido a la dificultad de reconocer alguna tendencia, se utilizó el Análisis de Componentes Principales, y mediante la serie temporal del primer patrón de las Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) se caracterizó la variabilidad interanual del viento zonal y meridional. El análisis de componentes principales es una técnica estándar que permite eliminar información redundante con la mínima pérdida de variabilidad. El Análisis de Componentes Principales es explicado en detalle a continuación.

a. Análisis de Componentes Principales

La variabilidad interanual de perfiles del viento fue estudiado mediante el Análisis de Componentes Principales (PCA), también conocido en las ciencias atmosféricas como análisis en las Funciones Empíricas Ortogonales (EOF), el cual es una técnica estándar para eliminar información redundante con la mínima pérdida de variabilidad. Esto se logra proyectando el conjunto de datos (vientos) en un nuevo espacio de menor dimensión que el original, donde las nuevas variables (Componentes Principales) representen aquellas direcciones del espacio donde los datos tienen mayor varianza; en otras palabras el PCA es una técnica eficiente para comprimir datos (Gutiérrez et al. 2004).

Para ello partimos de una serie bidimensional (altura y tiempo) de la variable meteorológica viento zonal y meridional con la siguiente forma:

$$X = M \left[\overbrace{\quad}^N \right] = X_{i,j} \quad (15)$$

En donde $i=1,M$; $j=1,N$. M y N son las dimensiones de la matriz de los datos (series temporales de perfiles verticales del viento, $X_{i,j}$). La matriz de covarianza (C), se obtiene multiplicando la matriz X y la transpuesta de esta, $C = X' \times X$.

A partir de la matriz de covarianza, suponemos que el máximo valor de la proyección cuadrada es λ . Esto es igual a la varianza explicada por el vector e .

$$e^T \cdot C \cdot e = \lambda \quad (16)$$

Correspondiendo al clásico problema de valor propio (*eigenvalue*),

$$C \cdot e = e \cdot \lambda \quad \text{ó} \quad \{C - \lambda I\}e = 0 \quad (17)$$

En donde e es la matriz de Funciones Empíricas Ortogonales, o también conocido como vectores propios o *eigenvectors* y λ es la matriz de valores propios o *eigenvalues*. Esto puede ser cierto solo si,

$$|C - \lambda I| = 0 \quad (18)$$

En consecuencia λ es un valor propio de la matriz de covarianza C . El valor propio de una matriz simétrica real es positiva.

La matriz de las Funciones Empíricas Ortogonales es una matriz cuadrada (dimensión $M \times M$) y cuya matriz transpuesta coincide con su matriz inversa. Al multiplicar una matriz ortogonal por su transpuesta, se obtiene la matriz identidad (I). Este tipo de matriz es el elemento neutro del producto de matrices, ya que al multiplicarlo por otra matriz no causa ningún efecto. Esto indica que los EOFs no se correlacionan en el espacio. De la Ecuación 18, primero se calcularon los valores propios (λ) y, posteriormente, los vectores propios (e).

La matriz λ contiene en la diagonal los llamados valores propios ordenados de mayor a menor, por ello el primer componente (PC1) siempre explica el mayor porcentaje de varianza. Por otro lado, la matriz e contiene los vectores propios que se conocen como EOFs. Cada columna corresponde a un componente y cada fila corresponde a la correlación de cada altura con el componente. La serie reducida a nivel temporal o también llamados Componentes Principales (CPs), se obtuvo mediante la siguiente igualdad.

$$Z = X \times e \quad (19)$$

En donde Z , es la serie reducida a nivel temporal, también conocida como componentes principales. X es la matriz de datos viento horizontal (zonal o meridional) de dimensiones $N \times M$ y e es la matriz de las Funciones Empíricas Ortogonales (EOF's) de dimensión $M \times M$.

b. Interpretación de los resultados del Análisis de Componentes Principales de los perfiles viento horizontal

Con el fin de una mejor caracterización de la variabilidad interanual de los perfiles verticales de las componentes del viento horizontal a partir de los datos del perfilador de vientos y ERA Interim, se ha realizado el Análisis de Componentes Principales entre los niveles 0.5km -2.8 km (con saltos de 0.1 km). Se obtuvieron 24 Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs) correspondientes a la cantidad de niveles ya mencionados. El signo de las EOFs también puede ser llamado como correlaciones lineales entre los componentes principales y cada nivel de viento horizontal estudiado, cuando el signo de la correlación con el componente para algunos niveles resultó ser positivo y en otras éste fue negativo, indica la existencia de dos regiones homogéneas en un mismo perfil, siendo a partir del segundo modo de variabilidad (EOF_a; $a > 2$) un comportamiento generalmente frecuente (León, 2014).

Sin embargo, debido a que el primer Componente Principal (CP-1) generalmente describe un alto porcentaje de la varianza de viento horizontal en la capa en mención, este puede ser interpretado como un índice interanual. Se realizó el análisis temporal de CP-1, así como su respectiva anomalía para cada componente del viento horizontal de acuerdo al perfilador de Vientos y ERA Interim.

De acuerdo al CP-1 correspondiente al viento zonal, valores positivos indican debilitamiento de vientos del Este o surgimiento de vientos del Oeste, mientras que los valores negativos indican intensificación de los vientos del Este. Por otro lado, los valores positivos del CP-1 correspondiente al viento meridional indican debilitamiento de vientos del Sur, mientras que los valores negativos hacen referencia a la intensificación de vientos del Sur.

3.4.4 PERFILES VERTICALES DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO Y VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO

Las mediciones directas de perfiles verticales de calor de cambio de estado y velocidad vertical del viento sobre el océano son casi inexistentes y las estimaciones indirectas de estas variables meteorológicas discrepan entre sí, tales como los cuatro algoritmos derivados a partir del PR-TRMM presentados en el capítulo de revisión literaria. Por tal motivo, esta investigación busca

estimar la estructura vertical del calor de cambio de estado. Para ello, se usó perfiles verticales de precipitación y alturas de tope de tormentas provenientes de los productos 2A25 y 2A23, del PR TRMM, respectivamente. Además se utilizó perfiles verticales de temperatura del aire a partir del reanálisis ERA INTERIM.

La Figura 12 muestra en la última sección el procedimiento de la estimación de la estructura vertical del calor de cambio de estado y velocidad vertical del viento. En los siguientes puntos se explica en forma detallada dicho procedimiento.

a. Corrección y eliminación de los datos extremos de precipitación

La altura del tope de tormenta es aquella altura en donde la tasa de precipitación es alrededor de 0.4 mm/h, sin embargo se ha comprobado que la mínima tasa de precipitación detectada por el PR TRMM se acerca al valor 0.2 mm/h, esto indica que el verdadero tope de tormenta se ubica a una altura por encima del proporcionado por el producto 2A23. Además, Hamada y Takayabu (2013) recomiendan que los valores superiores a 300 mm/h deben ser excluidos, puesto que pueden tratarse de mediciones erróneas.

b. Elección de capa de estudio y selección de perfiles verticales

Los perfiles verticales de precipitación presentan discontinuidades artificiales en tope de la nube precipitante, estas discontinuidades se intensifican cerca al nivel de 5 km. Short y Nakamura (2000) asocian esta altura con el nivel de fusión, debido a que existe una gran diferencia en el índice de refracción entre el agua y el hielo, con factor 6.5 dBZ (Rogers y Yau, 1989). Además, el radar de precipitación no puede detectar lluvia directamente sobre el suelo debido a la contaminación de retorno cerca a la superficie. El nivel más bajo libre de desorden es un 1km por encima de la superficie y 2 por encima de la superficie en el borde de rastreo de la antena (Schumacher et al. 2004). Sin embargo, la precipitación en el nivel más bajo puede ser espúreo debido a la mayor atenuación por las lluvias más intensas (Figura 13). Por tal motivo, se eliminó los valores de precipitación por debajo de 1.5 km de altura.

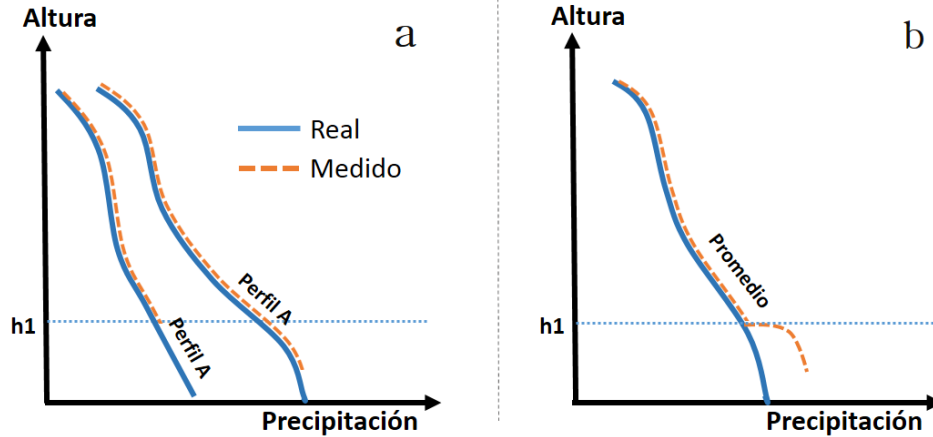


Figura 13 : Perfiles verticales de precipitación de dos muestras (a), y perfil promedio de precipitación (b). Debajo del h1, el perfil promedio medido no representa el perfil promedio real.

Los perfiles verticales de precipitación presentan ruido con respecto a la altura. Con la finalidad de corregir la presencia de este ruido se realizó el suavizado $121 \text{ } (pr(h) = (pr_{h-1} + 2 \cdot pr_h + pr_{h+1}) / 4)$, en donde pr es precipitación y h el nivel de altura). Es importante aclarar que debido al suavizado realizado se perdió los datos del nivel 1.5 km.

Dado que el PR TRMM presenta una sensibilidad mínima teórica de 0.4 mm/h, existe un gran número de casos con débiles retornos cerca a los topos de la nube precipitante, que generan discontinuidades en los perfiles de precipitación. Con el fin de evitar errores debido a la sensibilidad del radar, se ha seleccionado una capa de estudio cuyo nivel superior se encuentra por debajo del nivel fusión, además, esta capa solo debe coger tormentas cuyos topos estén encima del nivel superior. Por otro lado, se estimó el error de subestimación en términos de precipitación acumulada en superficie y de acuerdo al tipo de precipitación (somero, estratiforme y convectiva. El criterio de agrupación de lluvia con datos del PR TRMM, están basados en Kodama et al. 2009. El nivel inferior de la capa de estudio dependió de la cantidad de datos disponibles en cada nivel, ya que el PR TRMM no puede detectar lluvia directamente sobre el suelo debido a la contaminación de retorno cerca a la superficie (Reflectividad).

c. Balance entre divergencia de precipitación y condensación neta

Hasta el punto anterior los datos de flujo de precipitación presentan resolución horizontal de 0.05° tanto latitudinalmente como longitudinalmente. Debido a que cada escaneo del PR TRMM realizado en un tiempo específico presenta un grillado distinto a los que le siguen (Figura 14.a), se decidió aumentar la resolución del grillado a 0.5° . Sin embargo, este aumento de resolución no se realizó con una simple interpolación bilineal, sino promediando los valores encontrados en cada cuadrícula (Figura 14.b). La resolución vertical de precipitación se mantiene en 250 m.

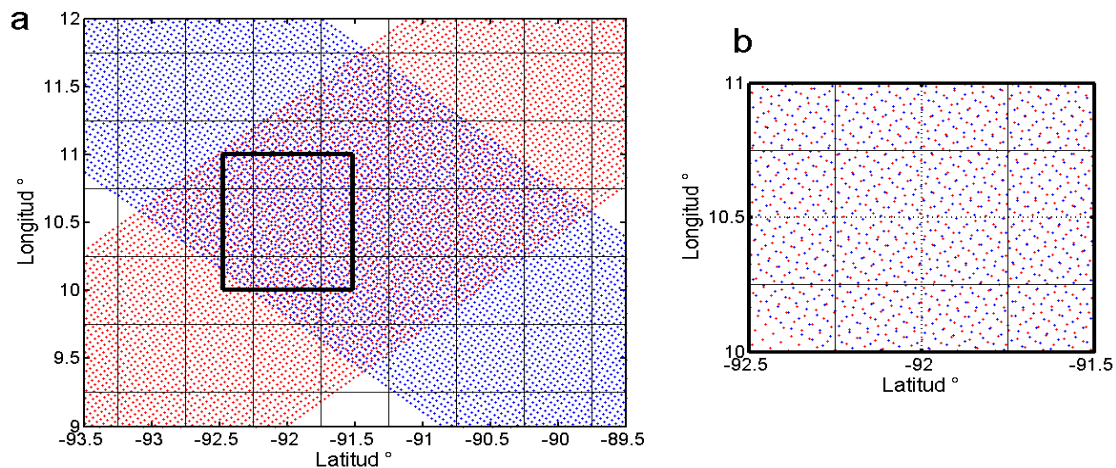


Figura 14: Geolocalización de dos pasadas (azul 03-01-1998 20:48 UTC, y rojo 03-01-1998 11:03 UTC) de PR TRMM (a), Ampliación del grillado, siendo ambos no coincidentes (b).

Ecuación de Continuidad: Conservación de la masa

La condensación neta es definida como la conversión resultante del cambio de estado del agua, valores positivos indica predominancia en el flujo vapor-liquido equivalente a calor latente positivo, mientras que, valores negativos hace referencia a la predominancia del flujo liquido-vapor equivalente a calor latente negativo. La condensación neta fue estimada usando la ecuación de continuidad. Intuitivamente se puede concebir a la ecuación de continuidad como la suma de todas las fuentes menos la suma de todos los sumideros da el flujo de salida neto de una región.

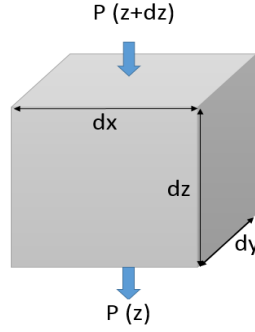


Figura 15: Flujos de precipitación en una parcela de aire como resultado de un movimiento paralelo al eje z.

En una parcela de aire, el flujo de precipitación paralelo al eje z (Figura 15) de acuerdo a la ecuación de la continuidad puede expresarse de la siguiente forma.

$$(\vec{P}(z + dz) \cdot \hat{e}_z - (\vec{P}(z) \cdot \hat{e}_z)) \cdot dx \cdot dy = \nabla \cdot \vec{P} dV \quad (20)$$

En donde $\vec{P}$ es el flujo de la precipitación, x, y, y z indican la posición inicial en un plano cartesiano, dx, dy y dz, el desplazamiento en el mismo plano, y $\hat{e}_z$ es el vector normal en el plano XY. Además, dV puede descomponerse en $dx \cdot dy \cdot dz$ y viceversa, simplificandose la ecuación 20 :

$$\left(\frac{\partial P_z}{\partial z} \right) dV = \nabla \cdot \vec{P} dV \quad (21)$$

Reduciendo y aproximándose la ecuación 21 a la siguiente forma:

$$\frac{dP}{dz} = C \quad (22)$$

La condensación neta (C) ha sido estimada a partir de la ecuación 22, considerando de la derivada vertical del flujo de precipitación (dP/dz).

d. Multiplicación por el calor latente de vaporización

El calor latente de cambio de estado es definido como parte del calor diabático responsable del cambio de estado del agua, es decir la cantidad de energía necesaria para la transformación de vapor de agua a gotas de agua. Para obtener el calor latente de cambio de estado debemos multiplicar al flujo de condensación neta por la tasa de calor latente de vaporización:

$$LE = l_v \times \left(\frac{C}{c_p \times \rho} \right) \quad (23)$$

En donde LE es el calor latente de cambio de estado, definida también como la energía térmica para una transición de fase, es expresada en K/s (flujo de calentamiento por unidad de tiempo), l_v es el calor latente de vaporización en J/kg, C es el flujo de condensación en $\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$, C_p es el calor específico del aire a presión constante en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ y ρ es la densidad del aire en kg.m^{-3} .

e. Balance entre la advección vertical de temperatura potencial y calor de cambio de estado

Partimos de la estructura de la atmósfera estática. El estado termodinámico de la atmósfera está determinado por los valores de Presión, Temperatura y densidad (o volumen específico). Estas variables de campo están relacionadas unas a otras por la ecuación de estado de un gas ideal, se puede expresar la ecuación de estado para el aire seco.

$$p\alpha = RT \text{ o } p = \rho RT \quad (24)$$

Donde p, α, ρ y T son la presión, volumen específico, densidad y temperatura del aire respectivamente, y R es la constante de gas para el aire seco ($R=287 \text{ J.kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Además la ecuación de la energía termodinámica puede representarse de la siguiente forma, siendo C_v el coeficiente específico a velocidad constante:

$$C_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = J \quad (25)$$

En donde el segundo término (J) representa a la tasa de trabajo en el sistema (por unidad de masa).

Tomando la derivada total de la ecuación del estado (25), podemos obtener:

$$p \frac{d\alpha}{dt} + \alpha \frac{dp}{dt} = R \frac{dT}{dt} \quad (26)$$

Sustituyendo $p d\alpha/dt$ de la ecuación 27. y usando $C_p=C_v+R$, donde C_p ($=1004 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) es el calor específico a presión constante, se puede reescribir la primera ley de la termodinámica como:

$$C_p \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} = \frac{J}{T} \quad (27)$$

Tomando el logaritmo y la diferencial de la ecuación de Temperatura Potencial en K, ($\theta = T \cdot (p_s/p)^{R/C_p}$), se encuentra que:

$$Cp \frac{d \ln \theta}{dt} = Cp \frac{d \ln T}{dt} - R \frac{d \ln p}{dt} \quad (28)$$

Comparando la ecuación 27 y 28, se obtiene:

$$Cp \frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{J}{T} \quad (29)$$

Si la temperatura potencial es dividida en un estado básico θ y en una desviación $\theta_d(x,y,z,t)$, entonces el total de temperatura potencial en cualquier punto está dado por $\theta_{tot} = \theta(z) + \theta_d(x,y,z,t)$, la primera ley de termodinámica puede ser aproximada como:

$$\frac{1}{\theta} \left(\frac{\partial \theta_d}{\partial t} + u \frac{\partial \theta_d}{\partial x} + v \frac{\partial \theta_d}{\partial y} \right) + w \frac{d \ln \theta}{dz} = \frac{J}{Cp.T} \quad (30)$$

En donde w es la velocidad vertical del viento en m/s, J/Cp es el calor diabático del sistema analizado en K/s, θ son la temperatura del aire y potencial respectivamente en K, y z es altura en m. En regiones con precipitación activa (Zona de Convergencia Intertropical), el calor diabático es predominado por el calor de cambio de estado de condensación, por lo que J/Cp es reemplazado por LE (en K/s), y la desviación de la temperatura potencial es omitida por tratarse de una región tropical. Entonces se obtiene.

$$w \left(T \cdot \frac{d \ln \theta}{dz} \right) = LE \quad (31)$$

Finalmente la velocidad vertical del viento en m/s resultante de la ecuación 31, es transformada de m/s a Pa/s usando la derivada de la ecuación hidrostática del aire $\frac{dP}{dz} = -g \cdot \rho$. Donde $\frac{dP}{dz}$ y $\frac{dz}{dt}$ es la velocidad vertical del viento en Pa/s y m/s respectivamente, g es la gravedad en m/s² y ρ es la densidad del aire kg/m³.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 DIFERENCIAS ENTRE DATOS DE PRECIPITACIÓN A PARTIR DE BOYAS TAO Y PR TRMM, Y VIENTO A PARTIR DEL PERFILADOS DE VIENTOS Y REANÁLISIS

El presente capítulo empieza con la comparación de datos precipitación y vientos. Los datos de precipitación en superficie son medidas por las boyas TAO, estas mediciones son altamente confiables por tratarse de mediciones *in situ*. Por otro lado, el Radar de Precipitación a bordo del satélite TRMM estima la precipitación en superficie a partir de la reflectividad medida en cada nivel. Por ello, con el fin de garantizar los resultados posteriores, se ha comparado las estimaciones de precipitación proporcionadas por el Radar de Precipitación TRMM con la precipitación observada por las boyas TAO.

Los perfiles verticales de viento horizontal medidos por el perfilador de viento son los más cercano a datos *in situ* encontrados en el Pacífico Oriental, sin embargo se decidió compararlas con perfiles verticales de los reanálisis ERA Interim y NCEP NCAR con el fin de conocer la calidad de información que ofrecen este conjunto de datos basados en modelos numéricos.

4.1.1 RADAR DE PRECIPITACIÓN TRMM Y BOYAS TAO

La Figura 16 muestra histogramas de precipitación en superficie a partir de las boyas TAO y productos 2A25, 3B43 y 3B42 del PR TRMM, en tres puntos del meridiano de 95°W (5°S, 0° [Ecuador] y 8°N). Las mediciones de precipitación en el Ecuador y a 5°S son en mayoría valores cercanos a cero (Ausencia de precipitación), mientras que en 8°N, la tasa de precipitación está distribuida en el rango 0 a 24 mm/día. De acuerdo a esto, las tasas de precipitación asociadas a la Zona de Convergencia Intertropical en el Pacífico Oriental son de mayor intensidad en el Hemisferio Norte.

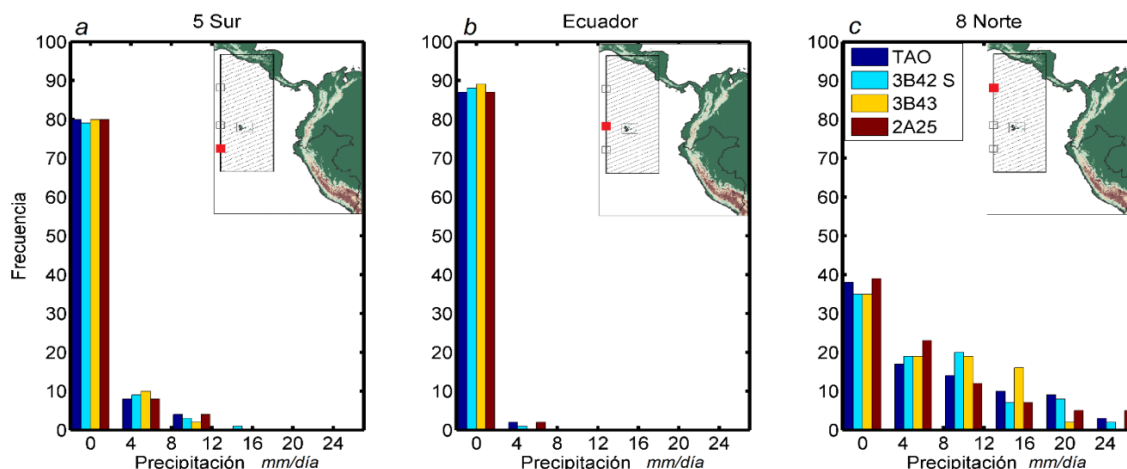


Figura 16: Histogramas de tasas de precipitación en el meridiano 95° W y en las latitudes 5°S (a), Ecuador (b) y 8° Norte (c) de acuerdo a las boyas TAO y tres productos del PR TRMM (3B42, 3B43 y 2A25).

Las comparaciones de los datos mensuales (1998-2010) de precipitación y los promedios estacionales de cada muestra con su correspondiente error estándar se observan en la Figura 17 y Figura 18 respectivamente. Los datos de precipitación estimados con el PR TRMM presentan correlación alta ($R^2 > 0.5$, Cuadro 5) con los datos de la boyas en 5°S y 8°N. La región ecuatorial en el Pacífico Oriental se caracteriza por presentar un clima árido (Figura 16.b). En esta región, las estimaciones de precipitación a partir del producto 2A25 presentan alta correlación ($R^2 \approx 0.6$) con los datos de precipitación observados por las boyas TAO, sin embargo, las estimaciones de precipitación a partir del producto 3B43 presenta baja correlación ($R^2 \approx 0.2$) con respecto a los datos *in situ*.

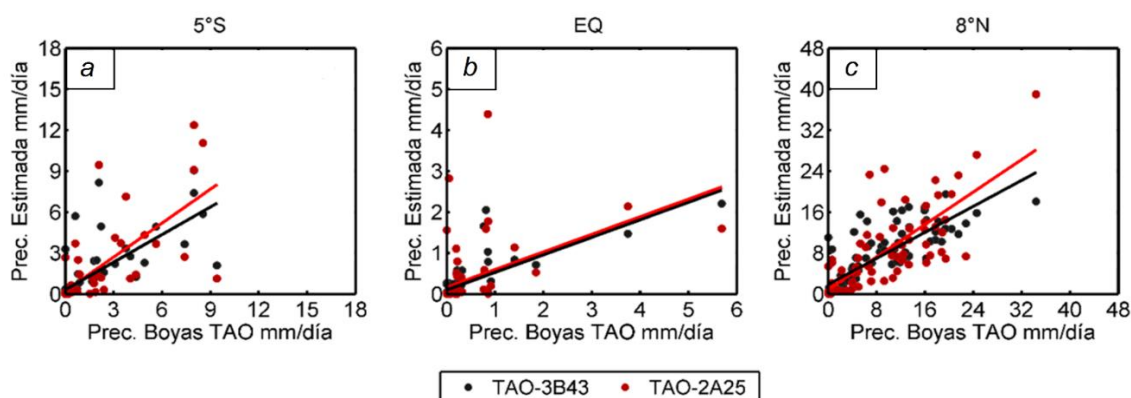


Figura 17: Gráfico de dispersión de promedios mensuales de precipitación medidos por el PR TRMM (2A25 rojo y 3B43 negro) y las boyas TAO-TRITON en 5° S (a), Ecuador (b) y 8° N (c).

De acuerdo a los histogramas en la Figura 16. La precipitación en 8°N es de mayor intensidad comparada a la precipitación en 5°S y Ecuador. Por lo tanto, es de esperarse que sobre 8°N el error cuadrático medio (RMSE) sea alto (RMSE $\approx$ 4.5, Cuadro 6). Sin embargo, para las tres latitudes el RMSE de la precipitación provenientes de PR 2A25 son mayores a los provenientes de PR 3B43, con respecto a los datos *in situ*. Lo anterior puede asociarse a que los datos de PR 2A25 presentan mayor ruido debido a su corta resolución espacial y estrecha banda de recorrido.

	5° S		Ecuador		8 °N	
BOYA TAO -	2A25	3B43	2A25	3B43	2A25	3B43
r ²	0.584	0.563	0.629	0.241	0.702	0.647
RMSE	1.616	1.396	0.742	0.514	4.808	4.287

Cuadro 6: Parámetros estadísticos de la Figura 17

Asimismo, de acuerdo a la prueba de hipótesis t-student podemos afirmar (al 95%) que no existen diferencias entre las mediciones de precipitación en la superficie del mar y las estimaciones de precipitación del Radar de Precipitación TRMM.

La comparación de los promedios mensuales de precipitación con su respectivo error estándar (dispersión de la media) se muestra en la Figura 18 y el Cuadro 7. La longitud de las barras delimita el error estándar de la media de acuerdo a los datos de las boyas TAO y productos del PR TRMM. Los rangos de dispersión de precipitación (límite inferior al límite superior de cada barra) a partir de productos de PR TRMM se encuentran dentro del rango de dispersión de la precipitación a partir de los datos *in situ* (traslape de estas barras), indicando que no existe diferencias significativas en las estimaciones de precipitación con respecto a las boyas TAO. Además de la comparación de los datos de precipitación, también se puede observar que la Zona de Convergencia Intertropical permanece en la mayor parte del año al norte del Ecuador, siendo adicionalmente de mayor intensidad (nótese que la escala difiere en cada latitud), mientras que, la precipitación en el Ecuador es escasa debido a que la región ecuatorial del Pacífico Oriental se caracteriza por presentar un clima árido.

		Promedio mm/h				Error Estándar mm/h			
		TAO	2A25	3B42 S	B43	TAO	2A25	3B42 S	3B43
5 Sur	EFM	2.631	2.457	2.654	2.224	0.582	0.664	0.676	0.492
	AMJ	0.624	1.011	1.038	1.081	0.244	0.373	0.321	0.343
	JAS	0.000	0.004	0.008	0.012	0.115	0.002	0.003	0.004
	OND	0.000	0.004	0.018	0.014	0.019	0.002	0.009	0.006
	ANUAL	0.783	0.869	0.930	0.833	0.226	0.249	0.252	0.199
Ecuador	EFM	0.736	0.792	0.719	0.521	0.266	0.204	0.190	0.123
	AMJ	0.086	0.154	0.212	0.152	0.053	0.128	0.114	0.078
	JAS	0.000	0.003	0.006	0.008	0.018	0.002	0.003	0.002
	OND	0.000	0.002	0.007	0.011	0.021	0.000	0.004	0.004
	ANUAL	0.185	0.238	0.236	0.173	0.083	0.073	0.067	0.045
8 Norte	EFM	0.140	0.367	0.325	0.430	0.174	0.122	0.118	0.214
	AMJ	9.675	10.274	9.965	8.951	1.739	2.037	1.627	1.239
	JAS	13.633	10.131	11.109	11.211	1.255	1.423	1.120	0.734
	OND	5.963	5.823	5.939	5.467	1.202	1.055	1.060	0.832
	ANUAL	7.353	6.649	6.835	6.515	0.808	0.796	0.725	0.612

Cuadro 7: Promedio y error estándar trimestrales para las tres puntos en comparación

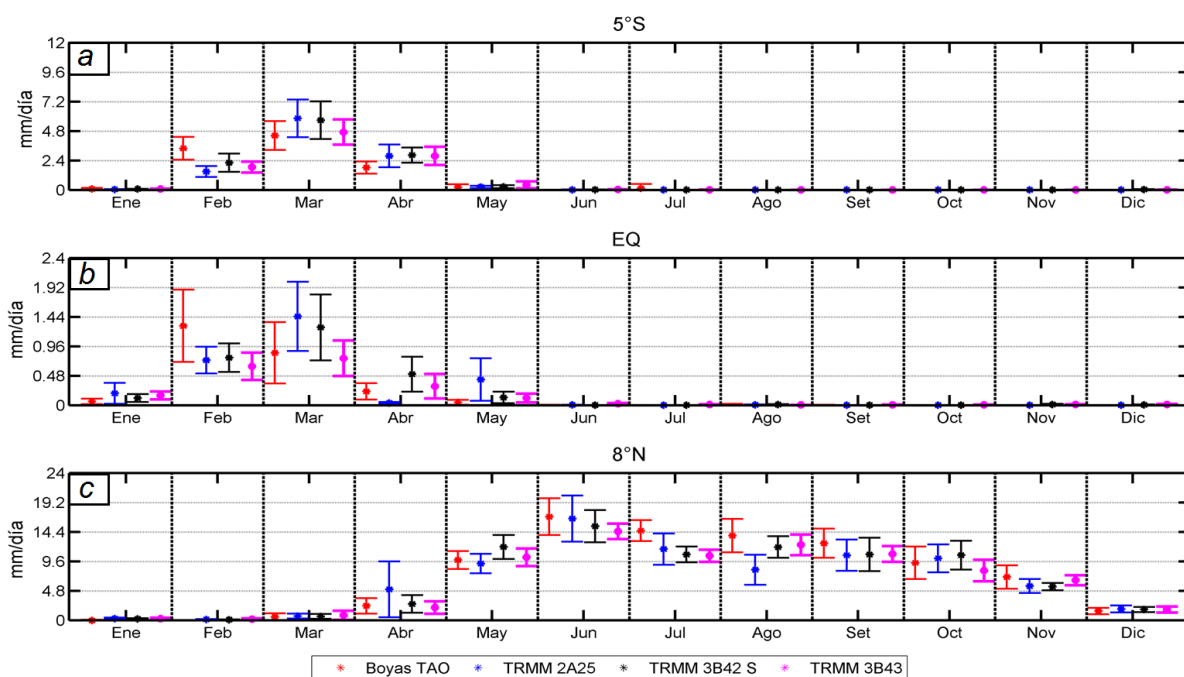


Figura 18: Comparación de los promedios estacionales de precipitación en superficie entre las boyas TAO (rojo), y PR TRMM; 2A25 (azul), 3B42 pasadas coincidentes (negro) y 3B43 (magenta). Las barras indican la magnitud del error estándar de la media.

4.1.2 PERFILADOR DE VIENTOS Y REANALISIS

Siguiendo el proceso de comparación de los datos, se utilizó de perfiles verticales de las componentes del viento horizontal provenientes del perfilador de vientos y dos reanálisis: ERA Interim y NCEP NCAR (Figura 19). Las correlaciones ($r^2 > 0.5$) entre los datos de vientos a partir del perfilador de vientos y los reanálisis son significativas al 95% en ambas componentes de la velocidad horizontal (zonal y meridional). Además, de acuerdo a la prueba de hipótesis podemos afirmar que no existen diferencias entre las mediciones del perfilador de vientos y los calculados por los reanálisis. Sin embargo, analizando ambas componentes del viento horizontal y ambos reanálisis, se observa que el reanálisis más correlacionado y con menor RMSE es ERA Interim. Debido a esto, ERA Interim es el único reanálisis utilizado en los resultados 4.3 y 4.4.

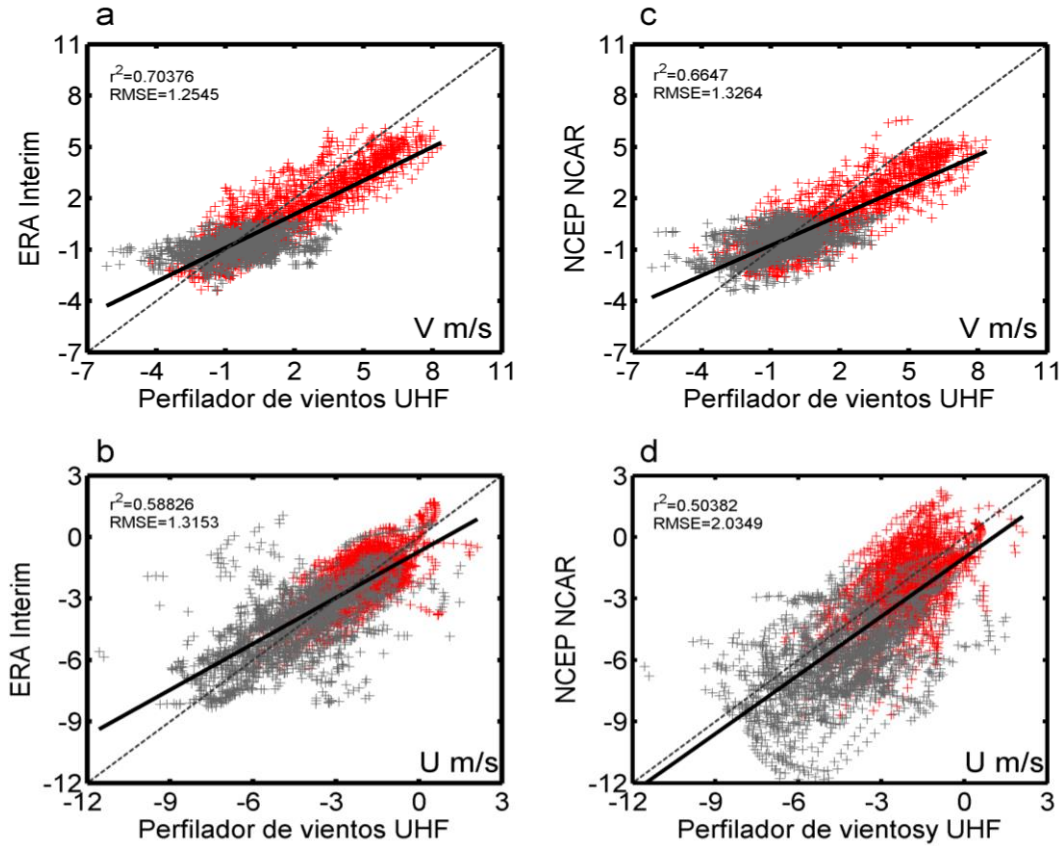


Figura 19: Diagrama de dispersión de viento zonal (a y b) y meridional (c y d) medidos por el perfilador de vientos y a partir de reanálisis ERA INTERIN (primera columna) y NCEP NCAR (segunda columna). Rojo 0.5 km - 2.5 km y gris 2.5 km - 5.1 km.

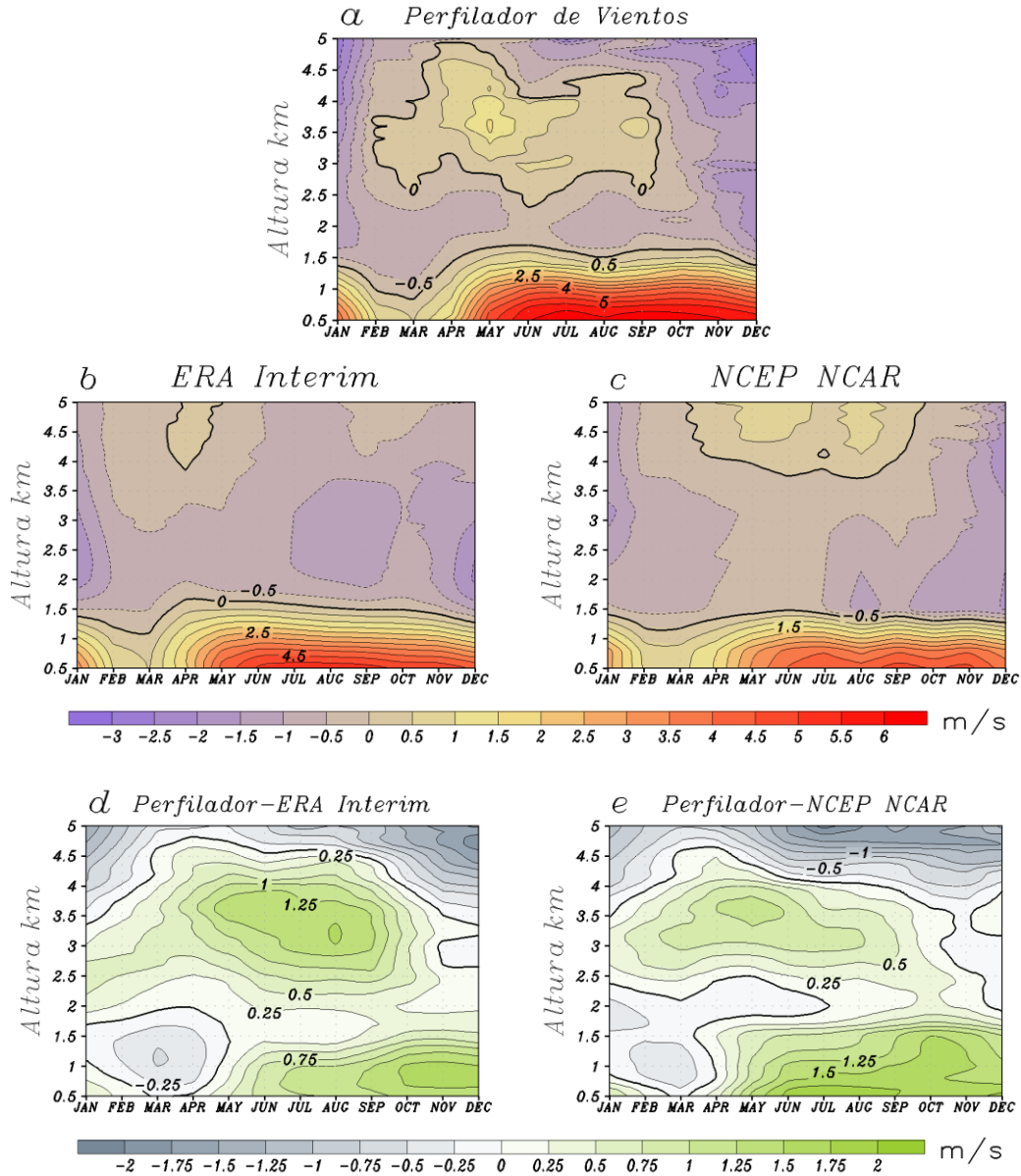


Figura 20: Variabilidad estacional del viento meridional perfilador de vientos (a), reanálisis ERA Interim (b), NCEP NCAR (c) y error absoluto perfilador-ERA Interim (d) y perfilador-NCEP NCAR (e).

Las comparaciones estacionales del viento zonal y meridional a partir del perfilador de vientos y los reanálisis se muestran en la Figura 20 (viento zonal) y Figura 21 (viento meridional). Con respecto al viento meridional, ambos reanálisis subestiman alrededor de 0.75 m/s en niveles bajos (0.5 – 1.5 km) entre los meses Abril-Diciembre (Figura 20d, Figura 20e), encontrando subestimación por encima de 1.25 m/s en el reanálisis NCEP NCAR. Este error absoluto del

reanálisis NCEP-NCAR podría asociarse a la gruesa resolución del grillado ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), el perfilador de vientos se encuentra a 0.6°S y la grilla más cercana a este punto corresponde a 0° (aproximadamente 60 km de distancia del punto de ubicación del perfilador de vientos). Por otro lado, una característica importante observada en el ciclo estacional del viento meridional a partir del perfilador de vientos (Figura 20.a) es la presencia de un flujo de retorno (del norte) por encima del nivel 2 km, el cual es detectable por ambos reanálisis. Además en alrededor del nivel de 4.5 km existe otro flujo opuesto, aunque débil, con dirección similar a la de la superficie (del sur) durante los meses Marzo-Setiembre detectada ligeramente por los reanálisis.

El ciclo estacional del viento zonal a partir del perfilador de vientos (Figura 21.a) describe flujos del este durante todo el año (vientos alisios). En niveles bajos (0.5 – 2 km). Sin embargo, los vientos alisios presentan dos debilitamientos; (1) durante los meses Abril – Mayo y (2) Octubre – Noviembre. Además, por encima del nivel 2.5 km se observa una intensificación de vientos del este con máxima intensidad durante el mes de Agosto (Figura 21.a) y mínima intensidad en los meses de Marzo y Octubre . Ambos reanálisis observan valores altos de viento del este en niveles superiores a 3 km durante los meses de Agosto y Octubre (Figura 21.b y Figura 21.c), aunque NCEP NCAR identifica a este flujo como constante durante todo el año, con ligero debilitamiento en el mes de Octubre, generando grandes valores de sobrestimación entre Noviembre y Mayo (Figura 21.e).

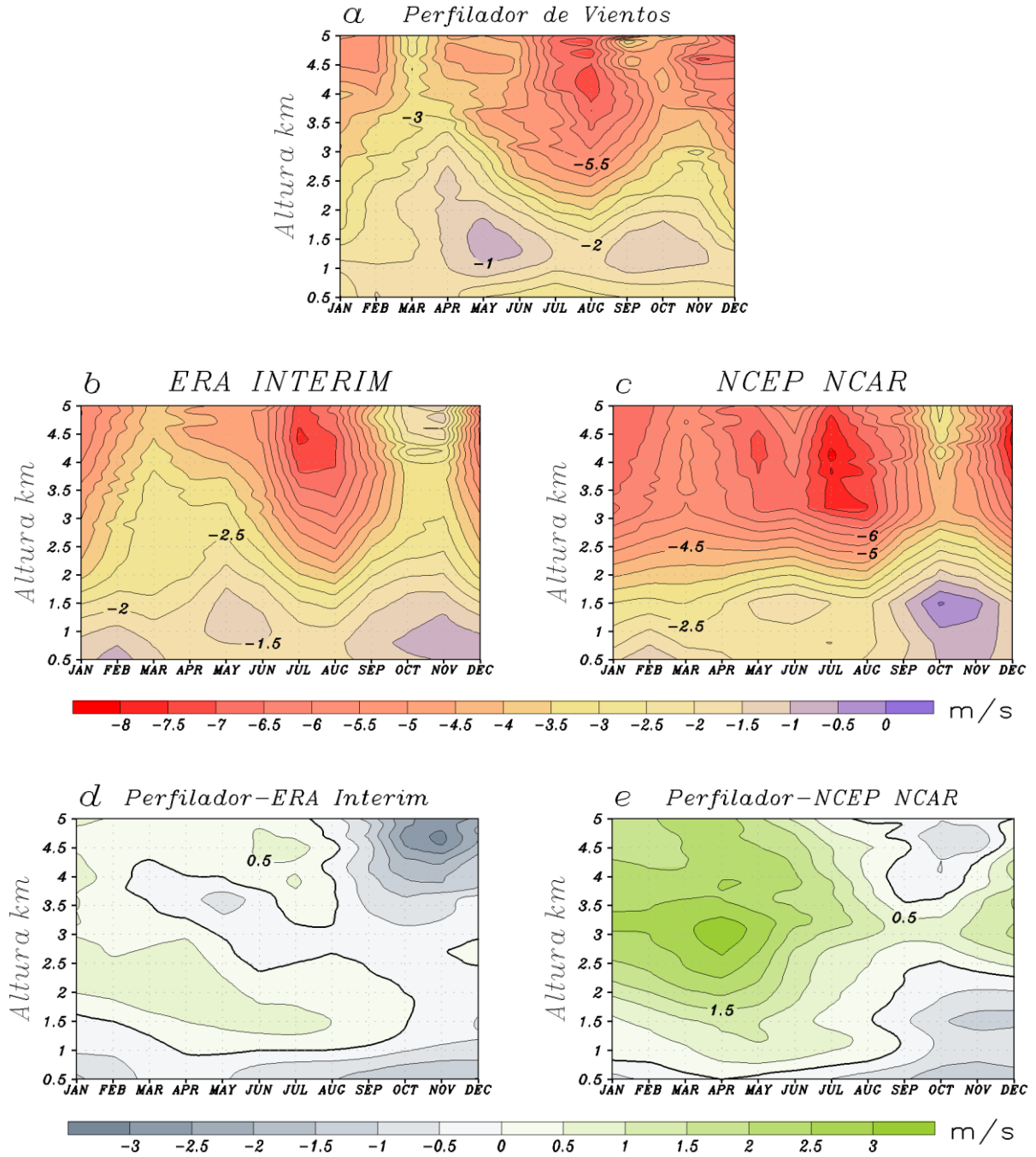


Figura 21: Comparación estacional de viento zonal perfilador de vientos (a), reanálisis ERA Interim (b), NCEP NCAR (c) y error absoluto perfilador-ERA Interim (d) y perfilador-NCEP NCAR (e).

4.2 VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN, Y MODELO EMPÍRICO

4.2.1 VARIABILIDAD INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA TSM, DIVERGENCIA Y PRECIPITACIÓN

La variabilidad interanual de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), Divergencia en superficie y Precipitación (promedio 95°W - 85°W) están representados mediante diagramas Tiempo-Latitud o también conocidas como Hovmöller (Figura 22), mientras que el ciclo estacional de dichas variables están representadas a partir de perfiles latitudinales en cada unidad de tiempo (Figura 23). La serie temporal (Figura 22.a-c y Figura 23 en línea roja) muestra incremento de la Temperatura Superficial del Mar y precipitación al sur del Ecuador durante los primeros meses del año 1998 (Ocurriencia de evento El Niño de magnitud Extraordinario). A partir del año 1999 se puede diferenciar las tres regiones, basadas en TSM, muy conocidas en el Pacífico Oriental; la lengua fría, zona frontal y piscina cálida. La lengua fría, centrada en 2°S durante los meses Julio, Agosto y Setiembre (Figura 23.c) y en Ecuador durante los meses Febrero Marzo y Abril (Figura 23.b), es la región con mayor varianza (7.6 °C-No se muestra) alcanzando temperaturas muy bajas durante el invierno Austral ('Fortalecimiento de la lengua fría', Figura 23.c), mientras que las temperaturas más altas en esta región se producen durante los meses de transición entre el verano y otoño Austral ('Debilitamiento de la lengua fría', Figura 23.b). La zona frontal, centrada a 2°N, es reconocida por la pronunciada gradiente latitudinal de TSM, este último presenta máximos valores durante el 'Fortalecimiento de la lengua fría'. La región restante es la piscina cálida (asociada a la corriente cálida del este) centrada a 5°N, presentando varianza de 1°C. Sin embargo, el área de estudio de esta investigación también encierra una pequeña región de afloramiento centrada a 10°N, el cual es comúnmente llamado 'Domo de Costa Rica' y ha sido ampliamente estudiado por Xie et al. 2005.

La estructura latitudinal de la divergencia (Figura 22.b y Figura 23.d) muestra tres bandas diferenciadas. (1) La primera es la convergencia entre 4°N y 9°N (valores negativos), asociada a la ITCZ principal o precipitante al norte del Ecuador. Este comportamiento obedece al modelo de Lindzen y Nigam (1987) debido a que la fuerte gradiente meridional de TSM en la zona frontal parece ser responsable parcialmente de la máxima convergencia, lo que favorece a la

convección en la ITCZ; (2) La segunda banda es la divergencia centrada a 1°S y 2°N (valores positivos), esta divergencia no se localiza exactamente sobre la lengua fría, sino ligeramente unos grados al norte de ella (sobre la zona frontal). Por último se observa una banda intermitente de (3) convergencia entre las latitudes 6°S y 2°S asociado a la segunda Zona de Convergencia Intertropical al sur del Ecuador, ubicado a unos grados al sur del núcleo de la lengua fría.

La variabilidad interanual de precipitación (Figura 22.c) muestra una banda continua de precipitación entre 2°N y 15°N o llamada en este estudio ITCZ principal, sin embargo esta banda es variable en magnitud y ubicación latitudinal, presentando valores máximos de precipitación durante el invierno austral (Figura 23.i). Además de esta banda continua, se observa la presencia de una segunda ITCZ al sur del Ecuador, con menor intensidad y sólo apreciable entre los meses Febrero y Abril (Figura 23.h). Las características de esta segunda ITCZ en el Pacífico Oriental cumplen las condiciones discutidas por Zhang 2001, quien considera la presencia de una doble ITCZ cuando se cumplen las siguientes condiciones a escala mensual (1) Precipitación mínima en el Ecuador bordeada por precipitación máxima dentro de 15° de latitud en cada lado del ecuador, (2) La diferencia entre la bandas de máxima y mínima precipitación es mayor a 1.5 mm/día, (3) ambas bandas de precipitación presentan extensión longitudinal de al menos 20° y (4) desplazamientos latitudinales en los máximos de precipitación están a menos de 5°.

A partir del análisis de variabilidad interanual (Figura 22) y perfiles latitudinales de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), divergencia y precipitación (Figura 23), se puede intuir que estas variables presentan un comportamiento característico asociados entre sí. Se observa que la ocurrencia de precipitación está asociada a convergencia en niveles bajos y TSM por encima de 27°C.

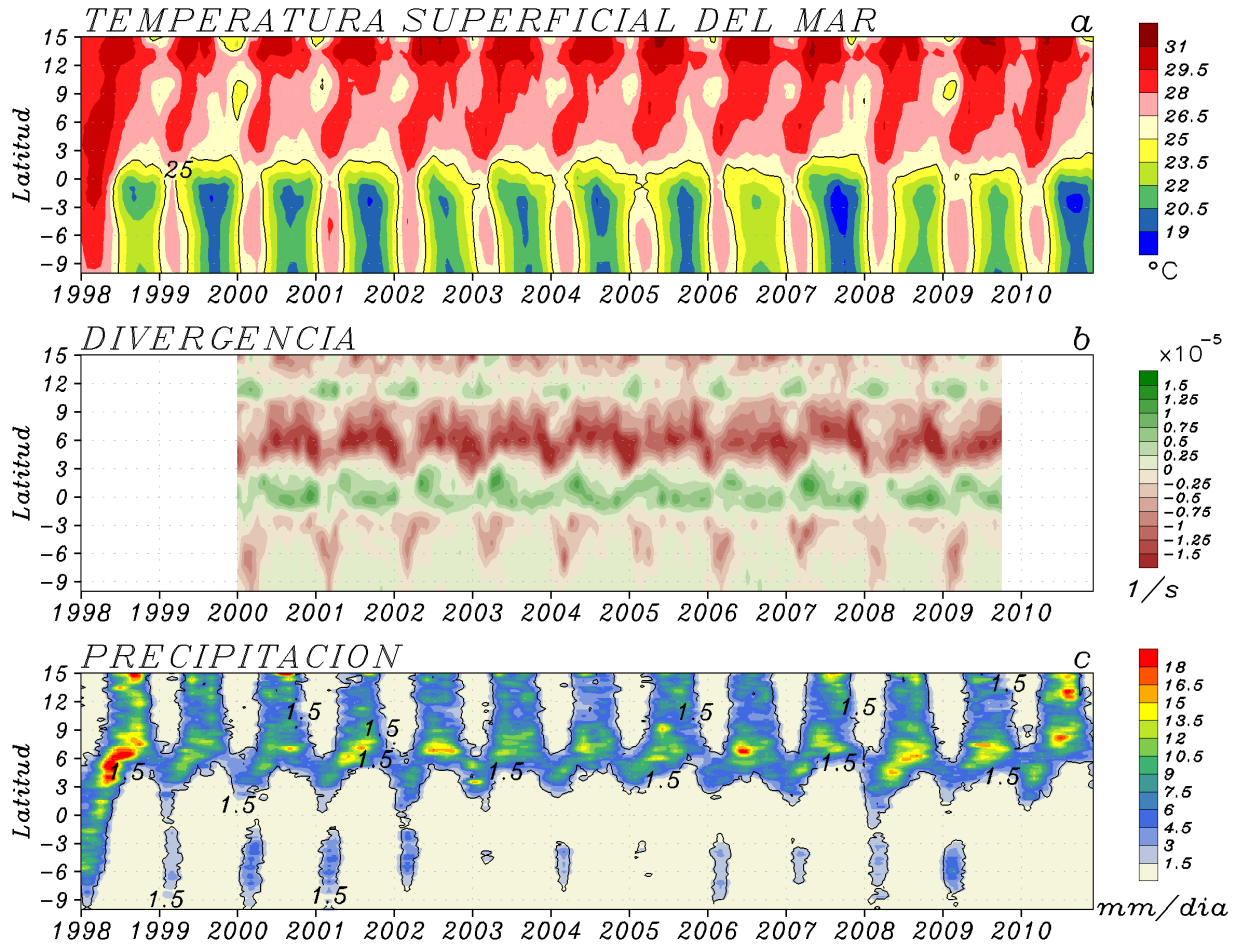


Figura 22: Variabilidad interanual de (a) Temperatura Superficial del Mar en °C a partir de TMI TRMM, (b) Divergencia en s^{-1} a partir de QuikSCAT y (c) Precipitación en mm/día a partir de PR TRMM 2A25.

En los trópicos se presentan tres tipos de precipitación: Convectivo, Estratiforme, y Somero; este último con valores significativos sobre océanos. La precipitación somera comprende estratos y estratocúmulos extensos que tienen topes muy por debajo del nivel de fusión $0^{\circ}C$. La Figura 24 muestra la precipitación promedio de acuerdo al tipo de precipitación. La precipitación somera se caracteriza principalmente por presentar un tope de tormenta debajo de 5 km, y concentrarse en mayor proporción en la Zona de Convergencia Intertropical, además la acumulación observada de precipitación depende de la intensidad de la precipitación y no de la frecuencia de eventos de lluvia somera. La precipitación estratiforme y convectivo presentan altas tasas de precipitación en superficie, esto es debido al gran desarrollo vertical que pueden alcanzar. Ambos tipos de precipitación presentan promedios estrechamente relacionados, sin embargo la precipitación estratiforme presenta tasas < 5 mm/h mientras que la precipitación

convectiva, tasas de precipitación > 5 mm/h. La precipitación tipo Convectiva y Estratiforme son comparables en promedio debido a que la precipitación estratiforme es más frecuente.

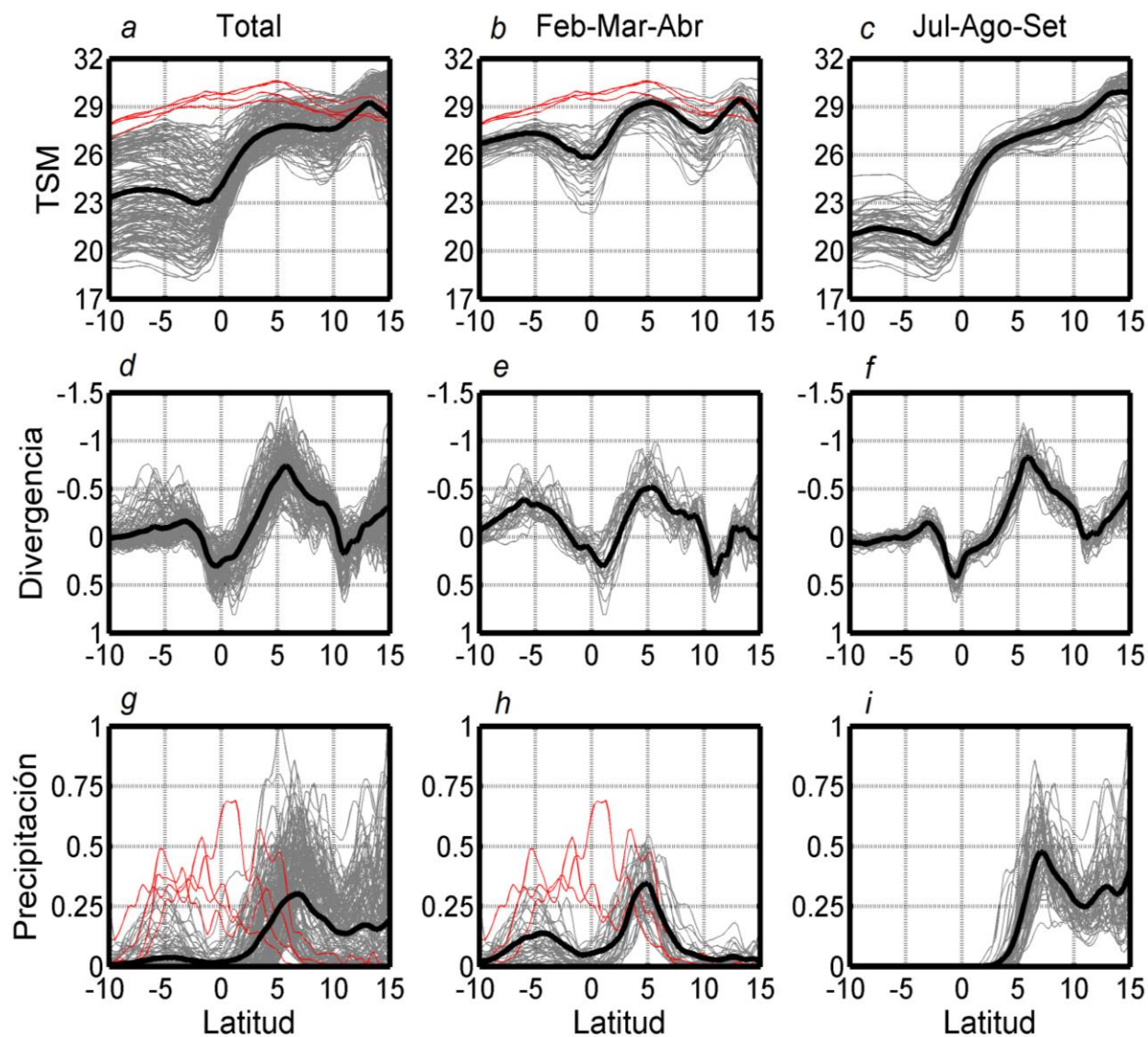


Figura 23: Perfiles latitudinales de la Temperatura Superficial del Mar, Divergencia y Precipitación, anual (a, d y g), Febrero, Marzo y Abril (b, e y h), y Julio, Agosto y Setiembre (c, f y i). Promedio longitudinal 95°W-85°W.

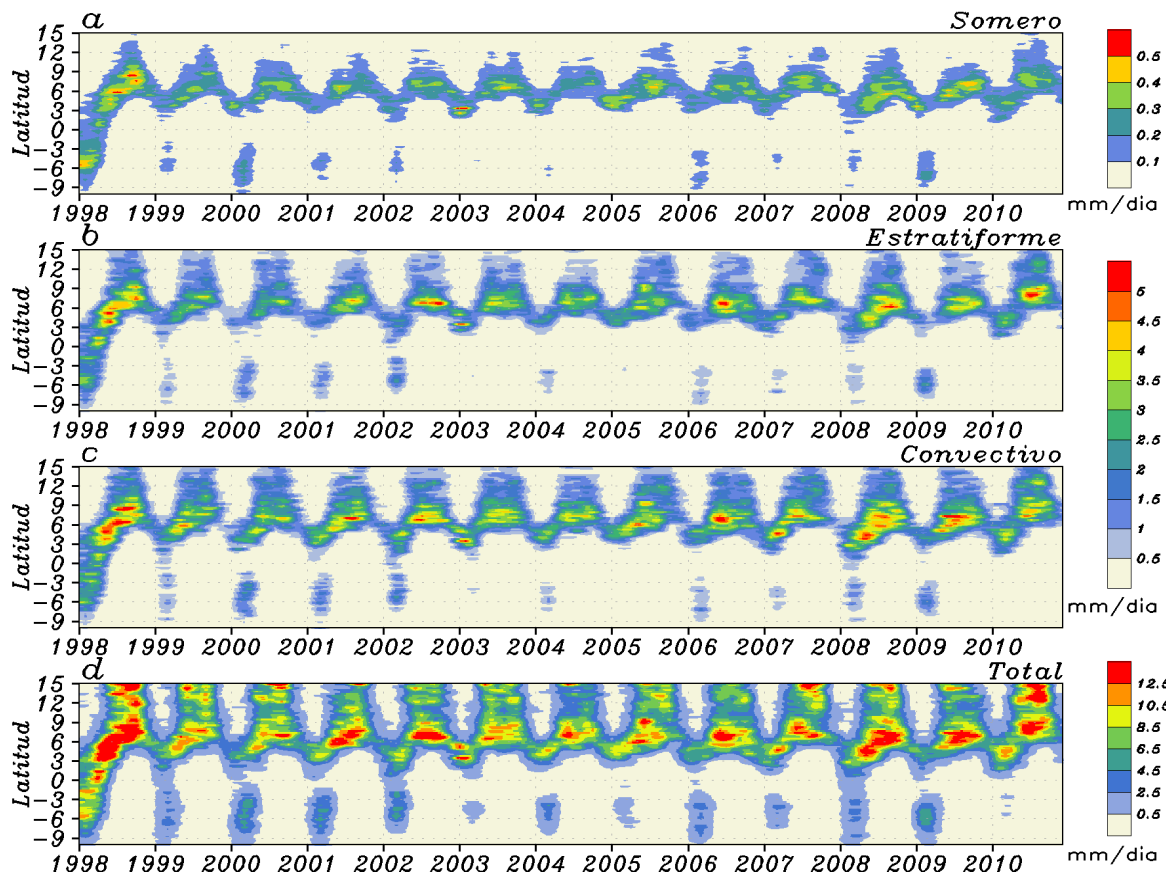


Figura 24: Precipitación estimada en superficie (a) somera, (b) estratiforme, (c) convectiva y (d) total; en mm/día a partir del radar PR TRMM 2A25.

4.2.2 MODELO EMPÍRICO A PARTIR DE UNA REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE

En los océanos tropicales, teóricamente se asocia a los procesos de convección con la convergencia en bajos niveles. Sin embargo la distribución de la convección también está influenciada por la distribución de la Temperatura Superficial del Mar (Figura 23.g, Figura 23.h y Figura 23.j). Por lo anterior se realizó un diagrama de dispersión entre las tres variables en mención (Figura 25), en donde se muestra que la tasa de precipitación en superficie tiende a aumentar conforme la Temperatura Superficial del Mar asciende y la divergencia meridional sea más negativa (Convergencia). De acuerdo a la interrelación de estas tres variables existe una relación lineal, entre la TSM, divergencia y precipitación, por encima de cierta combinación de TSM y Divergencia (Precipitación igual a cero). Esta relación lineal entre dichas variables presenta la siguiente forma:

$$P_{est} = \max(0, a * TSM + b * Div + c) \quad (32)$$

Donde: $a=1.14$; $b=5.16 * 10^{-5}$ y $c=-29$. P_{est} es precipitación mensual en mm/día estimada a partir del modelo empírico, TSM es la temperatura Superficial del Mar promedio mensual en °C y div es la divergencia promedio mensual en s^{-1} .

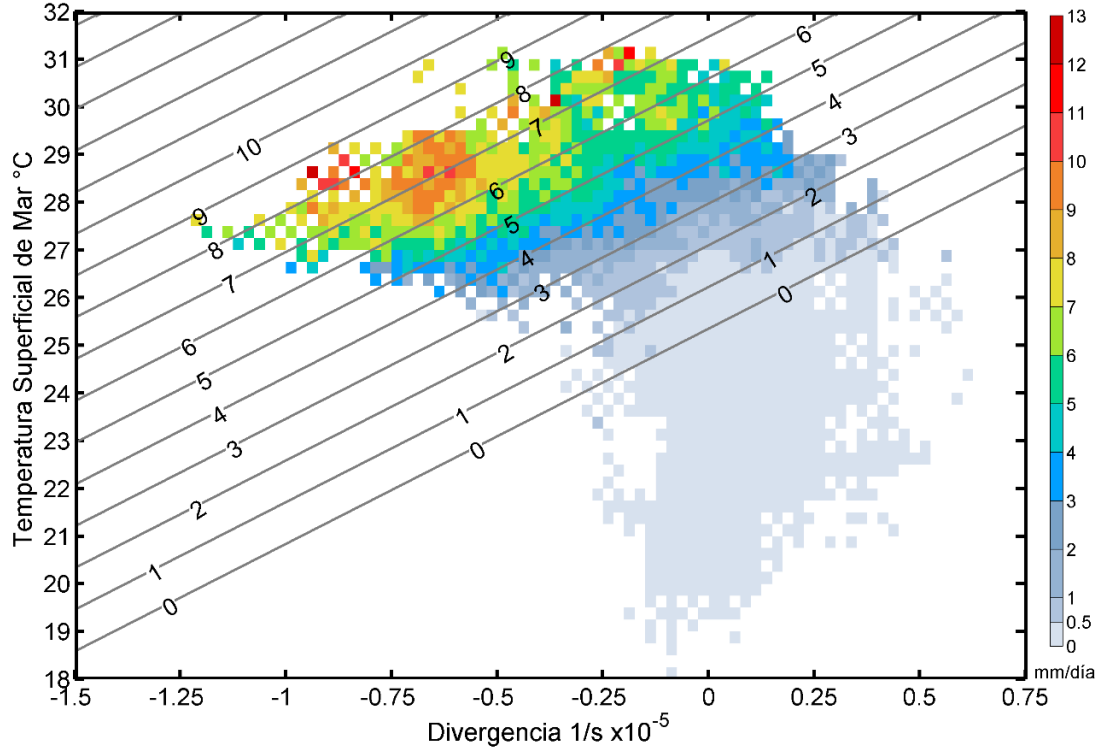


Figura 25: Diagrama de Dispersión a partir de los datos de la Figura 22, durante el periodo 2000-2009. Los contornos son resultados de precipitación a partir de la ecuación empírica.

De acuerdo a la ecuación empírica (Ec. 32) se obtiene una muestra de precipitación a partir de las series temporales de TSM y divergencia (Figura 26.b). La precipitación mensual en mm/día a partir del modelo conceptual no reproduce tasas elevadas de precipitación, características durante los meses de invierno austral. Sin embargo, la ecuación empírica sí aproxima con menor error tasas bajas de precipitación (Someras) y las ubicadas al sur del Ecuador.

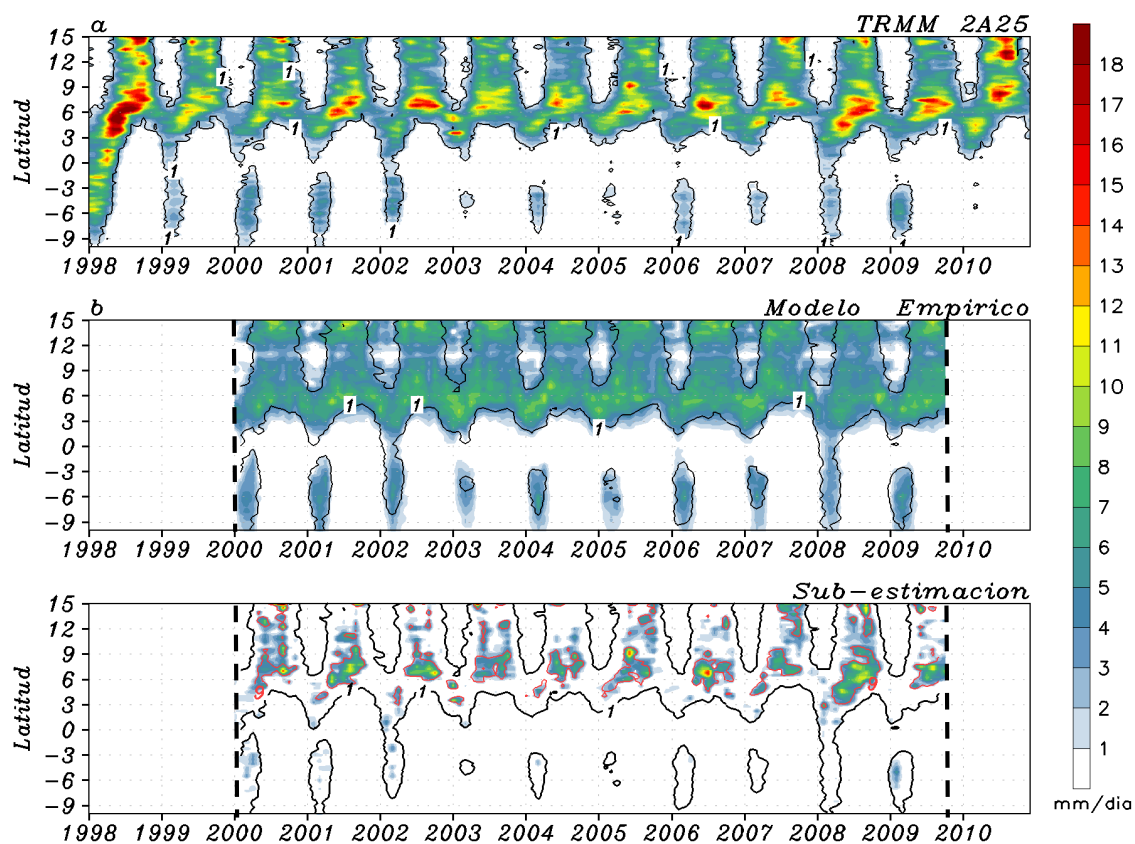


Figura 26: Precipitación estimada en superficie a partir del PR TRMM 2A25 (a), modelo empírico (b) y subestimación del modelo conceptual (c) en mm/día. El contorno sólido indica precipitación 1 mm/día a partir del PR TRMM 2A25.

Por lo anterior, podemos decir que las tres variables presentan linealidad limitada, lo cual está evidenciado en los diagramas de dispersión (Figura 25) entre la precipitación estimada a partir del PR TRMM 2A25 y el modelo conceptual (ecuación empírica). Se presenta menor error cuadrático medio (RMSE) durante los meses de Enero, Febrero, Marzo y Abril, siendo mínimo en la ITCZ al sur del ecuador. Sin embargo, parece haber un quiebre desde los 7 mm/h, encontrando mayor frecuencia de esta tasa en la ITCZ principal, y por ende mayor RMSE.

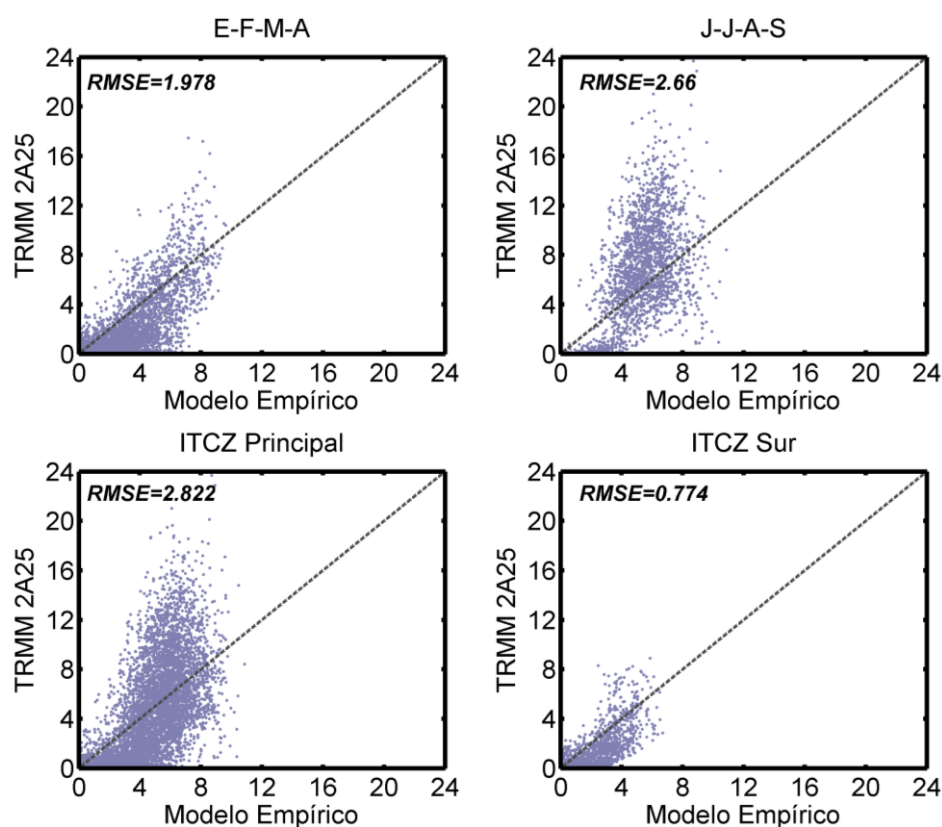


Figura 27: Diagrama de dispersión entre la precipitación observada por el PR TRMM 2A25 y el estimado a partir del modelo empírico, (a) durante los meses Enero-Abril, (b) Junio-Setiembre, (c) ITCZ Principal y (d) ITCZ al sur del Ecuador.

De acuerdo al análisis de varianza (Cuadro 8), no existe suficiente evidencia estadística a un nivel de significancia 0.05 para rechazar la hipótesis nula (H_0). Por lo tanto se puede afirmar que las variancias de la precipitación observada y estimada a partir de una regresión lineal simple son homogéneas.

Fuente de Variación	Varianza	Fcal	Fcrit	Sig.
Precipitación observada	12.3	2.56	3.84	*
Precipitación estimada	4.8			

Cuadro 8: Análisis de Varianza entre la precipitación observada con el PR TRMM 2A25 y precipitación estimada a partir de la regresión lineal múltiple.

4.3 CONDICIONES CLIMATICAS DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DE VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL EN LAS ISLAS GALÁPAGOS

4.3.1 VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DEL VIENTO ZONAL Y MERIDIONAL

Los perfiles del viento meridional medidos por el perfilador de vientos en la Islas Galápagos (Figura 28.a) presentan valores positivos (del sur) en la capa 0.5 -1.5 km, conocida como viento en chorro por presentar velocidad de viento $\geq 10\text{m/s}$ (de Szoek et al, 2005). Además, de acuerdo a la misma figura, queda evidenciado una circulación de retorno entre la capa 1 -2 km, es decir a los vientos del sur en superficie se le suma un flujo del norte (viento meridional negativo) por encima del nivel 1.5 km. Esta circulación somera también es reconocida por el reanálisis ERA Interim. Por encima del nivel 3 km el perfilador de vientos observa, aunque de poca magnitud, predominancia de vientos de sur, lo cual no es detectable por el reanálisis en mención.

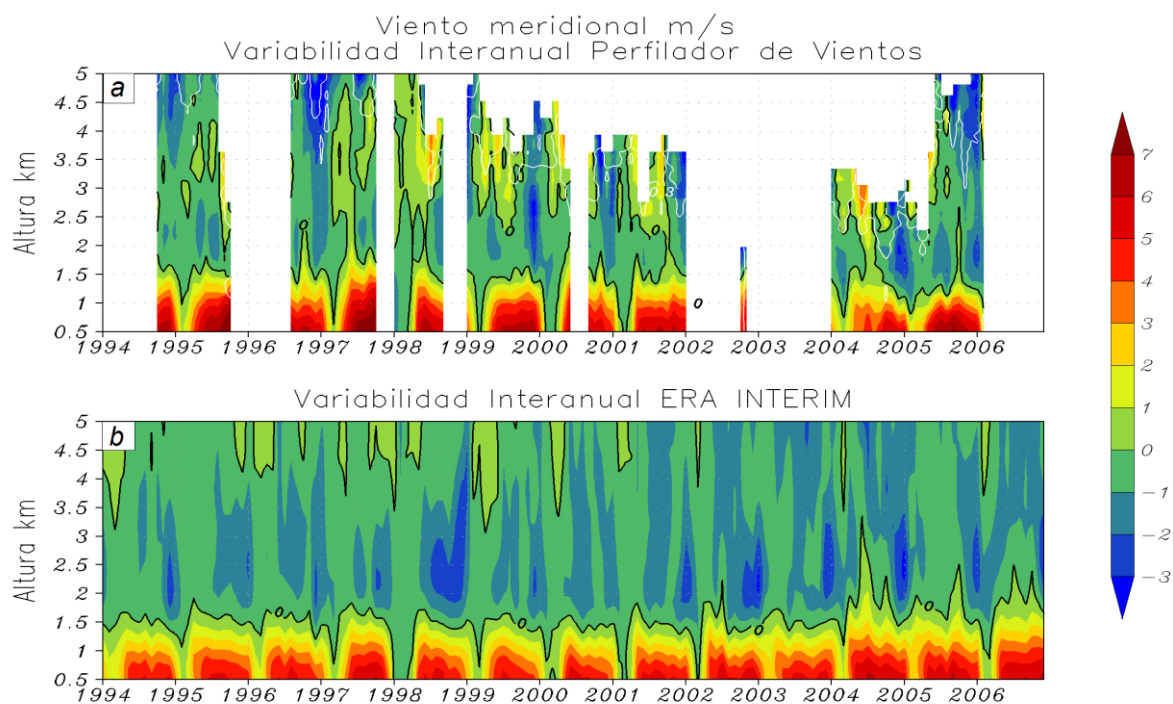


Figura 28: Variabilidad Interanual de perfiles del viento meridional en las Islas Galápagos, perfilador de vientos (a) y reanálisis ERA Interim (b), en línea gruesa se muestra la velocidad 0 m/s y en blanco el error estándar de los promedios mensuales.

Con respecto al viento zonal, se observa una predominancia de vientos del este (negativos) aunque con valores mínimos en la capa 1-2 km e intensificándose por encima de estos niveles.

Sin embargo hay presencia de vientos del oeste (positivos), asociados a los eventos El Niño durante los primeros meses de 1998, también reconocidos por ERA Interim (Figura 29). La corriente en chorro, identificado sobre la lengua fría, parece presentar predominancia en la componente meridional, debido a que en la capa cercana a la superficie, la magnitud del viento de la componente zonal oscila entre los 0.5 m/s, siendo este valor no comparable con los 7 m/s presentado en la componente meridional.

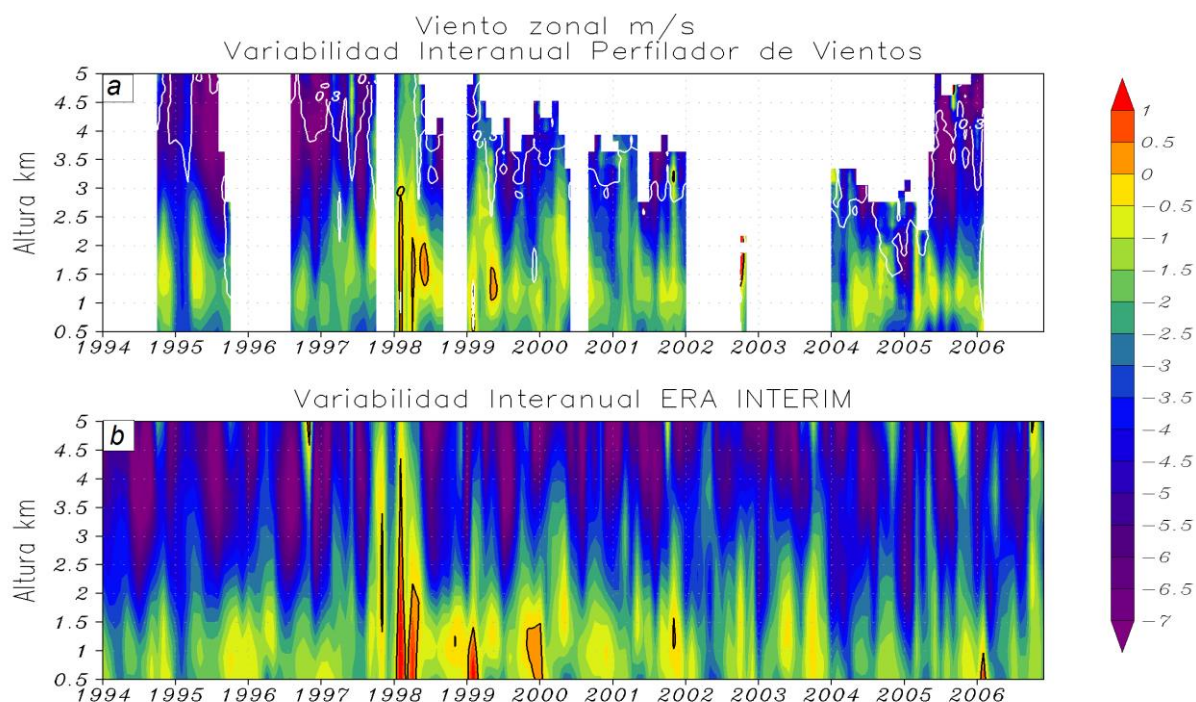


Figura 29: Variabilidad interanual de perfiles del viento zonal en las Islas Galápagos (a) perfilador de vientos y (b) reanálisis ERA Interim, en línea gruesa se muestra la velocidad 0 m/s y en blanco el error estándar de los promedios mensuales.

De acuerdo a las condiciones estacionales de los perfiles verticales de las componentes del viento horizontal (Figura 30), se observa que los flujos meridionales máximos se intensifican durante los meses Junio-Noviembre, el cual está asociado a la posición más al norte de la ITCZ, mientras que el debilitamiento de este flujo se produce durante los meses Febrero-Abril asociado a la posición más al sur de la ITCZ. El flujo meridional de retorno en la capa 1.5 km-2.5 km no presenta variabilidad estacional pronunciada. Además, existe otro flujo con dirección similar al de la superficie, aunque débiles, claramente identificada por el perfilador de vientos durante los meses de Marzo-Setiembre entre los niveles 2.5-4 km (Figura 30.b). El reanálisis ERA Interim identifica un flujo similar al de la superficie alrededor de 6.5 km (Figura 30.a).

De acuerdo a lo anterior, existe una circulación somera entre la capa 1-2 km, siendo aparentemente más intensa durante los meses de Junio-Noviembre, sin embargo el alcance vertical del flujo de retorno no está bien definido, el perfilador de viento indica que el flujo del norte se centra en el nivel 2 km, mientras que, el reanálisis en mención indica los valores negativos del viento meridional se centra entre los niveles 3km-4km.

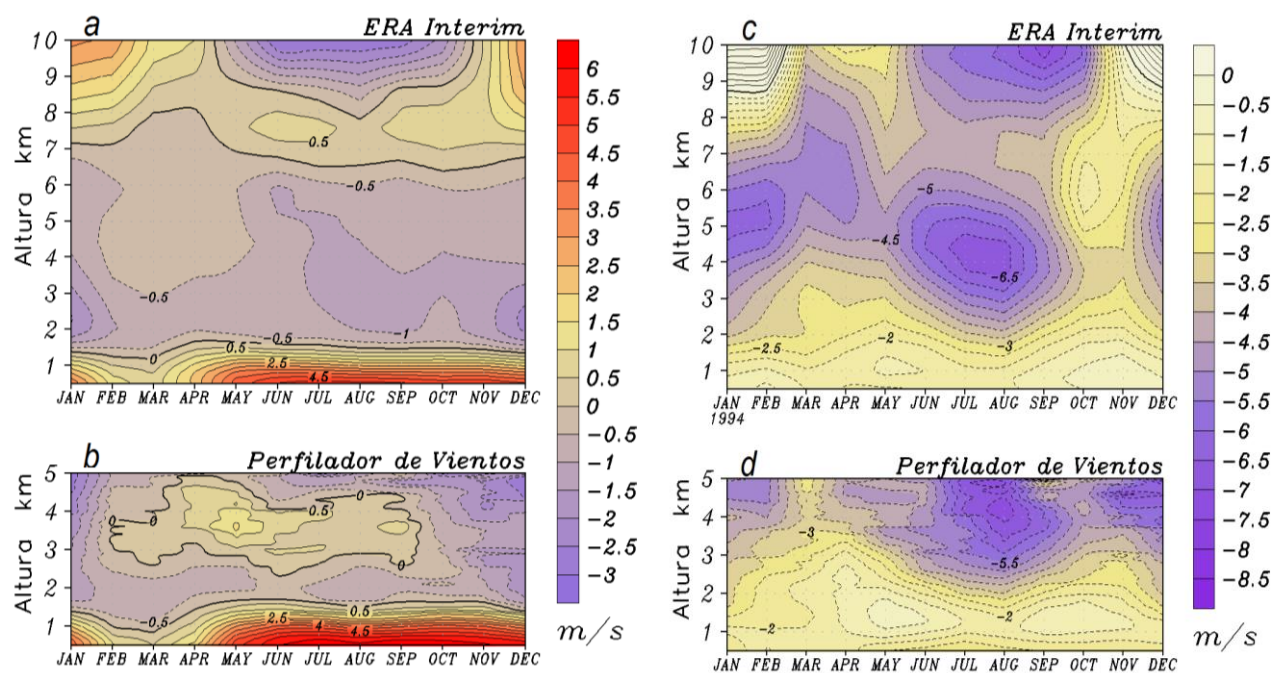


Figura 30: Ciclo estacional de perfiles del viento en las Islas Galápagos de acuerdo al perfilador de vientos (inferior) y reanálisis ERA Interim (superior), en la componente meridional (a y b), zonal (c y d). En línea gruesa se muestra la velocidad 0 m/s.

4.3.2 INDICE BASADO EN EL ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Con el fin de caracterizar la variabilidad interanual mostrada en la Figura 28 y Figura 29, se realizó el Análisis de Componentes Principales (ACP) para el viento zonal y meridional. Debido a que los datos del perfilador de vientos están incompletos en los niveles verticales, es decir los perfiles de algunos meses presentan datos faltantes en la capa 0.5-5 km, se decidió seleccionar una muestra con rango vertical limitado para poder recién aplicar esta técnica. Los datos del ERA Interim no presentan este tipo de inconveniente.

El ACP requiere de una serie temporal sin el perfil promedio del periodo de tiempo estudiado. Se muestra de manera de ejemplo la Figura 31.c y Figura 32.c correspondientes al viento meridional de acuerdo al perfilador de vientos y ERA Interim, sin el perfil promedio respectivamente. Es importante resaltar que esta nueva serie presenta variabilidad estacional e interanual debido a que se les ha extraído a todos los perfiles mensuales el mismo perfil promedio.

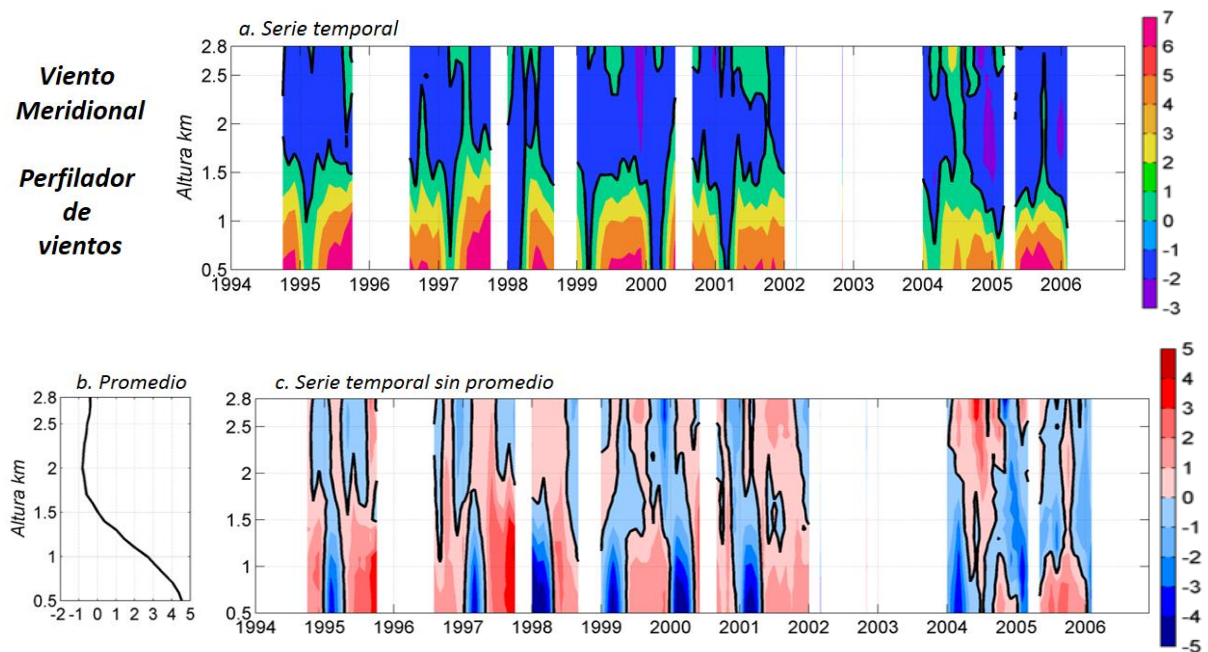


Figura 31: Estructura vertical (capa 0.5-2.8) del viento meridional a partir del perfilador de vientos, (a) Serie temporal, (b) perfil promedio de todos los años, y (c) serie temporal sin promedio utilizado en el Análisis de Componentes Principales.

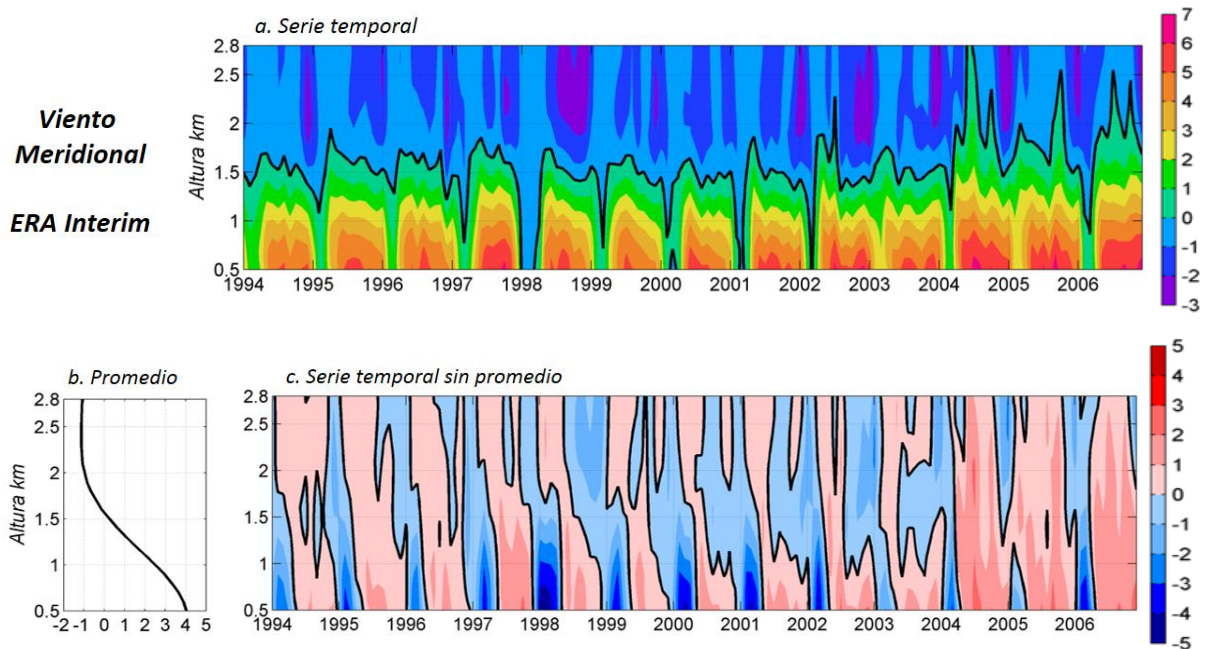


Figura 32: Estructura vertical (capa 0.5-2.8) del viento zonal a partir del perfilador de vientos, (a) Serie temporal, (b) perfil promedio de todos los años, y (c) serie temporal sin promedio utilizado en el Análisis de Componentes Principales.

A partir de las series temporales sin el promedio, se obtiene las Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) cuyas varianzas están presentadas en el Cuadro 9. El primer EOF explica en ambas componentes más de un 70% de los datos de viento tanto con el perfilador de vientos como el reanálisis. Por lo tanto, el Componente Principal 1 (CP1) puede actuar como un índice interanual para la componente zonal y meridional.

La estructura del EOF 1 a partir del Perfilador de Vientos y Reanálisis se muestra en la Figura 33. De acuerdo al viento zonal, la estructura del EOF1 presenta valores positivos en todos los niveles, presentando valores bajos desde la superficie hasta el nivel 1 km, y valores altos (factor 2 con respecto al de la superficie) en la capa 2-2.8 km. De acuerdo al viento meridional, la estructura vertical del EOF 1, indica que los máximos valores de viento meridional se encuentran en la capa cerca a la superficie.

EOFs	Viento Zonal		Viento Meridional	
	ERA INTERIM	PERFILADOR DE VIENTOS	ERA INTERIM	PERFILADOR DE VIENTOS
<u>EOF 1</u>	<u>83.587</u>	<u>71.920</u>	<u>70.225</u>	<u>73.853</u>
EOF 2	12.413	17.898	23.752	15.122
EOF 3	3.462	6.095	5.208	7.507
EOF 4	0.446	2.572	0.658	1.984
EOF 5	0.072	0.571	0.117	0.821
EOF 6	0.013	0.330	0.030	0.274
EOF 7	0.004	0.175	0.006	0.113
EOF 8	0.001	0.118	0.004	0.108
EOF 9	0.000	0.076	0.001	0.050
EOF 10	0.000	0.069	0.000	0.037
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
EOF 23	0.000	0.002	0.000	0.002
EOF 24	0.000	0.001	0.000	0.001

Cuadro 9: Varianza explicada de los EOF's

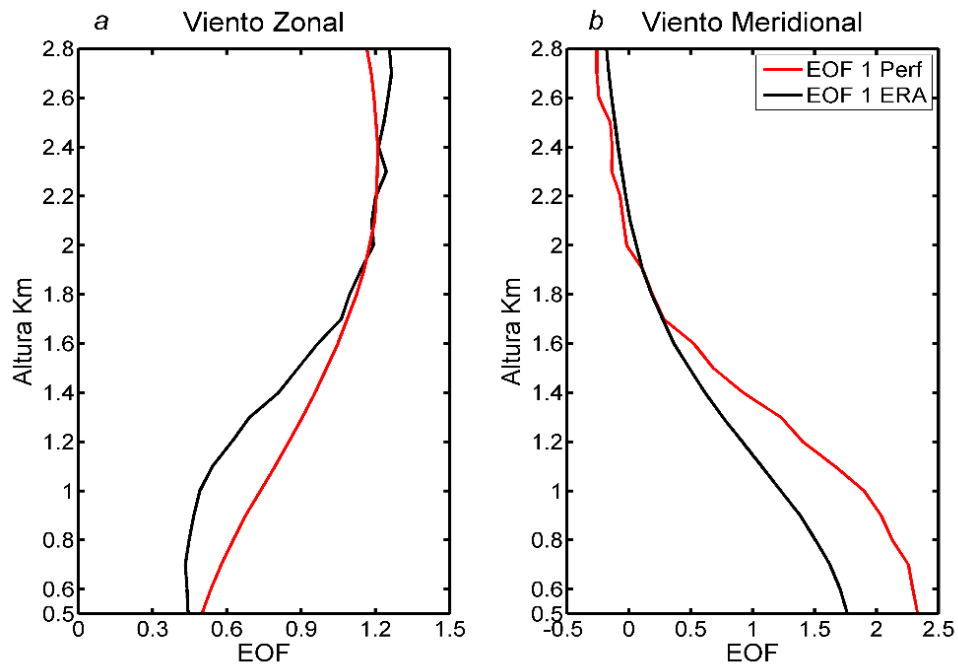


Figura 33: Perfiles verticales del EOF 1 (sólido) y EOF 2 (interlineado) del viento zonal (a) y viento meridional (b) de acuerdo al perfilador de viento (rojo) y al reanálisis Era Interim (negro).

El comportamiento interanual (y anomalías) del CP1 de los perfiles verticales del viento horizontal se muestra en la Figura 34. Los valores positivos del CP-1 indican que existe debilitamiento de vientos del este o surgimiento de viento del oeste (resultante +). De igual modo, las correlaciones positivas entre el EOF-1 y el CP-1 en el viento meridional indican que ante valores positivos de CP-1, los vientos del sur se intensifican o surgen los vientos del sur (resultante +), tal como se observa en la Figura 31 y Figura 32. Este comportamiento puede estar claramente evidenciado en los gráficos de las anomalías del CP-1 del viento zonal y meridional (Figura 34.c y Figura 34.d)

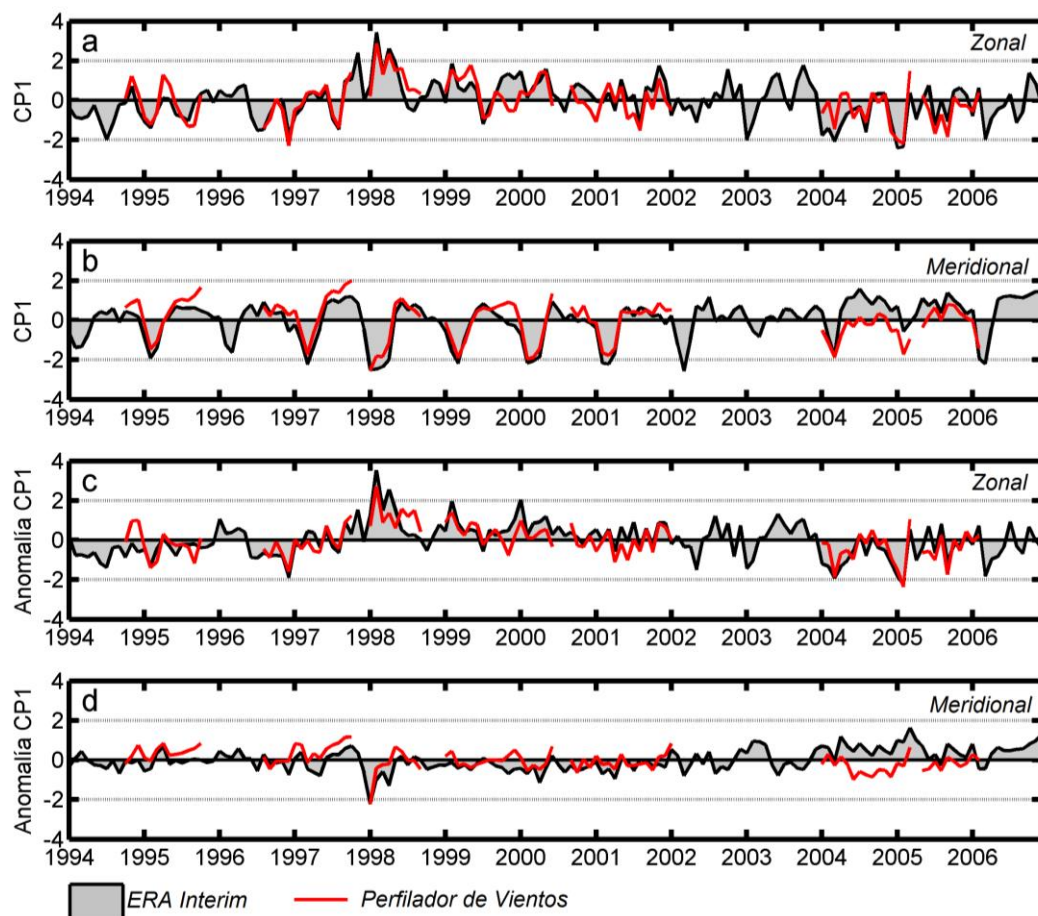


Figura 34: Variabilidad Interanual de la componente principal 1 a partir de ERA Interim (rojo) y perfilador de viento (negro). Viento zonal y anomalía (a y c), y Viento meridional (b y d).

Los resultados del Análisis de Componentes Principales de acuerdo a los datos de ERA Interim y el Perfilador de Vientos muestran una relación media entre ambas series del CP-1 (Figura 35), sin embargo esta relación disminuye ligeramente si se analizan las respectivas anomalías (Figura 35c y Figura 35d).

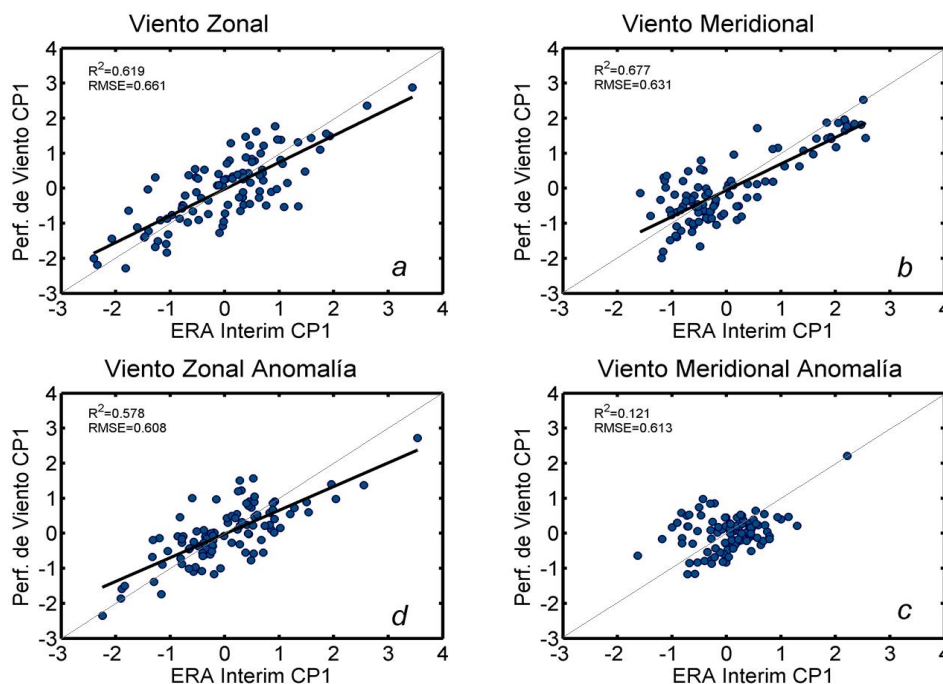


Figura 35: Diagrama de dispersión de la Componente Principal 1 (CP-1) entre ERA Interim y el Perfilador de vientos para el viento zonal (a) y el viento meridional (b) así como sus respectivas anomalías (d y c). Se muestra línea de tendencia (línea negra) cuando la correlación es significativa al 95%.

4.4 TRANSPORTE VERTICAL DEL AIRE EN LA ITCZ

En esta sección se ha estudiado la estructura vertical de la Zona de Convergencia Intertropical, para ello se ha seleccionado una limitada capa en donde los datos de los perfiles verticales de precipitación del Radar de Precipitación TRMM (PR TRMM) sean confiables; libres de contaminación de retorno (reflectividad) cerca a la superficie y libre de subestimación de precipitación debido a la sensibilidad del PR TRMM (> 0.4 mm/h). Se ha definido al nivel 2 km como nivel más bajo a considerar por presentar al menos 60% de los datos. Por debajo de este nivel, los datos observados pueden ser espurios. La capa seleccionada es 2 -2.75 km y el procedimiento para la elección de los límites de esta capa se encuentra en la sección 4.4.2 y con mayor detalle en el Anexo 1.2.

4.4.1 DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE LA CONDENSACIÓN NETA Y PRECIPITACIÓN

Los perfiles de tasa de precipitación muestran una gradiente muy pronunciada en la capa 4.5 km – 6.5 km (Figura 36.a y Figura 36.c), evidenciada en la estructura de la condensación neta por tratarse de la derivada vertical de precipitación (Figura 36.b y Figura 36.d). Sin embargo, la estimación de condensación neta sobre los 4 km no es real, sino que se trata de un problema de sensibilidad del Radar de Precipitación del TRMM. El nivel de fusión (0°C) se encuentra alrededor de 5 km y la precipitación sólida se forma por encima de esta altura, sin embargo esta no es reconocida por el PR TRMM, debido a que la reflectividad del hielo es menor que la del agua en factor 6.5. Por lo tanto, los perfiles verticales de precipitación presentan discontinuidades artificiales observadas mediante el cálculo de condensación neta.

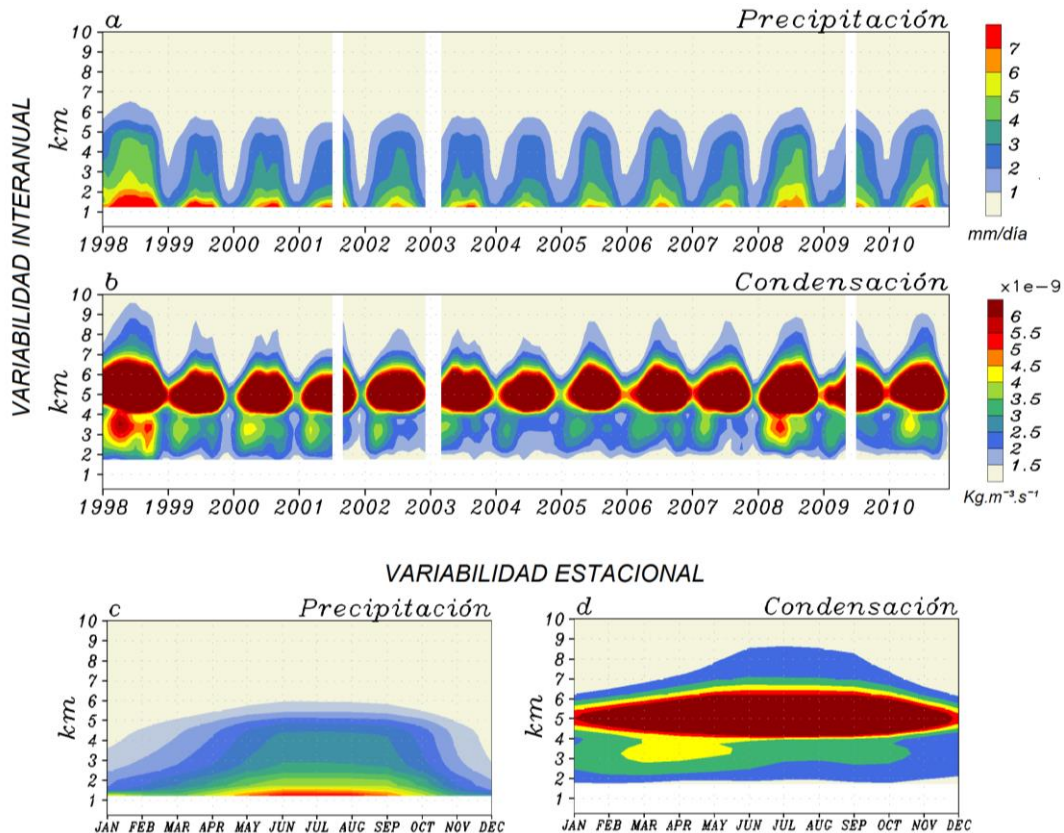


Figura 36: Variabilidad interanual y estacional de los perfiles de tasa de precipitación (a) y (c), y condensación neta (b) y (d) en la ITCZ a partir del producto 2A25 del radar de Precipitación TRMM.

La estructura vertical de precipitación y condensación neta en la Figura 36 sólo comprende la región de la ITCZ, presentando menor intensidad de lluvia desde Noviembre hasta Abril, mientras que los máximos valores se observan durante el invierno austral (Figura 36.c). Por otro lado, se observa, en la variabilidad interanual de la condensación neta, que el año 1998 presenta valores altos de condensación neta por debajo del nivel de fusión (≈ 5 km) que puede atribuirse al fenómeno de El Niño de magnitud Extraordinaria ocurrido en dicho año.

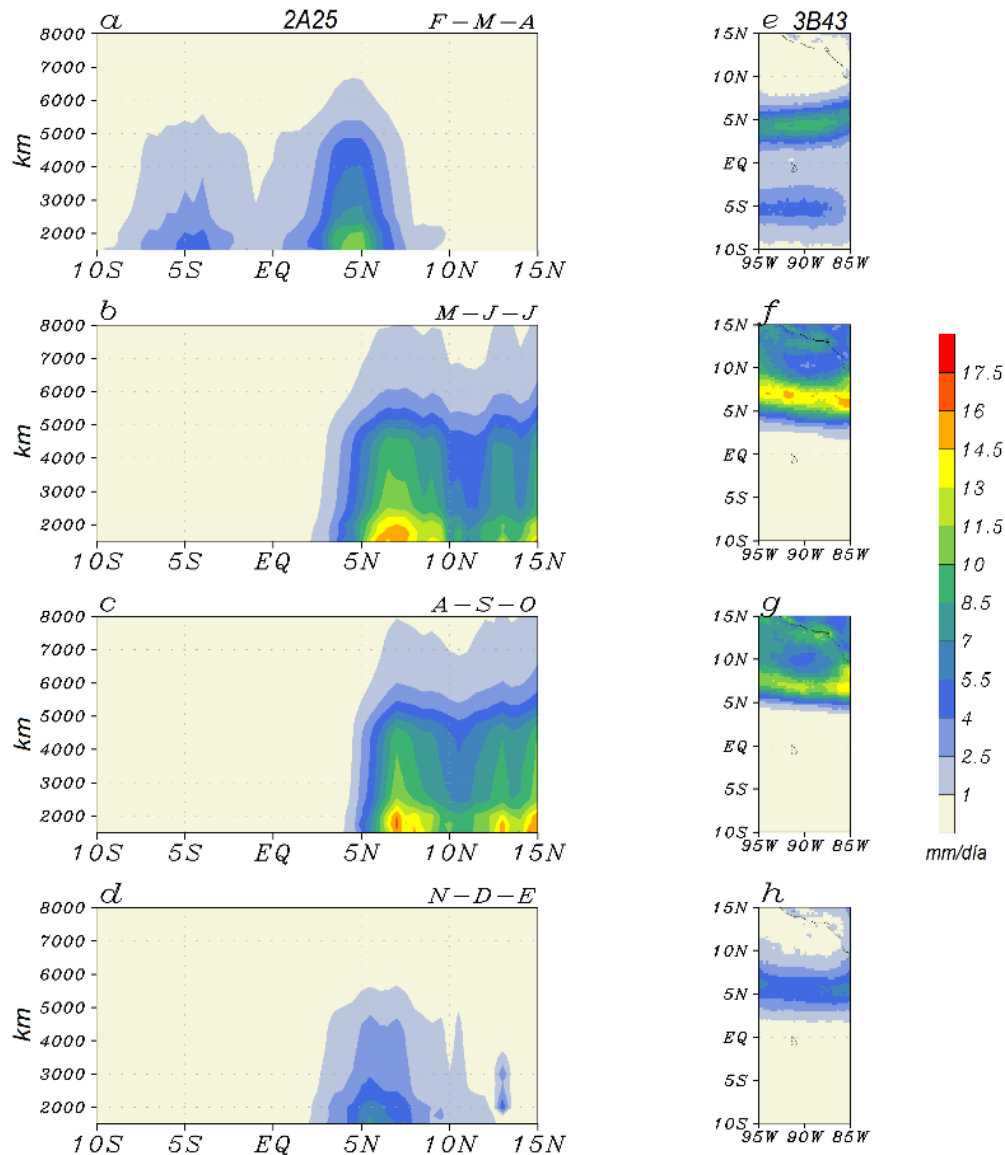


Figura 37: Perfiles verticales a partir del producto 2A25 del PR TRMM (a-d) y precipitación estimada en superficie a partir del producto 3B43 del PR TRMM (e-h).

Asimismo, la variabilidad estacional de precipitación (latitud-altura y latitud-longitud) también se muestra en la Figura 37, la ITCZ mostrada como una banda precipitante es más intensa durante su estadía al norte del Ecuador con valores de hasta 0.7 mm/h en los meses de Agosto, Setiembre y Octubre, mientras que, es más débil cuando se encuentra en su posición más austral con valores de alrededor 0.15 mm/h, además se observa la presencia de una segunda banda al Sur del Ecuador, discutido en la sección 4.2.

En la Figura 37 se observa que las tasas de precipitación observadas en el nivel 1.5 km (PR TRMM 2A25) se encuentra estrechamente relacionada a las estimaciones de precipitación en superficie (PR TRMM 3B43), por tal motivo los promedios mensuales de precipitación a partir del producto 3B43 fueron usados para el reconocimiento del área que comprende la ITCZ (Principal y sur), cuyos rangos se especifican en el anexo 4.

4.4.2 SELECCIÓN DE LA CAPA DE ESTUDIO

La sensibilidad del PR TRMM (>0.4 mm/h) no permite observar precipitaciones en forma sólida. Además el límite de sensibilidad también produce discontinuidades artificiales en el tope de la nube precipitante. Con el fin de evitar tendencias al error, por considerar tormentas con condensación alrededor del tope de nube, se ha seleccionado una capa delgada cerca a la superficie, considerado solo aquellas tormentas cuya altura de tope de nube se ubique por encima del tope de la capa delgada seleccionada. Las tormentas que no cumplieron esta condición fueron excluidas del análisis. La altura base de la capa es 2 km (altura mínima con al menos 60% de mediciones), mientras que la altura tope de dicha capa corresponde al nivel 2.75 km, se escogió una capa delgada con el fin de perder una mínima cantidad de perfiles de precipitación que generan subestimación en los resultados de este acápite.

Entonces, la capa de estudio de acuerdo a los criterios mencionados en el párrafo anterior resultó ser 2-2.75 km, esto quiere decir que las tormenta cuya altura tope sea menor a 2.75 fueron excluidos del análisis. La lluvia acumulada provenientes de nubes bajas (tope de tormenta < 2.75 km) resulta ser menor a 3 % de la lluvia total acumulada. Es decir, se ha usado todos los perfiles con un equivalente a más del 97% de lluvia total acumulada en superficie.

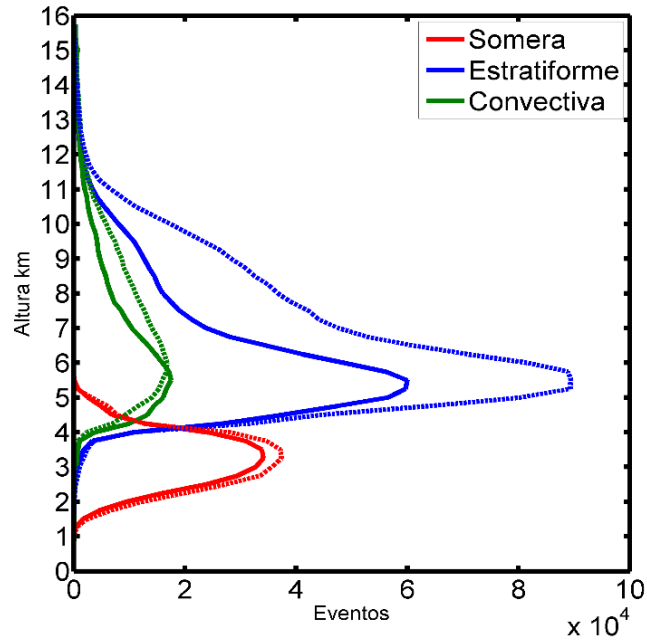


Figura 38: Histograma de eventos de tope de tormentas (1998-2010) a partir del producto 2A23 y 2A25 del PR TRMM durante Febrero Marzo y Abril (sólido), y Julio, Agosto y Setiembre (punteado).

De acuerdo a la Figura 38, casi el 100% de tope de tormentas que se localizan en la capa 2-2.75 km corresponde a la precipitación tipo somera, siendo este tipo de precipitación más frecuente que la convectiva, pero menos frecuente que la estratiforme. Sin embargo, la intensidad de este tipo de precipitación es muy pequeña (Figura 24).

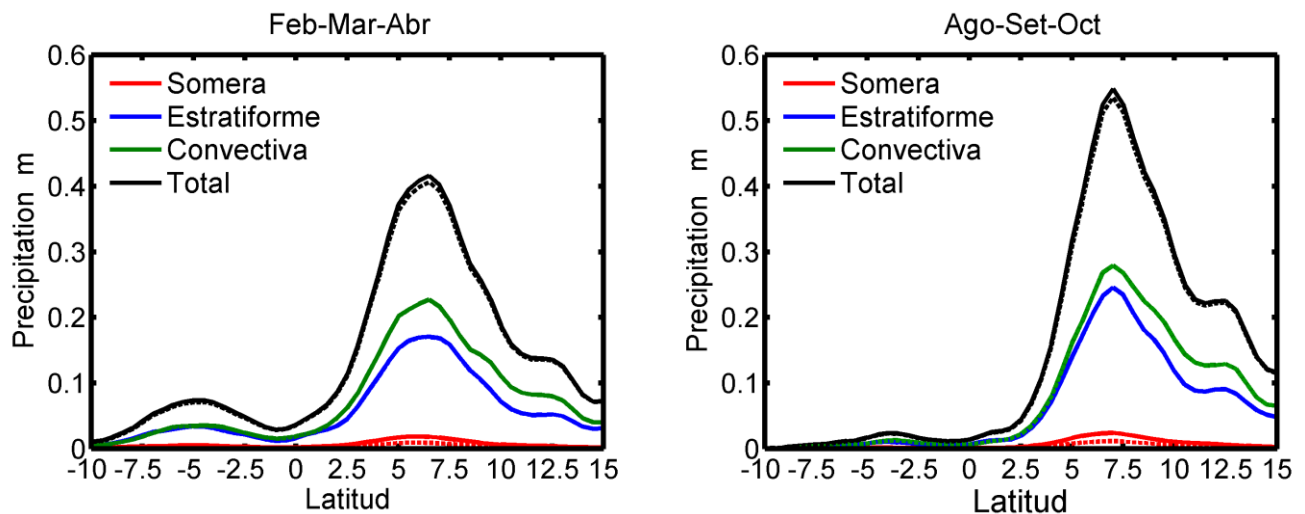


Figura 39: Distribución latitudinal de la precipitación acumulada (en metros) durante Febrero, Marzo y Abril (a), y Agosto, Setiembre y Octubre (b). La línea solida son todos los perfiles y la línea sólida son los perfiles considerados. Promedio longitudinal 95°W-85°W.

La precipitación latitudinal acumulada en superficie de acuerdo al tipo de precipitación se muestra en la Figura 39. La precipitación total medida por el radar se muestra en línea sólida, mientras que la precipitación considerada en este estudio (subestimando nubes muy bajas) se muestra en línea punteada.

La precipitación somera, por asociarse a una nube baja, presenta un porcentaje considerable de subestimación, siendo alrededor del 50% de acuerdo a la Figura 40. Sin embargo, de acuerdo a la precipitación total, el porcentaje considerado resulta bordear el 97 %.

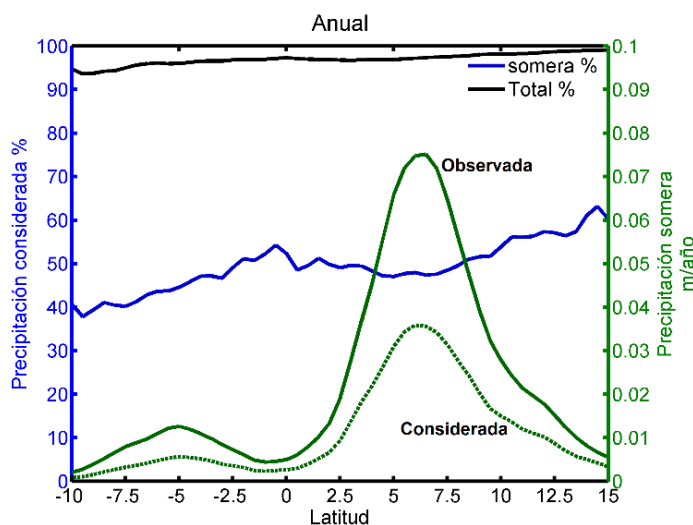


Figura 40: Precipitación aptos y considerados (tasas en interlineado-verde y porcentajes en azul) y observada (tasas en sólido-verde y porcentajes en negro)

4.4.3 DISTRIBUCIÓN VERTICAL DEL CALOR DE CAMBIO DE ESTADO

La condensación neta se halló utilizando el criterio de la conservación de la masa (ecuación de la continuidad), y a partir de la condensación neta se calculó el calor latente de cambio de estado. La distribución espacial del calor latente de cambio de estado (promedio 2 - 2.75 km) se muestra en la Figura 41. Este calor está estrechamente relacionado a la precipitación en superficie, esto es debido a que el calor de cambio de estado es un indicador de la condensación (cambio de estado del vapor del agua). En una atmósfera inestable las parcelas de aire se enfrían rápidamente al ascender, este enfriamiento puede llegar al punto de condensación (humedad relativa 100%) y formar gotas de agua que caen a la superficie.

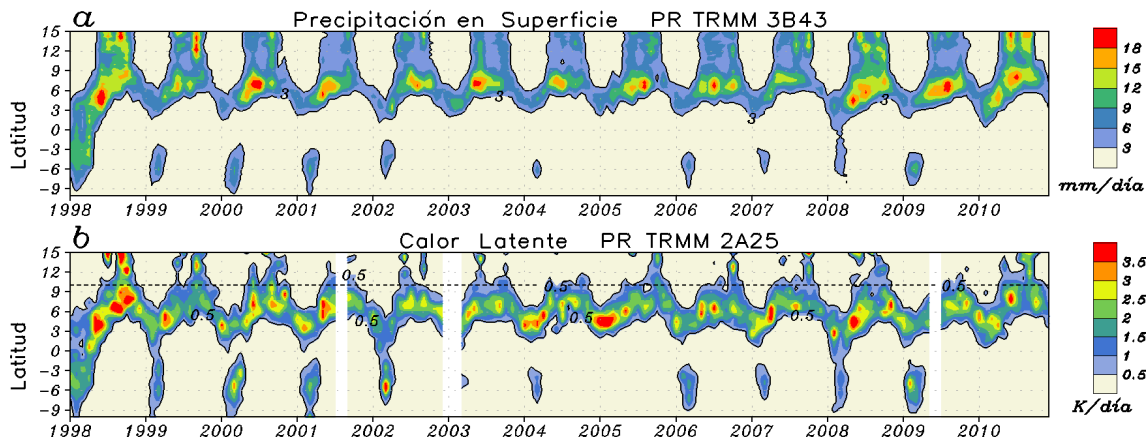


Figura 41: Variabilidad interanual de la Zona de Convergencia Intertropical, de acuerdo a la precipitación en superficie (a) y calor de cambio de estado promedio en la capa 2-2.75 km (b).

Sobre el Océano Pacífico Oriental es común encontrar una segunda Zona de Convergencia Intertropical, durante los meses Febrero, Marzo y Abril. Por ello, en adelante se ha de utilizar dos conceptos: ITCZ Principal e ITCZ sur. La ITCZ principal es la banda continua localizada generalmente al norte del Ecuador. Mientras que la ITCZ sur es aquella segunda banda formada al sur del Ecuador. Es decir, existe formación de dos bandas precipitantes simétricas al ecuador entre los meses Febrero-Abril (ver anexo 3). Durante años cálidos (Evento El Niño) sólo ha de formarse una sola banda precipitante, haciendo solo referencia a la ITCZ principal.

El análisis de los perfiles verticales en la ITCZ, requieren en primer lugar el reconocimiento del área de la ITCZ, lo cual varía estacional e interanualmente. El criterio de selección de esta región y los respectivos rangos latitudinales están detallados en el anexo 3.

La estructura vertical de calor de cambio de estado en la región de la ITCZ Principal se muestra en la Figura 42.b. Además, la distribución vertical del calor de cambio de estado a partir del algoritmo CSH se muestra en la Figura 42.a. La estructura vertical del calor de cambio de estado a partir del algoritmo CSH evidencia una capa con un fuerte calentamiento en niveles altos (5 - 10 km), siendo más intensa durante invierno austral. Por otro lado, la capa 2 - 2.75 km presenta calentamiento moderado durante los primeros meses de año, los cuales son comparables con los resultados obtenidos a partir de perfiles de precipitación del PR TRMM 2A25 (Figura 42.c). El comportamiento estacional en la capa 2 km- 2.75 km, indica que existe calentamiento moderado

(2 – 3 K/día) durante los primeros meses del año, y calentamiento débil durante el resto del año (0 -1 K/día).

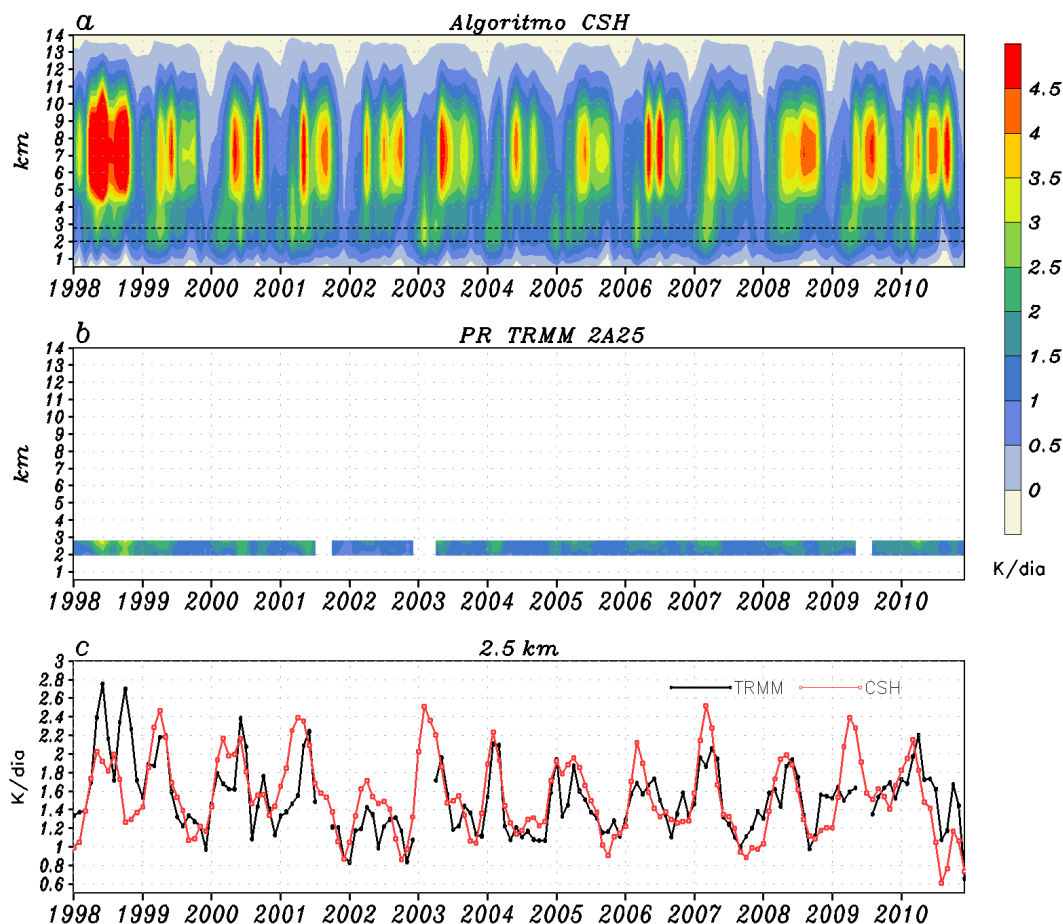


Figura 42: Perfiles verticales del calor de cambio de estado en la ITCZ principal al norte del Ecuador de acuerdo al algoritmo CSH (a), PR TRMM 2A25 (b) y variabilidad interanual en el nivel 2.5 km (c).

Los valores de calor de cambio de estado obtenidos a partir del PR TRMM y el algoritmo CSH son comparados mediante diagramas de dispersión (Figura 43). Se observa la relación aumenta con la altura, alcanzando un máximo valor de r^2 en el nivel 2.75. Además, el RMSE (Error cuadrático medio) disminuye con la altura, siendo 0.568 K/día en el nivel 2.75. El nivel 2 km presenta menor relación entre los datos del algoritmo CSH y PR TRMM 2A25, que puede deberse a que este nivel puede aún estar influenciada por la contaminación de retorno (reflectividad) cerca a la superficie.

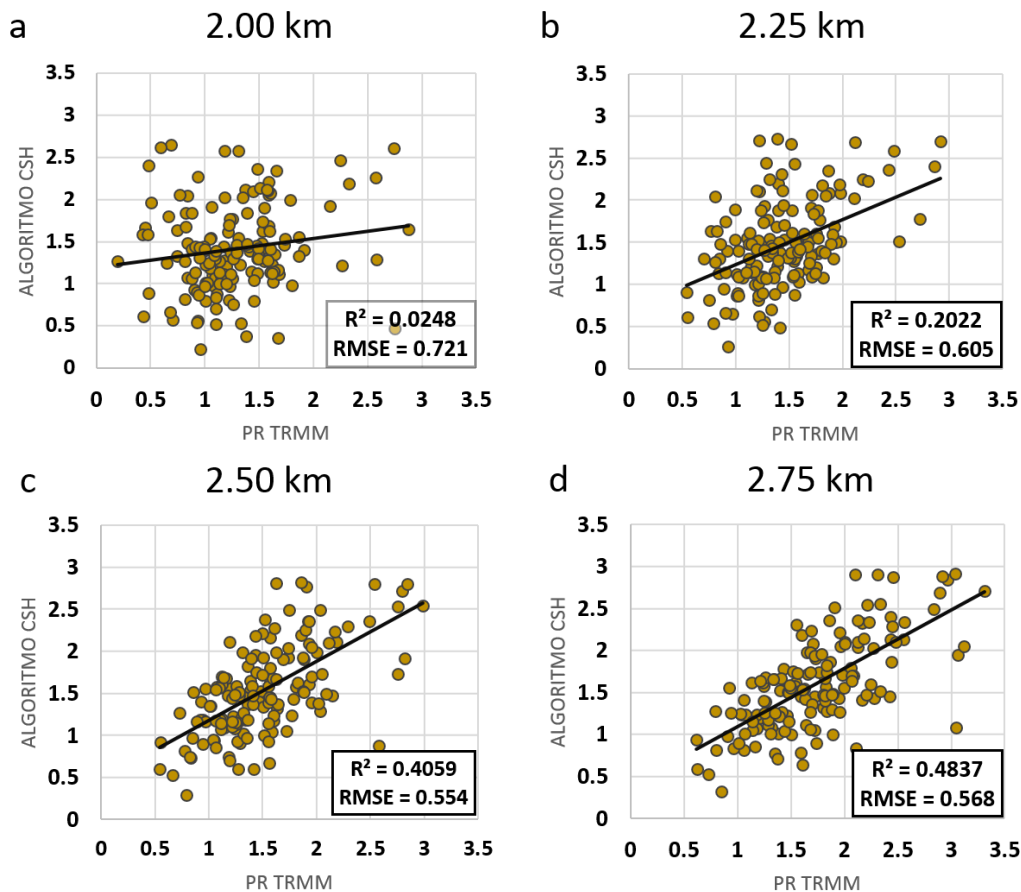


Figura 43: Diagrama de dispersión del calor de cambio de estado en K/día a partir del PR TRMM 2A25 y del algoritmo CSH TRMM en la ITCZ Principal.

Los perfiles verticales del calor de cambio de estado en la ITCZ Sur se muestran en la Figura 42. El calentamiento sobre esta región (Sur del ecuador), de acuerdo al algoritmo CSH, es menos intensa que la presentada en la ITCZ principal (factor 4), además este calentamiento no está concentrado en la capa 5 - 9 km tal como se observa en la ITCZ principal, si no que presenta una distribución casi uniforme desde el nivel 1 km hasta el nivel 11 km, con una muy ligera concentración en niveles altos hasta el año 2002 y niveles bajos desde el 2003 hasta el año 2009. Realizando un corte temporal en el nivel 2.5 km (Figura 42.c) se puede apreciar que el calor de cambio de estado obtenido a partir de perfiles verticales de precipitación (PR TRMM) resulta ser ligeramente mayor que la obtenida a partir del algoritmo CSH.

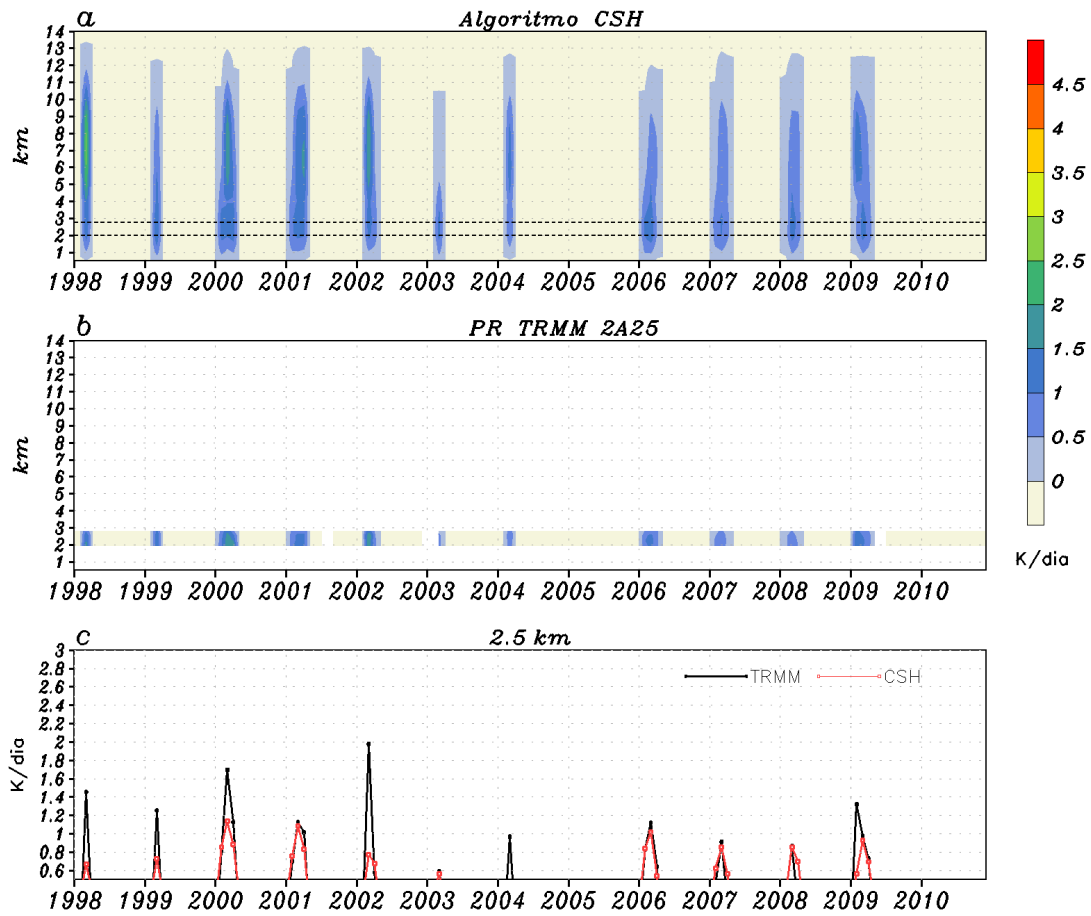


Figura 44: Perfiles verticales del calor de cambio de estado en la ITCZ Sur al sur del Ecuador de acuerdo al algoritmo CSH (a), PR TRMM 2A25 (b) y variabilidad interanual en el nivel 2.5 km (c).

La comparación de ambas fuentes del calor de cambio de estado en la ITCZ sur se muestra en la Figura 45. De acuerdo a estos diagramas de dispersión, la relación en esta región es bastante alta en todos los niveles de la capa de estudio ($r^2 > 0.8$), además el RMSE es pequeño.

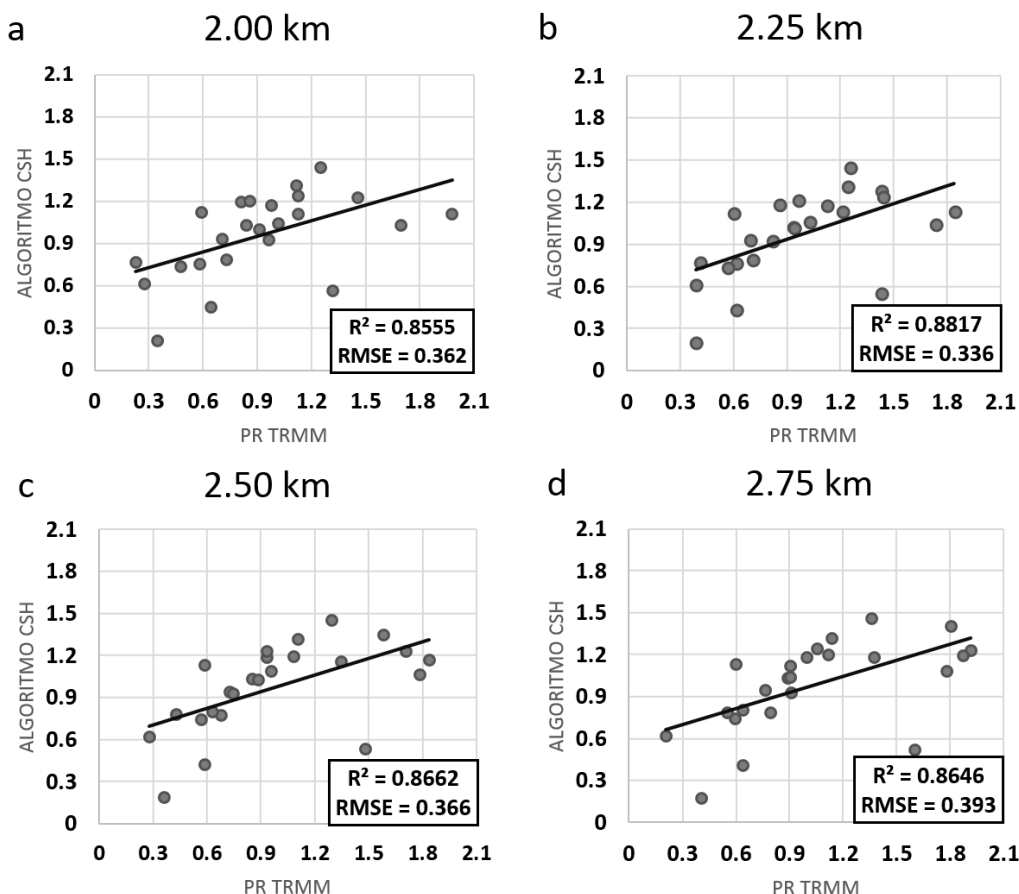


Figura 45: Diagrama de dispersión del calor de cambio de estado en K/día a partir del PR TRMM 2A25 y del algoritmo CSH TRMM en la ITCZ al sur del Ecuador

4.4.4 ESTRUCTURA DE LA VELOCIDAD VERTICAL DEL VIENTO

La velocidad vertical del viento en la ITCZ (ITCZ Principal e ITCZ Sur) ha sido obtenida a partir de los perfiles verticales del calor de cambio de estado y temperatura potencial del aire mediante aproximaciones en las ecuaciones de conservación de humedad y de energía (Primera ley termodinámica de la energía). Los resultados obtenidos son comparados con los proporcionados por el reanálisis ERA Interim. Además, también se ha obtenido perfiles verticales de velocidad vertical a partir del calor de cambio de estado proporcionados por el algoritmo CSH.

La estructura vertical de la velocidad vertical en la ITCZ Principal a partir del Algoritmo CSH, ERA Interim y PR TRMM se muestra en la Figura 46 y Figura 48. La velocidad vertical a partir del algoritmo CSH indica que la actividad convectiva está concentrada en niveles altos (5 – 9 km) con intensificación durante el invierno austral (> -0.06 Pa/s), sin embargo, esta distribución cambia durante los primeros meses del año con actividad convectiva moderada (~ -0.03 Pa/s) en la capa 2 – 2.75 km.

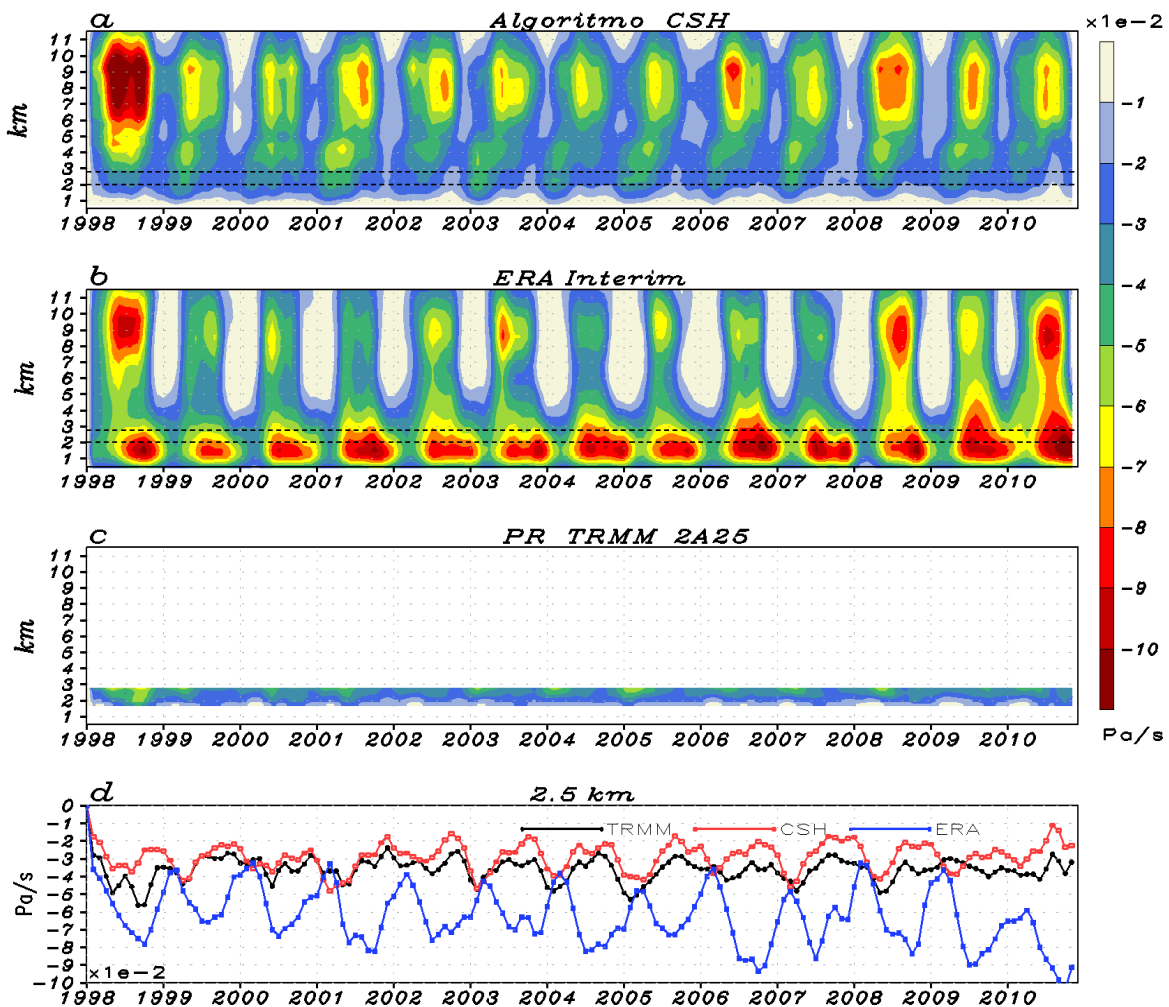


Figura 46: Perfiles verticales de velocidad vertical en la ITCZ Principal al norte del Ecuador de acuerdo al algoritmo CSH (a), ERA Interim (b), PR TRMM 2A25 (c) y variabilidad interanual en el nivel 2.5 km (d).

Sin embargo, la estructura vertical de la velocidad vertical a partir del reanálisis ERA Interim muestra un comportamiento distinto al obtenido usando el algoritmo CSH. La actividad convectiva que identifica ERA Interim es de magnitud ≈ -0.09 Pa/s, y esta máxima convección está concentrada entre los niveles 1-3 km, ubicándose únicamente en bajos niveles durante los primeros meses del año y extendiéndose a altos niveles durante el invierno austral.

La velocidad vertical obtenida a partir de los perfiles de precipitación del PR TRMM 2A25, se muestran en la Figura 46.c, identificando actividad convectiva ≈ -0.04 Pa/s, con una ligera intensificación durante los primeros meses del año.

Las diferencias de estos tres resultados se observa en la Figura 46.d (corte en el nivel 2.5 km). Los resultados de velocidad vertical a partir del PR TRMM están estrechamente relacionados con la velocidad vertical a partir del algoritmo CSH, discrepando en magnitud y estacionalidad (excepto Enero, Febrero y Marzo) con el reanálisis ERA Interim, siendo esta diferencia (PR TRMM y ERA Interim) mayor durante el invierno austral (Figura 47 y Figura 48.).

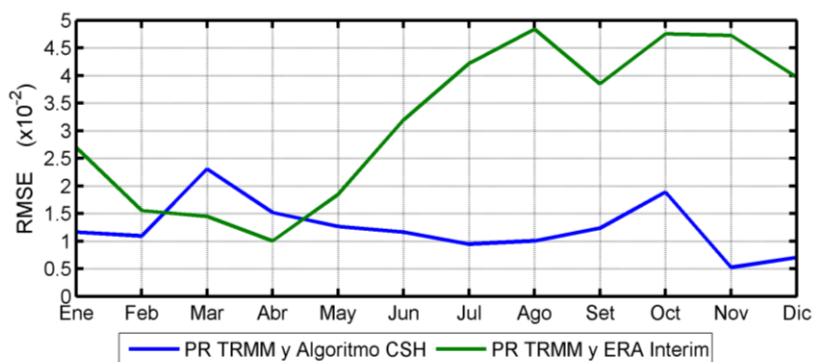


Figura 47: Ciclo estacional del RMSE en Pa/s en el nivel 2.5 km a partir de Radar de Precipitación TRMM y algoritmo CSH (línea azul) y Radar de Precipitación TRMM y ERA Interim (línea verde) en la ITCZ principal.

La comparación de los tres resultados en cada nivel de la capa de estudio se muestra en la Figura 49. Las correlaciones más bajas se producen entre la velocidad vertical a partir del PR TRMM y el proporcionado por ERA INTERIM, siendo r^2 en todos los niveles por debajo de 0.15. Esta discrepancia también se observa mediante el RMSE, siendo mayor a -0.03 Pa/s en todos los niveles (teniendo en cuenta que el promedio de velocidad vertical a partir del PR TRMM es -0.03 Pa/s).

Meses	PR TRMM-CSH				PR TRMM-ERA I.			
	2 km	2.25 km	2.5 km	2.75 km	2 km	2.25 km	2.5 km	2.75 km
Enero	1.258	1.229	1.162	1.132	4.227	3.056	2.695	2.326
Febrero	1.239	1.390	1.092	0.998	2.399	1.764	1.553	1.475
Marzo	3.219	3.103	2.306	1.339	3.305	2.057	1.447	1.410
Abril	2.044	1.924	1.515	1.197	2.677	1.465	1.001	1.020
Mayo	1.584	1.344	1.264	0.995	3.473	2.086	1.844	1.717
Junio	1.633	1.387	1.163	1.200	4.442	3.439	3.196	2.984
Julio	1.429	1.236	0.947	0.727	5.538	4.426	4.217	4.090
Agosto	1.695	1.141	1.005	0.917	5.934	4.912	4.838	4.742
Septiembre	2.282	1.986	1.234	1.279	4.708	3.895	3.847	3.624
Octubre	2.751	2.428	1.888	1.640	5.403	4.933	4.753	4.597
Noviembre	1.122	0.670	0.524	0.540	6.277	5.184	4.726	4.247
Diciembre	0.697	0.559	0.701	0.610	5.825	4.685	3.967	3.402

Cuadro 10: Ciclo estacional del RMSE en Pa/s en todos los niveles a partir de Radar de Precipitación TRMM y algoritmo CSH y Radar de Precipitación TRMM y ERA Interim en la ITCZ principal.

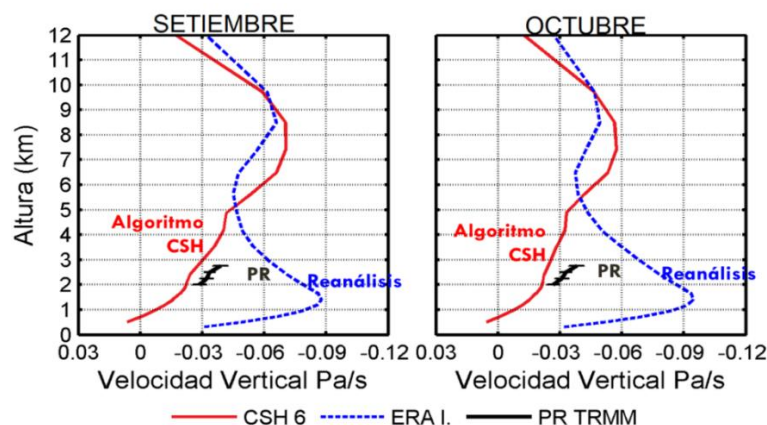


Figura 48: Perfiles promedio setiembre y octubre (1998-2010) de velocidad vertical del viento de acuerdo al Radar de Precipitación TRMM (negro), Algoritmo CSH (rojo) y reanálisis ERA Interim (azul).

Por otro lado se presenta una mejor correlación entre la velocidad vertical PR TRMM con la obtenida a partir de los resultados del algoritmo CSH, siendo mayor en los niveles 2.5 km y 2.75 km. En cuanto al RMSE, estos son menores a -0.02 Pa/s en todos los niveles de la capa de estudio.

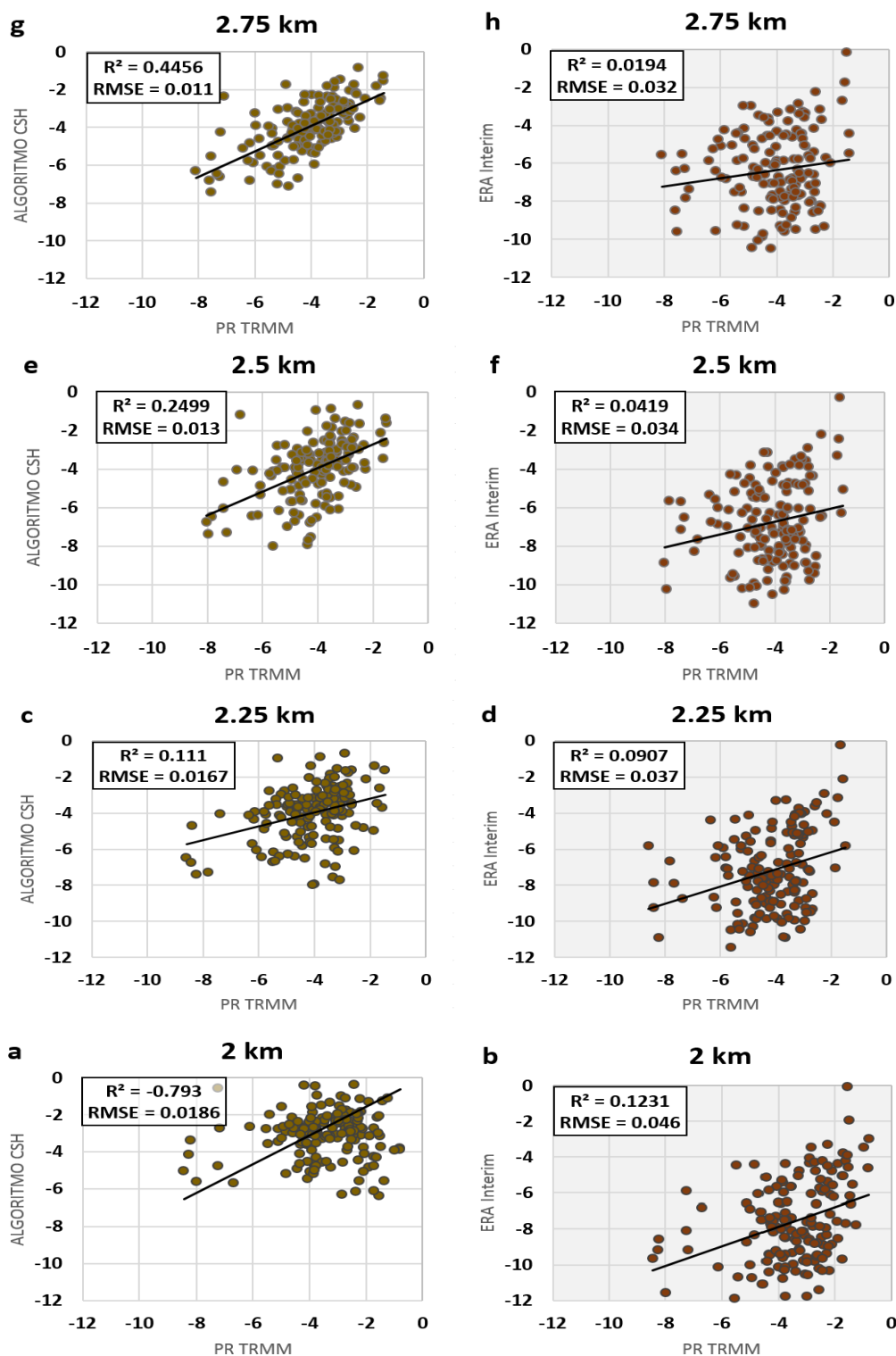


Figura 49: Diagrama de dispersión de la velocidad vertical en $0.01 \cdot \text{Pa/s}$ en la ITCZ principal a partir del PR TRMM, algoritmo CSH y al reanálisis ERA Interim. Se muestra área sombreada cuando la correlación no es significativa al 95%.

Continuando con el análisis de la ITCZ principal, la prueba de hipótesis T-Student nos indica que existen evidencias estadísticas para afirmar que las medias de velocidad vertical (capa 2.25-2.75 km) calculadas a partir de los perfiles verticales de Radar de Precipitación y el algoritmo CSH desarrollado por Tao et al 2001 son homogéneas. Sin embargo, de acuerdo a la misma hipótesis, podemos afirmar que las medias de velocidad vertical (capa 2-2.75 km) calculadas a partir de los perfiles verticales de Radar de Precipitación TRMM y los proporcionados por el reanálisis ERA Interim no son homogéneas.

La estructura vertical de la velocidad vertical en la ITCZ sur se muestra en la Figura 50. De manera similar, los resultados a partir del algoritmo CSH identifican mayor actividad convectiva entre los niveles 5 y 8 km, mientras que los proporcionados por ERA Interim lo identifica en niveles cercanos a la superficie (1-3 km). La velocidad vertical calculada en la capa 2 – 2.75 km, resulta ser similar a los resultados previos en esta región, con un ligero menor error con ERA INTERIM (Figura 50.d y Figura 51).

De acuerdo a la prueba de hipótesis (t-student) no existen diferencias significativas al 95% entre las medias de velocidad vertical (capa 2.25-2.75 km) en la ITCZ Sur calculadas a partir de los perfiles verticales de Radar de Precipitación y el algoritmo CSH desarrollado por Tao et al 2001 y de igual forma a partir de los perfiles verticales de Radar de Precipitación y el reanálisis ERA Interim.

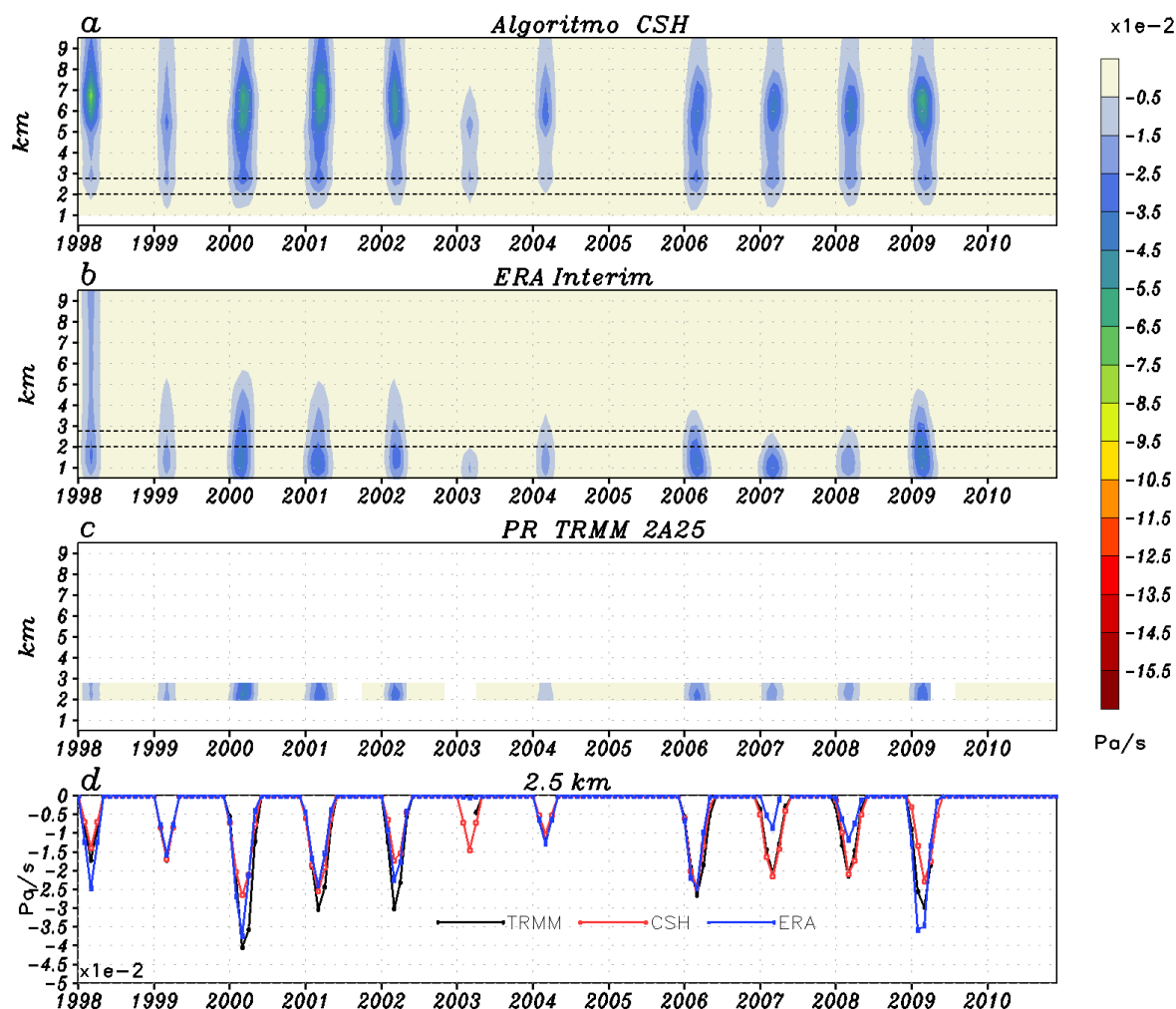


Figura 50: Perfiles verticales de velocidad vertical en la ITCZ Sur al sur del Ecuador de acuerdo al algoritmo CSH (a), ERA Interim (b), PR TRMM 2A25 (c) y variabilidad interanual en el nivel 2.5 km (d).

Meses	PR TRMM-CSH				PR TRMM-ERA I.			
	2 km	2.25 km	2.5 km	2.75 km	2 km	2.25 km	2.5 km	2.75 km
Febrero	1.224	1.076	0.989	0.937	0.908	0.932	0.983	0.936
Marzo	1.335	1.250	0.946	0.853	0.991	1.075	0.963	0.873
Abril	0.913	0.938	0.773	0.806	1.207	1.833	1.881	1.820

Cuadro 11: Ciclo estacional del RMSE en Pa/s en todos los niveles a partir de Radar de Precipitación TRMM y algoritmo CSH y Radar de Precipitación TRMM y ERA Interim en la ITCZ principal.

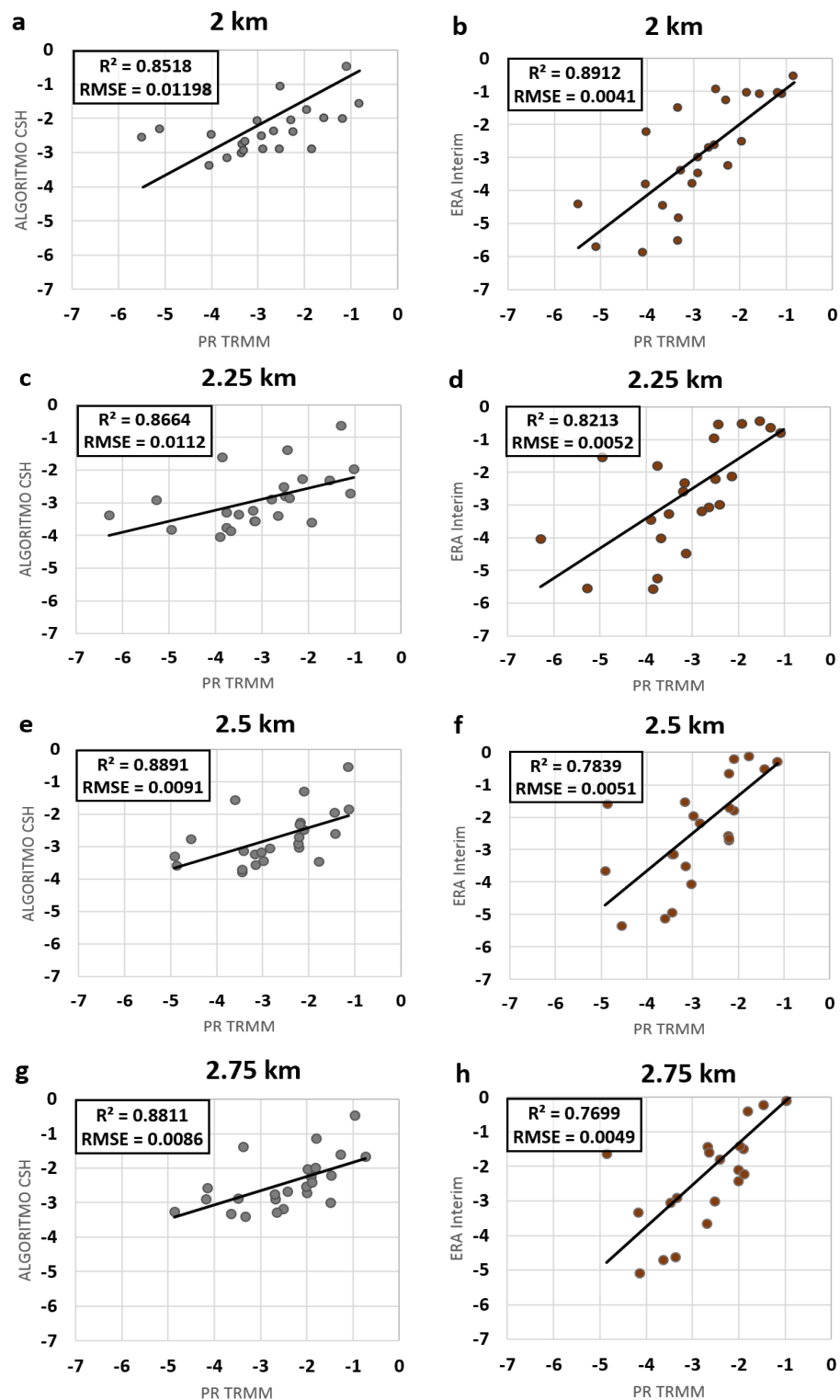


Figura 51: Diagrama de dispersión de la velocidad vertical en 0.01 Pa/s en la ITCZ secundaria a partir del PR TRMM, algoritmo CSH y al reanálisis ERA Interim. Muestra línea de tendencia cuando la correlación es significativa al 95%

V. CONCLUSIONES

- De acuerdo a la comparación de datos de precipitación a partir de las boyas TAO y Radar de Precipitación TRMM (PR TRMM) en tres latitudes (5°S, ecuador y 8°N) en el meridiando 95°W, y vientos a partir del perfilador de vientos y los reanálisis ERA Interim y NCEP NCAR en la islas Galápagos, se concluye que, los datos de precipitación del PR-TRMM están altamente relacionados a las mediciones *in situ* de las boyas TAO. Esta relación es mayor en 8°N ($r^2 > 0.6$). Por otro lado, el viento zonal y meridional simulados por el reanálisis ERA Interim presentan menor Error Cuadrático Medio (RMSE) y mayor coeficiente de determinación ($r^2 \approx 0.6$) conforme a los datos *in situ* del perfilador de vientos con respecto al reanálisis NCEP/NCAR.
- Asimismo, de acuerdo a la variabilidad interanual y estacional de TSM, divergencia en superficie y precipitación en el Pacífico Oriental, se concluye que, de acuerdo a la distribución de TSM existen tres regiones claramente identificadas (Lengua fría, zona frontal y piscina cálida). La lengua fría alcanza un ‘Fortalecimiento’ (TSM bajo) durante el invierno austral y un ‘debilitamiento’ (TSM alto) entre los meses de Febrero-Abril. Por otro lado, de acuerdo a la distribución de divergencia en superficie, se ha observado dos bandas longitudinales en donde el viento converge. Esta convergencia está asociado a la ITCZ principal (todo el año) e ITCZ sur (febrero-Abril). Por lo tanto, la Temperatura Superficial del Mar, Divergencia y precipitación están estrechamente relacionados, la precipitación es directamente proporcional a la TSM y convergencia (divergencia negativa), debido a esto se implementó un modelo empírico basado en una regresión lineal múltiple que estima la precipitación a partir de la TSM y divergencia. De acuerdo al Análisis de Varianza (ANOVA en inglés), existe evidencia estadística para afirmar que la precipitación estimada (a partir de TSM y divergencia) y precipitación observada son homogéneas.

- Por otro lado, de acuerdo a las condiciones climáticas de la estructura vertical del viento zonal y meridional ubicado en las Islas Galápagos, se concluye que, existe una circulación meridional somera entre la capa 1–2 km. Esta circulación meridional somera también es reconocida por los reanálisis NCEP NCAR y ERA Interim pero de forma excesivamente exagerada. La variabilidad interanual de los perfiles verticales del viento zonal y meridional pueden ser explicados con un índice basado en Análisis de Componentes Principales (ACP) debido a que la Componente Principal uno (CP 1) explica más del 70% de los datos de viento.

- Finalmente, conforme a la estimación de la velocidad vertical del viento y caracterización de la estructura vertical de la convección y circulación atmosférica asociada, se concluye que, los perfiles verticales de precipitación medidos por el Radar de Precipitación TRMM permiten estimar la velocidad vertical del viento en la capa 2 – 2.75 km. El calor latente de cambio de estado, resultante de la condensación neta, permitió caracterizar la actividad convectiva en la ITCZ, debido a que la energía liberada ante la formación de gotas de agua es utilizada para el ascenso del aire. La velocidad vertical del viento, estimada a partir de la cantidad de calor latente y la ecuación de conservación de energía y humedad que a su vez están basados en la primera ley de la termodinámica, están estrechamente relacionados los obtenidos a partir del algoritmo CSH (Calentamiento Convectivo Estratiforme) los cuales presentan máximos valores de velocidad vertical del aire entre los niveles 7- 9 km (Circulación profunda). Sin embargo nuestras estimaciones de velocidad vertical presentan discrepancias en magnitud y estacionalidad con las proporcionadas por el reanálisis ERA Interim. De acuerdo a dicho reanálisis, los valores máximos de velocidad vertical del viento se localizan entre los niveles 1-3 km (Circulación somera). Por último, debido a que el perfilador de vientos observa la presencia de una circulación somera en la capa 1 -2km, no se descarta la ocurrencia de esta en bajos niveles (1-2 km) y que el reanálisis ERA Interim sobrestime la capa la velocidad vertical del aire en bajos niveles extendiéndola hasta por encima de 2.75 km.

VI. RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos se recomienda y/o sugiere ante investigaciones futuras:

- Utilizar con cuidado los datos de los modelos numéricos, en especial aquellas variables cuyas mediciones *in-situ* son escasas. Los reanálisis ERA Interim y NCEP NCAR utilizan las principales ecuaciones que gobiernan el estado de la atmosfera, asimilando una pequeña cantidad de datos observados. Sin embargo, como se ha comprobado no siempre son resultados confiables.
- Caracterizar la estructura de la velocidad vertical del viento en el Océano Pacífico Occidental y Central, con el fin de identificar posible variabilidad geográfica de la actividad convectiva en la capa 2 – 2.75 km con respecto a la presente caracterización de la estructura vertical en el Pacífico oriental.
- Implementar un modelo no lineal entre la precipitación, divergencia en superficie y Temperatura Superficial de Mar (TSM) capaz de pronosticar precipitación por encima de 8 mm/día,

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Back L. E. and C. S. Bretherton, 2006: Geographic variability in the export of moist static energy vertical motion profiles in the tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, Vol 33.
- Back L. E. and C. S. Bretherton, 2009: On the Relationship between SST Gradient, Boundary Layer Winds, and Convergence over the tropical Oceans. *Journal of Climate*, Vol 22, Pags 4182 4196.
- Bjerkness, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 7(3): 163-172.
- Bretherton, C. S., y Smolarkiewicz, P. K. (1989). Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(6), 740-759.
- Bretherton, C. S. 2007. Challenges in numerical modeling of tropical circulations. *The Global Circulation of the Atmosphere*, 3026330.
- Carter, D. A. , K. S. Gage, 1995: Developments in UHF lower troposphere wind profiling at NOAA's Aeronomy Laboratory . *Radio Science*, Volume 30, Number 4, Pages 977 – 1001.
- Coleman, D. M ., 2002: Exploring the Effects of Applying a More General Radar Equation to Wind Profiler Data.

- Chávez S., 2013: Caracterización de Tormentas en el Valle del Mantaro mediante Sensoramiento Remoto. Tesis pregrado, Facultad de Ciencias e Ingeniería. Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Craig M. Risien y Dudley B. Chelton, 2008: A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Field from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. *Journal of Physical Oceanography*. Vol: 38, 2403-2413.
- de Szoek S. P. and C. S. Bretherton, 2005: EPIC 95°W Observation of the Eastern Pacific Atmospheric Boundary Layer from the Cold Tongue to the ITCZ.
- Ecklund, W. L., Carter, D. A., y Balsley, B. B. (1988). A UHF wind profiler for the boundary layer: Brief description and initial results. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5(3), 432-441.
- Emery y Thompson, 2004: *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Pags 264-277.
- ENFEN (Estudio Nacional del Fenómeno El Niño). 2012. Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú. Nota Técnica. 3
- Federal Coordinator For Meteorological Services And Supporting Research, 1998: *U.S Wind Profilers: A review*.
- Gage, K. S. , J.R. McAfee, G. C. Reid, 1992: Diurnal Variation in vertical motion over the central equatorial pacific from VHF wind-profiling Doppler radar observations at Christmas island (2°N, 157°W). *Geophysical research letters*, Vol 19, No 18, Pags 1827-1830.
- Graham, N. E., & Barnett, T. P. (2013). Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence, 238(4827), 657–659.

- Gutiérrez J. M. , R. Cano, S. Cofiño, C. Sordo, 2004: Redes Probabilísticas y Neuronales en las Ciencias Atmosféricas. Series monográficas del Instituto Nacional de Meteorología.
- Handlos Z. J. y Larissa E. Back, 2014: Estimating Vertical Motion Profile Shape within Tropical Weather States over the Oceans, Vol 27, Págs 7667-7686.
- Hartmann D. L. ,2014: Objective Analysis : Course Notes, Chapter 4 y 8, Kalman Filtering.
- Hartten L., y Kenneth S. Gage, 2000: ENSO's Impact on the Annual Cycle: The View from Galápagos. Geophysical Research Letters, Vol. 27, págs 385-388.
- Hartten, L. y P. Datulayta, 2004: Seasonal and Interannual Variations in the Daily Cycle of Winds over the Galápagos. Journal of Climate, Vol 17, págs 4522-4530.
- Hastenrath, S. (2002). The intertropical convergence zone of the eastern Pacific revisited. International Journal of Climatology, 22(3), 347-356.
- Holton, James R., 2004: An Introduction to Dynamic Meteorology. International Geophysics series. Vol 88.
- Iguchi, T., Kozu, T., R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto (2000), "Rain-ProfilingAlgorithm for the TRMM Precipitation Radar," Journal of Applied Meteorology, Vol.39, No.12, pp.2038-2052.
- Katsumata, M., 2007: Study on the structure of the precipitating systems related to the latent heating profiles. TRMM research report, T. Nakazawa, Ed., JAXA/EORC, 197–223.
- Kodama Yasu-Masa, Masaki Katsumata, Shuichi Mori, Sinsuke Satoh, Yuki Hirose y Hiroaki Ueda. 2009: Climatology of Warm Rain and Associated Latent Heating Derived from TRMM PR Observations. Journal of Climate, Vol 22, Págs 4908-4929.

- Kummerow, C. y W. Barnes, 1997: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, Vol 15, pages 809- 817.
- Kloesel, K. A., y Albrecht, B. A., 1989: Low-level inversions over the tropical Pacific- Thermodynamic structure of the boundary layer and the above-inversion moisture structure. *Monthly weather review*, 117(1), 87-101.
- León K., 2014: Análisis espacio-temporal de la precipitaciones y caudales durante los eventos El Niño (1982-83 y 1997-98) en las costa norte peruana. Tesis pregrado, Facultad de Ingeniería agrícola. Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Lietzke C., C. Deser and T. H. Vonder, 2001: Evolutionary Structure of the Eastern Pacific Double ITCZ Based on Satellite Moisture Profile Retrievals. *Journal of Climate*, Vol 14, Pags 743 751.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418–2436.
- Liu Chuntao, Shoichi Shige, Yukari N. Takayabu y Edward Zipser, 2015: Latent Heating Contribution from Precipitation System with Different Sizes, Depths, y Intensities in the Tropics. *Journal of Climate*, Vol 28, Págs 186-203.
- Petersen Walter A., Robert Cifelli, Dennis J. Boccippio, Steven A. Rutledge, Chris Fairall, 2003: Convection and Easterly Wave Structures Observed in the Eastern Pacific Warm Pool during EPIC-2001. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1754-1773.
- Rogers, R. & Yau, M. ,1989: A Short Course in Cloud Physics; 3rd edition, International Series in Natural Philosophy pp 170-171.
- Roux, F., y S. Ju, 1990: Single-Doppler observations of a West African squall line on 27-28 May 1981 during COPT81: Kinematics, thermodynamics and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1826–1854.

- Satoh, S., 2004: Retrieval of latent heating profiles in various cloud systems from TRMM radar data. Report on the latent heating algorithms developed for TRMM PR data, T. Nakazawa, Ed., JAXA/EORC, 57–76.
- Satoh, and A. Noda, 2001: Retrieval of latent heating profiles from TRMM radar data. Preprints, 30th Int. Conf. on Radar Meteorology, Munich, Germany, Amer. Meteor. Soc., 6.3.
- Schumacher C., R. Houze and I. Kraucunas, 2004: The Tropical Dynamical Response to Latent Heating Estimates Derived from the TRMM Precipitation Radar. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol 61, Pags 1341 1358.
- Schumacher y C., R. Houze, 2003: Stratiform Rain in the Tropics as Seen by the TRMM Precipitation Radar. Journal of Climate, Vol 16, Págs 1739-1756.
- Shige Shoichi, Yukari N. Takaýabu, Wei-Kuo Tao y Daniel E. Johnson, 2004: Spectral Retrieval of Latent Heating Profiles from TRMM PR Data. Part I: Development of a Model-Based Algoritihm. Vol 43, Págs 1095-1113.
- Short David A., y Kenji Nakamura, 2000: TRMM Radar Observations of Shallow Precipitation over the Tropical Oceans. Journal of Climate. Vol 13, Págs 4107-4124.
- Takahashi K., 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Perú, during the 1997-1998 and 2002 El Niño events. Annales Geophysicae , Págs. 3917-3926.
- Takahashi K., K. Mosquera, D. Pareja, J. Reupo, J. Aparco, 2014: Monitoreo del Pacífico Ecuatorial. Boletín técnico: Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño – IGP , Vol. 1 N° 3, Págs. 8-10.
- Tao, W.-K, S. Lang, W. S. Olson, R. Meneghini, S. Yang, J. Simpson, C. Kummerow, E. Smith, y J. Halverson, 2001: Retrieved Vertical Profiles of Latent Heat Release Using TRMM Rainfall Products for February 1988* (1998). Journal of Applied Meteorology. Vol 40, Págs 957-982.

- Tao, W.-K, E. A. Smith, R. F. Adler, Z. S. Haddad, A. Y. Hou, T. Iguchi, R. Kakar, T. N. Krishnamurti, C. D. Kummerow, S. Lang, R. Meneghini, K. Nakamura, T. Nakasawa, K. Okamoto, W. S. Olson, S. Satoh, S. Shige, J. Simpson, Y. Takayabu, G. J. Tripoli y S. Yang, 2006: Retrieval of Latent Heating from TRMM Rainfall Measurements, Bulletin of the American Meteorological Society. Volumen 87, pp 1555-1572.
- Umatani S. and T. Yamagata, 1991: Response of the Eastern Pacific to Meridional Migration of the ITCZ: The Generation of the Costa Rica Dome. Journal of Physical Oceanography, Vol 21, Pags 346 363.
- Ueyama R., y C. Deser, 2008: A climatology of Diurnal and Semidiurnal Surface Wind Variations over the Tropical Pacific Ocean Based on the Tropical Atmosphere Ocean Moored Bouy Array. Journal of Climate, Vol 21, Págs 593 -607.
- Wallace J. M., T. P. Mitchell and C. Deser, 1989: The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability. Journal of Climate, Vol 2, Pags 1492 1499.
- Wang. C. and G. Magnusdottir, 2006: The ITCZ in the Central and Eastern Pacific on Synoptic Time Scales. Monthly Weather Review, Vol 134, pag 1405 1421.
- Wilks, D. S. ,2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences; second edition, Department of Earth and Atmospheric Sciences Cornell University
- Xie, S.-P., and S.G.H.Philander, 1994: Acoupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. Tellus, 46A, 340–350.
- Xie S. , H Xu , W Kessler and M. Nonaka, 2005a: Air-Sea Interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: Gap Winds, Thermocline Dome, and Atmosphere Convection. Journal of Climate. Vol 18, No. 1 , Págs 5- 20.

- Xie S. ,2005b: The Hadley Circulation, Present, Past and Future. Kluwer Academic Publisher. Chapter 4. Págs, 121-152.
- Yang Song y Eric A. Smith, 1998: Four Dimensional Structure of Monthly Latent Heating Derived from SSM/I Satellite Measurements. Journal of Climate. Vol 22, Págs 1016-1037.
- Yin B., B. A. Albrecht, 2000: Spatial Variability of Atmospheric Boundary Layer Structure over the Eastern Equatorial Pacific. Journal of Climate. Vols 13, págs 1574-1592.
- Zhang C. 2001: Double ITCZs. Journal of Geophysical Research, Vol 106, No D11, págs 785-792.
- Zhang C. and Michael McGauley, 2004: Shallow Meridional Circulation in the Tropical Eastern Pacific. Journal of Climate, Vol 17, págs 133-139.
- Zheng Q., Xiao-Hai Yan, W. Timothy Liu, Wenqing Tang, y Dragan Kurz, 1997: Seasonal and interannual variability of atmospheric convergence zones in the tropical Pacific observed with ERS-1 scatterometer. Geophysical Research Letter. Vol.24, No. 3, págs 261-263.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Radar de Precipitación TRMM

Anexo 1.1: Características del Radar de Precipitación TRMM

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) es un esfuerzo conjunto entre National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los Estados Unidos y National Space Development Agency (NASDA) de Japón. El satélite TRMM fue lanzado al espacio el 27 de Noviembre de 1997 ubicándose a 350 km de altura hasta el 7 de agosto de 2001, posteriormente con fines de ahorro en energía y extender la vida útil el satélite fue reubicado a 402.5 km de altura, a esta transición se le llama Boost (Chavéz, 2010).

TRMM es la primera misión dedicada a medir precipitación e intercambio de energía entre las regiones tropicales e intertropicales del mundo. El satélite TRMM cuenta con tres instrumentos; TRMM Microondas Imagen (TMI), Precipitation Radar (PR) y Visible and Infrared Radiometer System (VIRS), sin embargo el Radar de Precipitación es considerado el más innovador (Kummerow et al, 1998).

El Radar de precipitación (PR) a bordo de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM) es el instrumento diseñado para medir la estructura vertical de la precipitación en la troposfera. El PR, que funciona a 13,8 GHz, es una red en fase activa de 128 elementos que permite la exploración transversal de la vía rápida y sofisticada sobre un ancho de franja de 215 km (247 km) con una resolución espacial cruzada gama de alrededor de 4,3 km (5 km) durante el Pre (Post) – Boost (Kummerow,1998).

El PR opera con una banda *Ku* (2.17 cm de longitud de onda) con una sensibilidad de ~ 17 dBZ, el cual corresponde a un radio de precipitación aproximado a 0.4 mm/h y a una resolución vertical de 250 m.

Anexo 1.2: Cantidad de datos del Radar de Precipitación TRMM

Las mediciones del Radar de Precipitación sobre la superficie no es uniforme con la altura. Como ya se ha mencionado, las mediciones cerca a la superficie no son posibles debido a la contaminación cerca al suelo. Con el fin de evitar tendencias al error, se estudiaron sólo los niveles que presenten al menos el 60% de las mediciones.

Sin embargo, durante el periodo de estudio existen cuatro meses que no cumplen la condición de presentar al menos el 60% de mediciones en ninguno de los 80 niveles (Octubre 2001, Enero – Febrero 2003 y Junio del 2009), por lo que fueron excluidos de los análisis posteriores.

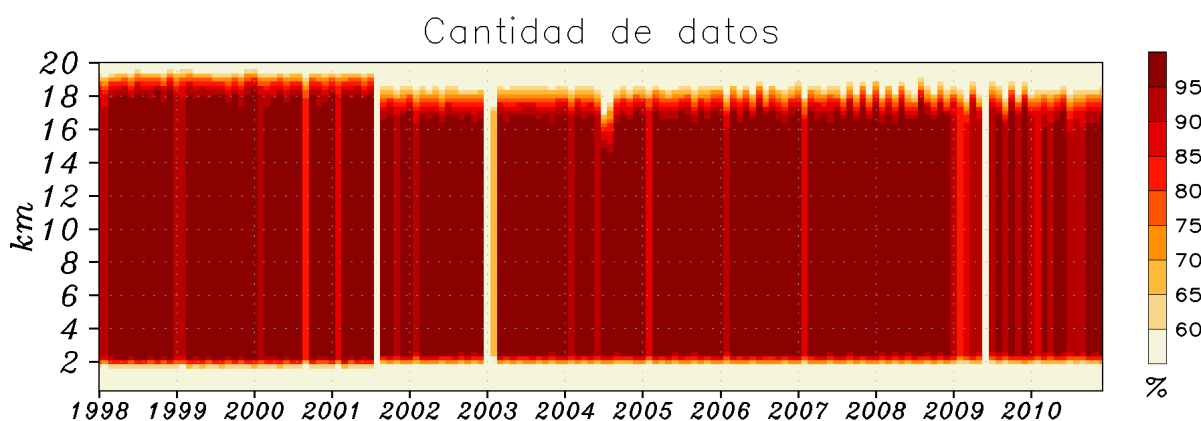


Figura 52: Serie temporal de perfiles verticales de cantidad de mediciones expresado en porcentaje a partir de los perfiles de precipitación del producto 2A25 PR TRMM.

La Figura 52 muestra la cantidad total mensual (expresado en porcentaje) a partir de los perfiles de tasas de precipitación del PR TRMM. La elevación del satélite TRMM ocurrió durante el mes de Octubre (días: 08-27) del año 2001, llamándose ‘Post boost’ al periodo posterior al ascenso y ‘Pre boost’ al periodo previo. Desde el cambio de nivel, la cantidad de mediciones de precipitación presentan tendencias negativas en altos (significativo, >17 km) y bajos niveles (ligero, ~ 2 km). Es decir, la elevación del satélite está relacionado a la disminución de mediciones debajo del nivel 2.5 km (Figura 53.a). La diferencia de las mediciones de durante el Pre y Post boost resultan ser en promedio 10% de la cantidad por encima de 2.75 km (Figura 53.a y Figura 53.b).

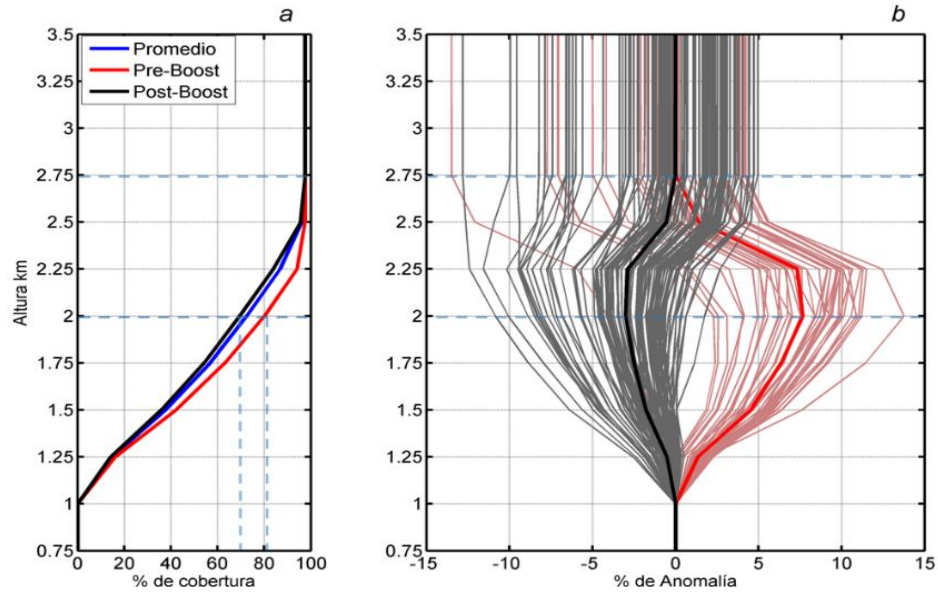


Figura 53: Perfiles verticales de cantidad de mediciones promedio (a) y anomalías (b), antes de la elevación del satélite Pre boost (rojo), después de la elevación del satélite Post Boost (negro), promedio Post y Pre Boost (azul) a partir de la Figura 52.

Anexo 2: Perfilador de vientos UHF de 915 MHz

Anexo 2.1: Características principales del perfilador de viento

El perfilador de viento es un radar Doppler que realiza mediciones de velocidad y dirección del viento en función de la altura. Los perfiladores fueron ampliamente utilizados para la observación del tiempo atmosférico, sobre todo durante el programa Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) entre los años; 1985-1994. El Programa TOGA comenzó en 1985 con el objetivo de mejorar las observaciones del sistema acoplado océano-atmósfera, en particular las que se refieren a la de El Niño/Southern Oscillation – ENSO, (McPhaden et al. 1997).

Los perfiladores fueron reconocidos al inicio de TOGA por la Oficina de Programas Globales de la NOAA como un medio rentable de obtener información del viento sobre el océano Pacífico ecuatorial. Mediciones de viento fiables en tiempo real desde las remotas islas en el Pacífico tropical se demostraron por primera vez en la Isla Christmas, Kiribati, utilizando un perfilador de viento Very High Frequency (VHF) de 50 MHz (Gage et al. 1994), y posteriormente utilizando un perfilador de viento de 915 MHz. Este perfilador ha proporcionado observaciones del viento troposférico casi de forma continua durante más de una década. Sin embargo, ya que

VHF es incapaz de medir el viento por debajo de 1.5 km, la NOAA desarrolló el perfilador de viento Ultra High Frequency (UHF) de 915 MHz capaz de realizar mediciones de viento en la troposfera baja (Ecklund et al, 1988; Carter et al 1995) para llenar el vacío de bajos niveles.

El perfilador de vientos UHF mide las características del viento mediante la transmisión de pulsos de longitud variable de la antena. El radar detecta desplazamientos Doppler de los ecos de pulsos que se producen a partir de las irregularidades turbulentas en una parcela de la atmósfera. El pulso desplazado vuelve a la antena, lo que nos permite inferir la velocidad y dirección del viento (Coleman 2002). La configuración de haz del perfilador de viento UHF consiste de tres a cinco haces; un haz es apuntada hacia el zenit, y los otros dos o cuatro se señalan unos 15 grados fuera del zenit con azimuts ortogonales (sistemas de tres vigas) o azimuts ortogonales y opuestos (sistemas de cinco vigas). La secuencia de haz apuntando se repite normalmente cada 1-5 min. Más de un modo de resolución de alcance se puede utilizar en cada posición del haz. El espectro de velocidad Doppler se calcula para cada celda de resolución de radar durante un periodo de reposo; más de 105 impulsos de radar se utilizan comúnmente para medir cada espectro Doppler (FCM, 1998).

Anexo 2.2: Cantidad de datos del Perfilador de Vientos UHF

Las mediciones realizadas por el perfilador de vientos UHF son intermitentes, además los niveles medidos también difieren temporalmente. La Figura 54 muestra la cantidad que mensualmente superen las 300 mediciones. Las mediciones de perfiles verticales de viento horizontal son tomadas 48 veces al día (con rango de 30 min), consiguiendo al mes alrededor de 1440 mediciones. Entre los niveles 0.5 y 2.4 km las mediciones son continuas, sin embargo por encima de este nivel las mediciones son alrededor del 50%. La climatología se ha realizado hasta el nivel 5.0 km teniendo en cuenta el alto error estándar de media.

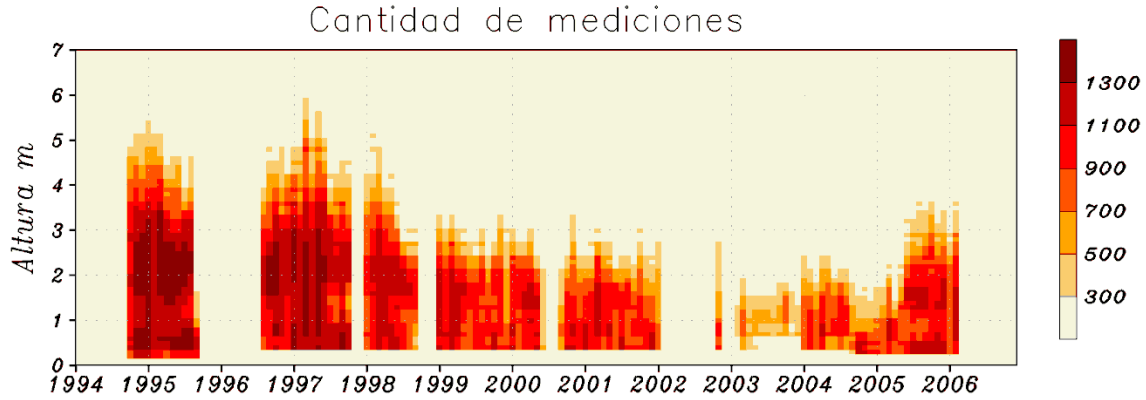


Figura 54: Serie temporal de perfiles verticales de cantidad de mediciones expresado a partir de los perfiles de viento horizontal medidos por el Perfilador de Vientos UHF ubicado en las Islas Galápagos (High mode).

Anexo 3: Índice para el reconocimiento de meses con doble ITCZ

La variabilidad interanual de la precipitación puede ser complementado con el índice de la doble ITCZ (Lietzke et al. 2001). El cual fue desarrollado para medir la simetría de la precipitación (ITCZ) con respecto al Ecuador.

$$dI = \frac{1}{2} [H(5^{\circ}N) + H(5^{\circ}S)] - [H(0^{\circ}N) + 1] \quad (33)$$

$$H = \begin{cases} 1 & (p \geq 100 \text{ mm}), \\ 0 & (70 < p < 100 \text{ mm}), \\ -1 & (p \leq 70 \text{ mm}) \end{cases} \quad (34)$$

En donde p es el promedio mensual de precipitación ($95^{\circ}W$ $85^{\circ}W$). Usando este índice, los meses con una definida doble ITCZ están representadas por $dI=1$, y los meses que no presentan doble ITCZ están representadas por $dI \leq -1$.

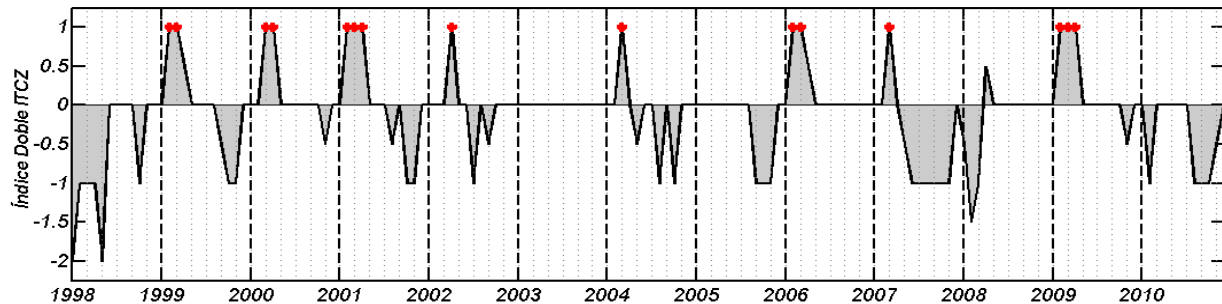


Figura 55: Variabilidad interanual del índice de la doble ITCZ

Anexo 4: Ubicación latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical

La serie temporal de la estructura vertical (Altura-Tiempo) de la Zona de Convergencia Intertropical, requieren un paso previo, la identificación del rango de latitudes que comprende la banda precipitante (ITCZ). Para lo anterior, se ha definido que la ITCZ comprende el área con tasas de precipitación ≥ 1.5 mm/día (Figura 56). Los rangos de latitud que comprenden la ITCZ se muestran en el Cuadro 12, los valores fueron aproximados a una grilla de 0.5° de latitud, debido a la resolución con el que se ha trabajado.

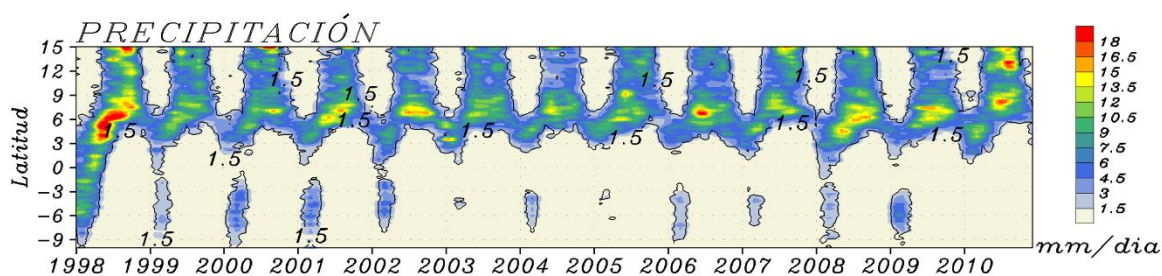


Figura 56: Diagrama de Howmoller de la precipitación en superficie a partir de PR TRMM 2A25, el área comprendida por precipitación >1.5 mm/día corresponde a la región de la ITCZ.

	ENERO		FEBRERO		MARZO		ABRIL		MAYO		JUNIO		JULIO		AGOSTO		SETIEMBRE		OCTUBRE		NOVIEMBRE		DICIEMBRE	
1998	-6	5	-9	5	3.5	6	-5	6	0	7	3	7	3.5	11	5	11	5.5	10	7	15	5	10	5	10
					-7	1																		
1999	4	7	1	5.5	2.5	6	3	7	3.5	10	5	10	5	10	5	11	2	15	6	13	5	10	4	10
					-8	-1.5																		
2000	2	6	2	5.5	3	6.5	3	6.5	3	7	5	8	5	11	5	7	5	7.5	5	10	5	15	4	8
			-9	-4	-9	-3	-3	-1																
2001	2.5	6.5	0	1.5	2.5	6.5	2.5	7	4	8	4	12.5	4	12	5	11.5	5	10	5.5	12	5	10	4.5	10
			-7	-3	-10	-2	-7.5	-2.5																
2002	2.5	10	0	7.5	1	5	2	6.5	3	12	4	13	5	12	5	10	5	15	4.5	10	3	10	2.5	9
					-8	-1	-5	-1																
2003	2	8	2	6	1	7.5	3	7.5	5	10	5	15	5	11	5	10	5	11	5	12	5	10	2.5	7.5
					-5.5	-4																		
2004	2.5	7	3	6.5	2	7	2	2.5	5	11	5	10	4.5	12.5	5	11	4.5	10	5	12	4	11	3.5	7
2005	2	7	3	3	2.5	7.5	4	10	4.5	11.5	5	10	5	10	5	11	5	13	7	15	5	11	3	10.5
2006	2.5	8	2.5	6	3	6.5	3	7.5	4	10	4.5	10	4	10	4.5	12	4.5	10	4.5	13	4	10	4	8
			-6	-3	-9	-3	-7.5	-3.5																
2007	1	6.5	1	6	2.5	7	4	10	5	10	5	11	5	10	5	11.5	5	10	5	15	5	10	5	7.5
			-5	-2	-7.5	-2.5	-5.5	-4.5																
2008	3	7	0	5	0	5	0	6	2.5	11	2	10	2.5	10	4.5	10	5	12.5	5	13	4.5	10	3.5	7.5
			-10	-8	-9	-2.5	-9	-2.5																
2009	1.5	6	1	6	3	6	4	7	4	8.5	4	10	4	10	5	10.5	5	10	5	11	5	10	4.5	8.5
			-9.5	-3	-10	-2.5	-6	-3																
2010	2	6.5	0.5	6.5	1.5	6	2.5	7.5	5	10	4.5	11	5	10.5	5	10.5	5	15	5	10	5	10.5	4	10

Cuadro 12: Ubicación latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical

