



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
Centro de Ciencias de la Atmósfera

Cuantificación del transporte de humedad en el
Río Atmosférico el “Pineapple Express”
y su impacto en Baja California

T E S I S

Que para optar por el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA,
con especialidad en Ciencias de la Atmósfera

Presenta:

Zuleica Ojeda Lerma

Tutor y director de tesis:

Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

México D.F. Septiembre 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen

Se cuantificó la ecuación de conservación de vapor de agua en seis tormentas causadas por el Río Atmosférico (RA) conocido como Pineapple Express (PE) para estimar la magnitud de los procesos responsables del transporte del vapor de agua que viaja del Océano Pacífico tropical hasta las costas de Norteamérica en latitudes medias. Se escogieron los eventos de PE que llegaron a Baja California (BC) y causaron precipitación extrema entre los años de 1950-2010. El cómputo de los procesos de balance de vapor de agua se realizó evaluando en las ecuaciones paramétricas los datos del reanálisis 1 del NCEP/NCAR, durante 3 días en los que hubo mayor transporte de humedad en dichas tormentas.

Se obtuvo la relación cuantitativa entre los procesos que se llevaron a cabo durante el transporte de vapor. El flujo divergente y convergente horizontal tuvo valores que variaron entre los $\pm 150 - 250 \text{ kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, siendo el proceso más significativo para el transporte de humedad. }el cambio en el contenido de agua precipitable cada 6hrs. fue de aproximadamente el 20-25 % del flujo divergente horizontal. Los flujos verticales, el divergente y el turbulento tuvieron la misma magnitud en algunos puntos sobre la trayectoria del PE, de casi un 10 % el flujo divergente horizontal, ésta tasa se consideró aproximada a la tasa de formación de nubes, cuyo contenido precipitó en los seis casos en alrededor del 50 % del contenido de agua. Al llegar los PE a la costa de BC causaron fuertes inundaciones, las cuales fueron registradas por las estaciones meteorológicas de la región, las cuales acumularon alrededor de 80-130mm de lluvia en solo unos días durante la tormenta, lo cual en algunos municipios de BC es igual a la lluvia promedio anual.

Índice General

1. Introducción	2
1.1. Río Atmosférico	2
1.2. El Pineapple express	6
1.3. Zona de estudio	7
1.4. Eventos de PE	8
1.5. Ecuación de conservación de vapor de agua	9
2. Metodología	10
2.1. Forma paramétrica de la ecuación de conservación de vapor de agua integrada	10
2.2. Transporte vertical	12
2.3. Divergencia del flujo turbulento	13
2.3.1. Difusión horizontal del vapor de agua	13
2.3.2. Difusión vertical del vapor de agua	14
2.4. Esquemas numéricos	15
3. Resultados	17
3.1. Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación	20
3.2. Cambio del contenido de agua precipitable	25
3.3. Divergencia del flujo horizontal de vapor de agua	29
3.4. Divergencia del flujo vertical de vapor de agua	35
3.5. Difusión horizontal de vapor de agua	39
3.6. Evaporación de la superficie oceánica	43
4. Discusión y conclusión	48
4.1. Imágenes GOES en los días de evento de PE	48
4.2. Divergencia total del vapor de agua vs. divergencia del flujo turbulento	58
4.3. Conclusión	61
5. Apéndices	62
Lista de figuras	73

Objetivo

Evaluar la ecuación de conservación de vapor de agua en la atmósfera sobre la trayectoria de seis eventos del RA nombrado PE, utilizando variables del reanálisis 1 hecho por NCEP/NCAR para así analizar cuantitativamente la contribución de los procesos que contribuyen a modular el transporte de humedad en el PE, tales como la divergencia zonal, meridional y vertical de la humedad específica así como la divergencia de carácter transitorio debida a la evaporación de la superficie del mar y la turbulencia horizontal por cizallamiento del viento. Se escogieron los eventos de PE donde la trayectoria final del RA introdujo un flujo mayor a $500\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ a BC trayendo precipitaciones por arriba de lo normal a la región.

Justificación

Los RA son fenómenos descritos apenas hace veinte años, y desde hace apenas diez años se le dio el nombre de PE a la tormenta invernal que se desarrolla recurrentemente en el hemisferio norte en el Océano Pacífico, lo que ha generado el interés por el estudio de éste fenómeno, debido además a que provoca lluvias intensas en la región donde desemboca el RA. El noroeste de la República Mexicana es uno de los tantos puntos sobre la costa oeste de Norteamérica que se ve afectada por el PE, por lo que se hará la cuantificación de los procesos que modulan al PE y el análisis de las condiciones que lo llevan a las costas de BC.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Río Atmosférico

A mediados del siglo XX se comenzó a invertir en investigaciones y estudios para desarrollar modelos de pronóstico atmosférico, por lo que muchos investigadores comenzaron a describir la circulación general de la atmósfera y los procesos causantes de precipitaciones en todas partes del mundo José P. Peixoto (1958, 1973), Víctor P. Starr (1957) y Eugene M. Rasmusson (1966, 1971, 1977), entre otros realizaron diversos análisis hemisféricos y globales de las variables involucradas en la dinámica atmosférica como presión, temperatura, precipitación, evaporación de la superficie del mar y el continente, la dirección y velocidad del viento en diferentes niveles con el propósito de documentar los recursos hidrológicos con los que cuenta cada país.

En los años 90, durante un análisis de las vías de transporte de vapor de agua en la atmósfera Reginald E. Newell, Nicholas E. Newell, Yong Zhu y Courtney Scott (1992), redactaron un artículo llamado “Ríos Troposféricos” (RT), donde estudiaron el flujo diario de vapor de agua en la atmósfera del planeta. El análisis mostró la recurrencia con la que se concentra el vapor de agua en franjas largas y angostas con dirección noroeste, hacia los polos. Rose-May Thepenier y Denise Cruette (1981) hicieron un análisis sinóptico donde estudiaron la influencia del *Jet Stream Subtropical (JSS)* en el arrastre de nubes *cúmulos nimbus* que se formaban en la zona intertropical de convergencia (ITCZ por sus siglas en inglés) llevándolas hasta latitudes medias. Tal forma de transporte en bandas largas y estrechas se asemejaba al comportamiento del transporte de agua a través del suelo conocido como los ríos, por lo que se les nombró como “ríos que viajan en el cielo”, donde el agua viajaba en forma de vapor y la intensidad y dirección de la corriente dependía del arrastre del viento, y las fronteras del río eran delimitadas por las masas de aire tropical y polar. El río de vapor lograba extenderse a lo largo de miles de kilómetros, en franjas angostas de algunos cientos de kilómetros, persistiendo por no más de una semana. En el artículo de 1992, los autores utilizaron datos del *Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)*, para detectar que la radiación solar reflejada en la atmósfera tenía una

correlación con la trayectoria del los RT, lo que confirmaba la formación de nubes en la troposfera media y alta durante el desarrollo del RT debida al choque de las masas de aire frío y caliente.

En 1994, Yong Zhu y Reginald E. Newell estudian el flujo de vapor en un RA y su interacción con los ciclones extratropicales, viendo que la presión en el centro del ciclón decaía en un período corto de tiempo cuando un RA se acercaba, formándose una “Bomba atmosférica” [Frederick Sanders y John R. Gyakum (1980)], donde la presión en el centro del ciclón puede llegar a bajar decaer $1hPa hr^{-1}$ en promedio durante un día, esto ocurría cuando el extremo que guía un RA se encontraba en el camino con una circulación ciclónica, el centro del ciclón era atraído por el extremo guía del RA, moviéndose en esa dirección, y 12 horas después el centro del ciclón ocupaba el lugar que había tenido el extremo guía del RA¹; en ese período, la presión disminuía, mientras atrapaba vapor de agua del RA, lo que ayudaba a que la velocidad de ascenso del vapor aumentara, condensando así el vapor de agua y liberando calor latente, contribuyendo más al decaimiento de la presión.

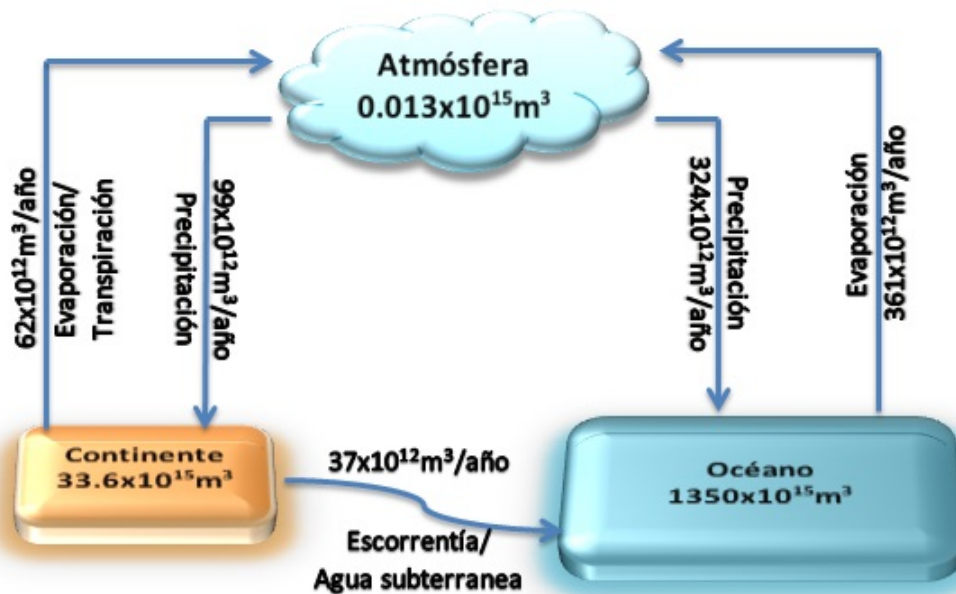


Figura 1.1: Distribución del contenido de agua almacenado en los océanos, continentes y la atmósfera, así como el intercambio anual entre ellos por evaporación, precipitación y escorrentía de acuerdo a J.P. Peixoto y M.A. Ketrani 1973.

En 1998, Yong Zhu y Reginald E. Newell proponen una forma para calcular el flujo de vapor de agua en los RA, utilizando datos de viento y humedad específica, tomados del *European Center for Medium-Range Weather Forecast Model* (ECMWF). En

¹Esto era una propuesta para el pronóstico de bombas atmosféricas.

sus cálculos obtuvieron que más del 90% del vapor de agua en la atmósfera es transportada del ecuador a los polos por los RA, que de acuerdo con los datos estimados por José P. Peixoto y M. Alli Kettani en 1973, las reservas y flujos de agua en la Tierra se distribuyen de acuerdo a la siguiente figura: donde anualmente la evaporación del océano y el continente, así como la precipitación corresponden al 0.03% cada uno, del total del agua almacenada en el planeta.

Paul J. Neiman y Freud M. Ralph en 2002 y después junto con Gary A. Wick en 2004, realizaron estudios utilizando datos del proyecto de *California Land-Falling Jets Experiment* (CALJET) en 1998, acerca de los RA y su relación con el frente frío polar en invierno 97/98. Sus cálculos indicaron que el transporte horizontal de vapor es máximo a la altura del *Low Level Jet* (LLJ) alrededor de los $1100m \sim 900mb$ sobre la superficie. En pocos días un RA puede lograr una longitud de más de $2000km$, un ancho de $400km$ y extenderse sobre la superficie del mar de hasta $6km$.

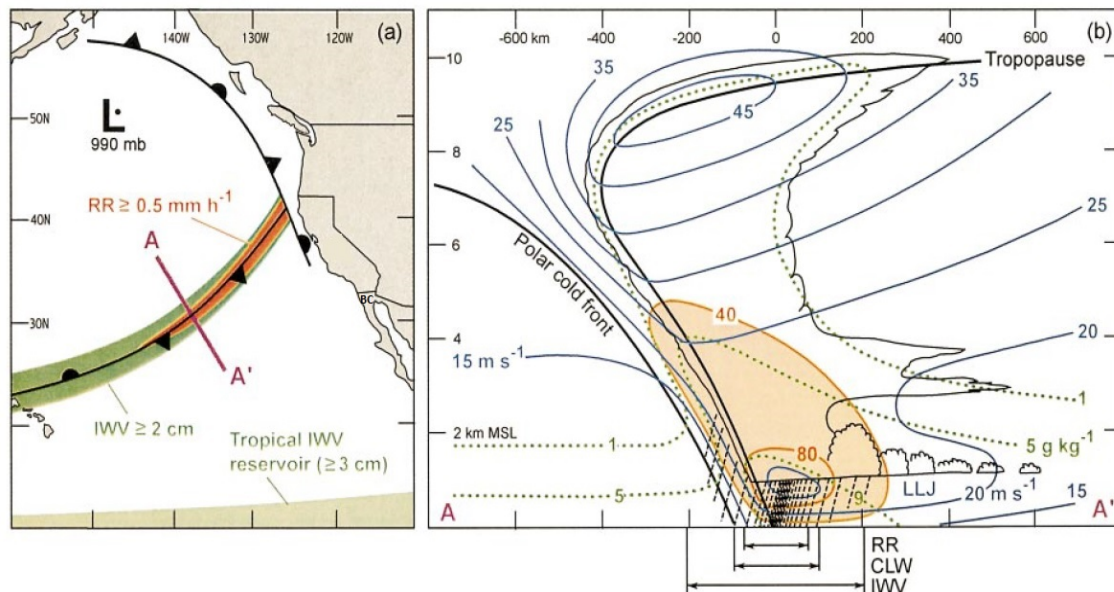


Figura 1.2: Representación de un RA en el Océano Pacífico norte. (Izquierda) Concentración del IWPV (verde) tasa de precipitación (rojo). (Derecha) Sección transversal AA', muestra la estructura vertical de las isotacas (línea azul), la humedad específica (línea punteada) y flujo horizontal de humedad a lo largo del frente (líneas y sombreado naranja) (Frente guía del PE asociado al JSS y al LLJ. Fuente Ralph *et al* (2004).

En 2004 Freud M. Ralph y Paul J. Neiman en otro estudio utilizando observaciones del CALJET encontraron que el 75% de la humedad del RA se transporta en los primeros $2.25km$ de altura, con un arrastre del viento que puede llegar a viajar a velocidades de $25ms^{-1}$. Si se integra en una columna de aire el vapor transportado

en un RA, los eventos intensos llegaban a transportar más de $500\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ de vapor de agua (fig. 1.2). Vieron también como la formación de nubes y la precipitación cambia latitudinalmente, aumentando o disminuyendo a la derecha e izquierda del transporte, respectivamente, debido en parte por la subsidencia de la celda de *Hadley* en latitudes medias.

En 2008 Paul J. Neiman y Freud M. Ralph junto con Gary A. Wick, Jessica D. Lundquist y Michael D. Dettinger estudiaron las inundaciones en la costa oeste de Norteamérica asociados a los RA entre los años de 1997 y 2005, los cuales causaron tormentas el doble de intensas de lo normal.

En 2009 Paul J. Neiman, Allen B. White, Freud M. Ralph, Daniel J. Gottas y Seth I. Gutman proponen una técnica para pronóstico de precipitación (considerando sus artículos de 2001, 2002) analizando el viento del LLJ y mediciones de vapor de agua integrado (IWV por sus siglas en inglés) en los meses de invierno, demostrando la relación entre la cantidad de vapor de agua que transportan los RA y la lluvia que precipita en las costas y montañas de la parte oeste de Norteamérica, mostrando una mayor precipitación en las montañas donde llegaba directamente la humedad que viaja a la altura del LLJ, precipitaciones mayores a 10mmhr^{-1} de lluvia correspondían “casi exclusivamente” a eventos de RA detectados utilizando observaciones satelitales donde la integral del flujo de vapor era $> 500\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ con vientos de hasta 12.5ms^{-1} ”.

En 2011 Freud M. Ralph, Paul J. Neiman, George N. Kiladis y Klaus Weickmann hicieron un extenso estudio utilizando datos de reanálisis, de satélite y de la aeronave P-3 de la NOAA², analizando los procesos atmosféricos en mesoescala como son las ondas Kelvin, la Oscilación Maden-Julian (MJO por sus siglas en inglés) y el fenómeno de El Niño (ENSO por sus siglas en inglés) causantes de la variabilidad climática, resultando en un incremento de la duración de la precipitación por el RA. Tereza Cavazos y David Rivas (2004) publicaron resultados del análisis de tormentas extremas en Tijuana durante el período de 1950-2000, concluyendo como en los años con condiciones neutrales de El Niño, el JSS no se encuentra desplazado ni al norte o sur (años Niña y Niño respectivamente) viajando en niveles superiores alrededor de los 30°N llevando al PE a las costas de BC y California. Las tormentas intensas en BC en años donde no había Niño eran causadas por PE (como fue el año de 1993 aquí estudiado).

²Utilizada para monitoreo marítimo

1.2. El Pineapple express

El término de PE surgió hace apenas 10 años en el campo de la meteorología, cuando Michael D Dettinger (2004) reportó las tormentas invernales en el periodo de 1948-1999 que afectaron a la costa de Norteamérica, las cuales provenían del Océano Pacífico, resultado del eventos de RA. Dado que en la mayoría de los casos la trayectoria del RA iniciaba cerca de las islas de Hawaii, y la humedad que transportaba era benéfica para la cosecha de la piña, Dettinger bautizó como “Pineapple Express” a los RA del Océano Pacífico norte.

El interés por el estudio de PE surgió desde entonces, así que diversos artículos fueron publicados detallando fuertes eventos de PE que habían ocurrido en el pasado, por ejemplo: En 2004, Michael Dettinger en su estudio de las tormentas invernales causadas por PE entre 1948 y 1999, encontró que se formaron un poco más de 200 eventos que llegaron a diferentes puntos de toda la costa de Norteamérica en latitudes medias, concentrándose los eventos entre los meses de octubre y abril, siendo los meses de enero y febrero cuando se generan más PE.

En 2012 la NOAA instaló sensores en una estación en el estado de California para el monitoreo continuo del PE³, donde se proporciona información de los pormenores de los RA; al igual que imágenes en tiempo real de las observaciones del evento y un pronóstico de 7 días con el modelo GFS (*Global Forecast System*), mostrando imágenes de agua precipitable y del flujo de vapor de agua.

En este trabajo se estudiarán seis de los eventos de PE que han impactado en BC, cuantificando los procesos involucrados en la ecuación de conservación de vapor de agua. Los cálculos se harán en seis eventos ocurridos desde 1950 a la fecha (Ver Tabla I), donde la integral del flujo de humedad haya sido mayor a $500kgm^{-1}s^{-1}$, escogidos del reporte de Michael D. Dettinger, F. Marty Ralph, Tapash Das, Paul J. Neiman y Daniel R. Cayan publicado en 2011, donde reportaron 362 tormentas de PE en el período 1949 a 2008; los eventos de PE que llegaron a BC entre la latitud de $30^{\circ}N-32.5^{\circ}N$, reportados en estos informes en el período antes mencionado fueron en su mayoría los meses de noviembre a febrero, equivalentes al 6% del total de PE reportados, tomando en cuenta que el evento de PE en BC ocurrido en enero de 1980 fue el tercer evento más intenso, con un flujo promedio de $1079kgm^{-1}s^{-1}$ de vapor de agua. Si se cumplen los escenarios que proyectan Michael D. Dettinger en 2011 y en 2013 junto con B. Lynn Ingram, el aumento en la frecuencia anual y duración de los RA será una preocupación para un futuro no muy lejano, por lo que las investigaciones de estos eventos son de gran importancia.

³<http://www.esrl.noaa.gov/pad/atmrivers>

1.3. Zona de estudio

La primera capa de la atmósfera, la troposfera, concentra alrededor del 90 % de la masa de los todos los gases que conforman la atmósfera Terrestre, junto con el 99 % del vapor de agua en el aire. Uno de los procesos en los que se distribuye el contenido de vapor de agua de un lugar a otro es mediante los RA. Los seis eventos de PE elegidos para su estudio son escogidos con el criterio de que la trayectoria final del RA terminó en la costa noroeste del territorio mexicano.

México se ubica en el trópico entre los océanos Pacífico y Atlántico, limitado en el Sur a los $14^{\circ}30'N$ y en el Norte a los $32^{\circ}43'N$ de latitud. El norte del país se caracteriza por su clima seco, con poca precipitación en comparación con el sur del país. De acuerdo a los datos de CONAGUA en 2013, el estado de Tabasco fue la entidad con mayor precipitación anual, registró 2351.4mm de lluvia y por el otro lado, en BC la precipitación acumulado sumó 181.5mm de lluvia en todo el año. Haciendo una mejor comparación, en el municipio de Villahermosa, Tabasco, se han registrado en promedio más de 160 días de lluvia, en su mayoría intensas en todo un año, contrastando con Mexicali, BC donde se han llegado a solo 15 días de lluvia de menor abundancia en un solo año.

El análisis al final del PE se apoyará en datos observados de precipitación en el estado de BC, el cual se ve afectado con inundaciones, recabadas por diversas estaciones meteorológicas, de las cuales se escogieron 3 para la discusión de los resultados.

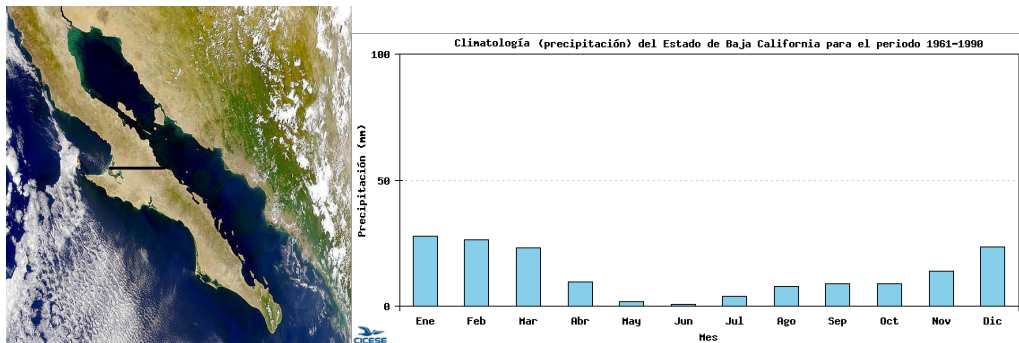


Figura 1.3: Baja California, región de estudio (izquierda). Climatología de la precipitación mensual (mm) de BC, período 1961-1990 (derecha)

Baja California se ubica a una latitud de $32^{\circ}43'N$ en la frontera noroeste; al sur se extiende a una latitud de $30^{\circ}52'N$; al este a una longitud de $114^{\circ}43'W$ y al oeste hasta los $115^{\circ}56'W$ de longitud. La región presenta dos grandes zonas climáticas: al noreste el clima es extremo mediterráneo semiárido y ocurren escasas lluvias durante todo el año. En la parte noroeste, por la influencia de las masas de aire

marítimas provenientes del Pacífico se forma un clima mediterráneo, con temperaturas templadas la mayor parte del año. Las lluvias de invierno son las que gobiernan la zona con una precipitación anual aproximada de 200mm.

El norte del estado coincide con la franja de altas presiones tropicales (alrededor de los $30^{\circ}N$), cuya posición varía de acuerdo a la dinámica de la celda de *Hadley*, donde por lo general los vientos alisios en el hemisferio norte, viajan de las zonas de alta presión en el trópico hacia las de baja presión en el Ecuador con dirección este-oeste, convergiendo en la ITCZ, la cual varía de acuerdo al mes del año entre los $10^{\circ}N$ y $10^{\circ}S$ de latitud, en los meses de julio y enero, respectivamente. La ITCZ se caracteriza por fuertes flujos verticales, e intensas convecciones de aire caliente.

En el Océano Pacífico, los vientos húmedos que convergen en la superficie del mar divergen en altura con una trayectoria meridional, llamada la circulación de *Walker*, al ascender el vapor de agua en el aire se condensa y forma grandes nubes del tipo *cummulo nimbus* las cuales viajan y precipitan meridionalmente hacia el oriente y occidente. Los límites de la ITCZ se ven acotados por la circulación de *Hadley* tropical; donde la convergencia de viento alrededor de la zona ecuatorial genera un flujo vertical de aire, el cual en altura viaja hacia los polos en dirección oeste-este en el hemisferio norte, subsidiendo en los trópicos, alrededor de los $30^{\circ}N$ y $30^{\circ}S$, donde se ve obligado a descender al encontrarse con el viento polar. Al descender los vientos y llegar a nivel superficial, se genera un flujo que viaja con dirección este-oeste hacia el Ecuador, donde el aire se calienta y por convección ascienden y cierran la circulación de la celda *Hadley* tropical, estos vientos son conocidos como los vientos alisios. La zona de subsidencia tropical varía de acuerdo a la estación, oscilando entre los $0^{\circ} - 15^{\circ}$ norte o sur; en los meses de junio a agosto, la ITCZ se ve desplazada al hemisferio norte, de diciembre a febrero se desplaza al hemisferio sur.

1.4. Eventos de PE

Los PE son tormentas invernales, las cuales son mas frecuentes en enero y febrero pero son comunes entre los meses de octubre a abril. Por lo general es muy raro que se presenten RA entre los meses de mayo a septiembre, se ha tenido raras formaciones en estos años. Dettinger (2011) utiliza campos atmosféricos de reanálisis de NCAR/NCEP desde 1948 a 2008 para obtener las fechas en que se registraron flujos de vapor de agua mayores a $500kgm^{-1}s^{-1}$ entre las latitudes de $30^{\circ}N - 52.5^{\circ}N$ cada 2.5° , de los cuales se escogieron los eventos que llegaron a la costa a $30^{\circ}N$ y $32.5^{\circ}N$ de latitud, de estas tormentas se identificaron cuales fueron debidas a un PE, de los cuales se seleccionaron cinco eventos donde el transporte fue máximo, mas una ultima fecha en diciembre de 2010. Dichas fechas se presentan en la tabla 1.1, junto con el flujo máximo en los PE de acuerdo a Dettinger (2011)

Tabla 1. Eventos intensos de lluvia en Baja California en el período de 1948 a 2010 seleccionados de entre los más intensos de la región. Los valores del flujo de vapor transportado por los cinco PE fueron calculados por [8], a excepción del flujo de 2010.

Año	Mes	Día	Flujo [$kgm^{-1}s^{-1}$]	Año	Mes	Día	Flujo [$kgm^{-1}s^{-1}$]
1951	12	28	650	1980	02	14	769
1965	11	22	570	1993	01	05	566
1980	01	11	1079	2010	12	21	—

1.5. Ecuación de conservación de vapor de agua

La ecuación que representa como se conserva de vapor de agua en la atmósfera servirá de herramienta para tener una aproximación cuantitativa de como cambia la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, dependiendo de cuanto vapor es adherido a la atmósfera por evaporación y cuanto de eso se condensa formando nubes con potencial de precipitar, cuanta de esa humedad es transportada por el viento durante seis de los eventos de RA que han llegado BC desde 1950 a la fecha y causaron precipitación extrema e inundaciones. De esta manera la ecuación de conservación de vapor de agua puede expresarse como la suma del cambio del agua precipitable en una columna, más la suma de la divergencia del flujo total, más las fuentes de vapor debida a la turbulencia del flujo. Se toma la siguiente expresión dada por J. Adem en 1968:

$$\overline{g_5} = \frac{\partial}{\partial t}(\overline{\rho * q}) + \nabla_T \cdot (\overline{V_T \rho * q} + \overline{\rho * V_T' q'}) \quad (1.1)$$

La barra sobre cada término representa un promedio en el tiempo y los términos primados son las desviaciones de los valores promedio que representan los flujos turbulentos que suceden en una escala corta de tiempo (apéndice 2). La suma de los procesos conservativos es representada por la variable g_5 , propuesta por Adem para aproximar la tasa a la cual el vapor de agua se pierde por condensación en un volumen de atmósfera con densidad ρ , promediados en un período de tiempo t . La humedad específica q es la cantidad de vapor de agua contenida en una masa de aire medida en gramos de vapor de agua contenido por kilogramo de aire húmedo [gkg^{-1}], para saber como es advectado el contenido de vapor se multiplica por el vector de viento total V_T [$mseg^{-1}$] con tres direcciones zonal (u), meridional (v) y vertical (w). La divergencia de la advección se modela con el uso del operador gradiente tridimensional ∇_T .

Capítulo 2

Metodología

2.1. Forma paramétrica de la ecuación de conservación de vapor de agua integrada

El balance del vapor de agua contenido en una porción de atmósfera se aproxima integrando la ecuación (1.1) desde la superficie h_0 hasta una altura h (donde el transporte de vapor de agua sea significativo, que es aproximadamente hasta $5km$ por arriba de la superficie):

$$\begin{aligned} \int_{h_0}^h \bar{g}_5 dz &= \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho q}) dz + \int_{h_0}^h \nabla_T (\bar{V}_T \bar{\rho q}) dz + \int_{h_0}^h \nabla_T (\bar{\rho V'_T q'}) dz \\ &= \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho q}) dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho q u}) dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho q v}) dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho q w}) dz \\ &\quad + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho q' u'}) dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho q' v'}) dz + \int_{h_0}^h \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho q' w'}) dz \end{aligned} \quad (2.1)$$

La integral de g_5 , es decir la tasa en la que el vapor se condensa dentro una columna de atmósfera, es proporcional al calor latente que libera el vapor al condensarse en gotas de agua, es decir, $\int_{h_0}^h \bar{g}_5 dz = -\frac{G_5}{L}$ [Julián Adem (1968)] donde, $L = 2.44 \times 10^6 Jkg^{-1}$ es el calor latente de evaporación (considerado constante) y el término G_5 (ver apéndice 3) es el calor latente que gana la atmósfera por condensación, la liberación de calor latente del vapor condensado se correlaciona con la formación de nubes, las cuales tienen potencial para precipitar. El monitoreo del calor latente liberado en la formación de nubes es otra herramienta que puede utilizarse para el monitoreo y pronóstico de precipitación.

Integrando la ecuación (2.1) respecto a niveles de presión, considerando que la parcela de se mantiene en equilibrio hidrostático $dz = -\frac{dp}{\rho g}$ además de que es más significativo el transporte de humedad horizontal que el vertical. Los términos de flujo vertical y flujo turbulento vertical se derivan e integran en la vertical, por lo que por el teorema fundamental del cálculo, es igual a evaluar la derivada total de los flujos en los límites de la integral definidos en la capa del RA. La ecuación (2.1) se convierte en:

$$\begin{aligned}
-\frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \bar{g}_5 dp &= -\frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{\rho q}) dp - \frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho q u}) dp \\
&- \frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho q v}) dp + (\bar{\rho q w})_{h_0}^h - \frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho q' u'}) dp \\
&- \frac{1}{\rho g} \int_{niv_0}^{niv} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho q' v'}) dp + (\bar{\rho q' w'})_{h_0}^h
\end{aligned} \tag{2.2}$$

Como $niv_0 > niv$ ($niv_0 = 1000mb$, $niv = 400mb$) es conveniente invertir los límites de integración por $-\int_{niv_0}^{niv} = \int_{niv}^{niv_0}$, y densidad del aire ρ es multiplicada por su inverso multiplicativo ($\rho \left(\frac{1}{\rho}\right) = 1$), haciendo las variables independientes de la densidad, con excepción de los flujos verticales. Considerando también que los datos se presentan en superficies isobáricas, el valor de los términos verticales evaluados en altura, son iguales al valor de los datos evaluados en niveles de presión $(\)_{h_0}^h = (\)_{niv_0}^{niv}$. El flujo turbulento vertical dado por la evaporación, es máximo sobre la superficie del océano, en niveles superiores la cantidad de agua que se evapora es despreciable, por lo que la evaporación se evalúa solo en niv_0 . Sustituyendo lo anterior en la ecuación (2.2):

$$\begin{aligned}
\frac{1}{\rho g} \int_{niv}^{niv_0} \bar{g}_5 dp &= \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{q}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{qu}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{qv}) dp \\
&+ \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{q'u'}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{q'v'}) dp - (\bar{\rho qw})_{niv}^{niv_0} - (\bar{\rho q'w'})_{niv}^{niv_0} \quad (2.3) \\
&= \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{q}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{qu}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{qv}) dp + \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{q'u'}) dp \\
&+ \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{q'v'}) dp - (\bar{\rho qw})_{niv} + (\bar{\rho qw})_{niv_0} + (\bar{\rho q'w'})_{niv_0}
\end{aligned}$$

2.2. Transporte vertical

Para el cómputo del flujo divergente vertical, se necesita conocer el vector de viento vertical w , el cual no son producto de reanálisis, por lo que el valor de w se aproxima si se le relaciona con el cambio de la presión en el tiempo, utilizando los valores de la variable que representa la derivada material de la presión atmosférica ω :

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.4)$$

La ecuación anterior se puede simplificar si se considera que en la atmósfera, los cambios de presión son mayores en altura que en dirección horizontal. Si dicho volumen se encuentra en equilibrio hidrostático, $\left(\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g\right)$, ω puede aproximarse a:

$$\omega \approx w \frac{\partial p}{\partial z} \approx -\rho g w$$

despejando w :

$$w \approx -\frac{\omega}{\rho g} \quad (2.5)$$

El término que considera la divergencia vertical en la ecuación de conservación se calcula en función de ω sustituyendo la expresión anterior como sigue:

$$(\overline{\rho q w})_{niv}^{niv_0} \approx -\frac{1}{g} (\overline{q \cdot \omega})_{niv}^{niv_0}$$

2.3. Divergencia del flujo turbulento

Los términos primados consideran la fluctuación del promedio del flujo horizontal y vertical, los cuales representan la turbulencia horizontal causada por el choque de masas de aire y la evaporación de la superficie del océano por el calentamiento de la superficie durante el día, así como la turbulencia resultante del cizallamiento en la interacción de las masas de aire, dicha turbulencia se refleja en los datos al calcular la desviación de los valores promedio de los flujos divergentes. Los flujos turbulentos pueden ser de origen térmico o mecánico [José P. Peixoto y Abraham H. Oort (1992)], el primero es resultado del calentamiento por la superficie oceánica (evaporación) provocando convección natural, el segundo es resultado del arrastre del viento en superficie. El flujo turbulento es una propiedad del flujo y no del fluido jugando un papel importante en el intercambio de masa, calor y momento (J. P. Peixoto y A.H. Oort 1992). Por la dificultad que implica calcular la desviación de los valores promedio cuando se tienen 4 datos diarios y el evento dura solo unos cuantos días, este valor se aproxima con las ecuaciones paramétricas descritas a continuación.

2.3.1. Difusión horizontal del vapor de agua

Por similitud a la parametrización del flujo turbulento vertical de vapor de agua (apéndice 4), se hace la suposición de que el transporte turbulento horizontal puede determinarse con la siguiente ecuación paramétrica:

$$\overline{q'V_H'} = -K_E \nabla_H \bar{q} \quad (2.6)$$

donde K_E es el coeficiente de intercambio turbulento horizontal.

Completando la parametrización del flujo turbulento horizontal, se calcula la divergencia del mismo, por lo tanto usando 2.6 se obtiene la siguiente expresión:

$$\nabla (\overline{q'V_H'}) = -K_E \nabla^2 \bar{q} = -K_E \left(\frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial y^2} \right) \quad (2.7)$$

En el cálculo del transporte turbulento horizontal de humedad se utiliza esta última caracterización considerando el valor del coeficiente de intercambio del orden de $4.1 \times 10^4 m^2 seg^{-1}$, obtenido como un residual de la ecuación de conservación de

vapor de agua. Para dicho cálculo, en la ecuación 2.3, el valor de la integral de g_5 se aproxima con la precipitación diaria acumulada (proporcionados por NCEP), bajo la suposición de que la tasa a la que el vapor se condensa es igual a la tasa a la que se forman nubes, las cuales pueden llegar a precipitar. Se sustituyó el valor de la precipitación por el g_5 en aquellos puntos donde existió condensación y los datos muestran que , al mismo tiempo condensación y precipitación.

2.3.2. Difusión vertical del vapor de agua

El flujo turbulento vertical se debe principalmente por el intercambio de materia entre el océano y la atmósfera por el proceso de evaporación del agua de mar, principalmente por el calentamiento debido a la radiación solar que llega al Ecuador y los trópicos. El proceso puede aproximarse con la siguiente ecuación [V.M. Mendoza *et. al* 2005] :

$$E = \left(\overline{\rho q' w'} \right)_{niv_0} = \frac{0.622}{p_a} C_E |V_a| [0.981 e_s(T_s) - RH_a e_s(T_a)] \quad (2.8)$$

Las variables con subíndice a indican que son valores medidas sobre la superficie del mar y el subíndice s son medidos en la superficie del mar. La cantidad de agua que se evapora de los océanos depende del arrastre del viento en superficie $|V_a|$, de la presión parcial del vapor de saturación $e_s(T_s)$ a la temperatura de la superficie del mar T_s , de la presión parcial del vapor saturado $e_s(T_a)$ a una temperatura del aire en superficie T_a y de la humedad relativa del aire a nivel del mar RH_a . Para efectos prácticos en los cálculos, T_s se aproxima a T_a haciendo que $[0.981 e_s(T_s) - RH_a e_s(T_a)] = e_s(T_a) [0.981 - RH_a]$. El coeficiente de transporte turbulento del vertical del calor latente C_E no es constante, varía de acuerdo al número de Richardson (Ri) (apéndice 5), el cual se relaciona con el cizallamiento vertical del fluido.

La fidelidad de la aproximación anterior se discute más adelante en los resultados (ver sección 3.6). La aproximación para el cálculo de la evaporación es:

$$E = \frac{0.622}{p_a} C_E |V_a| e_s(T_a) (0.981 - RH_a)$$

Donde la parametrización de C_E y la presión de vapor de saturación $e_s(T_a)$ se explican en el apéndice 5. Sustituyendo ambos términos se obtiene la ecuación paramétrica para la evaporación en la superficie del mar.

$$E = \left\{ C_E \frac{0.622}{p_a} |V_a| (0.981 - RH_a) \left[6.1078 \cdot \exp \left(\frac{17.27(T_a - 273.6)}{T_a - 35.86} \right) \right] \right\} \quad (2.9)$$

2.4. Esquemas numéricos

En esta sección se utilizarán los métodos numéricos [F.Messenger, A. Arakawa (1976)] para resolución de las ecuaciones diferenciales e integrales necesarios para evaluar la ecuación de conservación de vapor de agua en la atmósfera. En el apéndice 6 puede consultarse la aproximación por series de Taylor utilizada para el cómputo de la ecuación 2.3. El intervalo para calcular la derivada temporal es $\Delta t = 6hr$, en un período de 2 o 3 días. Las derivadas espaciales se calculan para una malla rectangular de datos con longitud y latitud de 144×73 puntos, separados cada $\Delta x \approx \Delta y \approx 277km$.

Las derivadas parciales en tiempo y espacio se calculan utilizando un esquema de diferencias centradas (apéndice 6) tal como se muestra a continuación:

$$\begin{aligned}
\frac{1}{\rho g} \int_{niv}^{niv_0} \overline{g_5} dp &= \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\overline{q_{i,j}^{n+1}} - \overline{q_{i,j}^{n-1}}}{2\Delta t} dp \\
+ \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\overline{q_{i+1,j}^n u_{i+1,j}^n} - \overline{q_{i-1,j}^n u_{i-1,j}^n}}{2\Delta x} dp &+ \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\overline{q_{i,j+1}^n v_{i,j+1}^n} - \overline{q_{i,j-1}^n v_{i,j-1}^n}}{2\Delta y} dp \\
- \left(\frac{K_E}{g} \frac{\overline{q_{i-1,j}^n - 2q_{i,j}^n + q_{i+1,j}^n}}{(\Delta x)^2} + \frac{K_E}{g} \frac{\overline{q_{i,j-1}^n - 2q_{i,j}^n + q_{i,j+1}^n}}{(\Delta y)^2} \right) &+ \dots \quad (2.10)
\end{aligned}$$

Considerando que $\Delta x = \Delta y$, se sustituye lo anterior y se factorizan los términos comunes:

$$\begin{aligned}
\frac{1}{\rho g} \int_{niv}^{niv_0} \overline{g_{5(i,j)}^n} dp &= \frac{1}{g} \int_{niv}^{niv_0} \frac{\overline{q_{i,j}^{n+1}} - \overline{q_{i,j}^{n-1}}}{2\Delta t} dp \\
+ \frac{1}{2g\Delta x} \int_{niv}^{niv_0} \left(\overline{q_{i+1,j}^n u_{i+1,j}^n} - \overline{q_{i-1,j}^n u_{i-1,j}^n} + \overline{q_{i,j+1}^n v_{i,j+1}^n} - \overline{q_{i,j-1}^n v_{i,j-1}^n} \right) dp \\
- \frac{K_E}{g(\Delta x)^2} \int_{niv}^{niv_0} \left(-4\overline{q_{i,j}^n} + \overline{q_{i-1,j}^n} + \overline{q_{i+1,j}^n} + \overline{q_{i,j-1}^n} + \overline{q_{i,j+1}^n} \right) dp &- \frac{1}{g} \left(\overline{q_{i,j}^n w_{i,j}^n} \right)_{niv_0}^{niv}
\end{aligned}$$

$$+ LC_{E(i,j)}^n \frac{0.622}{niv_{0(i,j)}^n} \left(|V_{i,j}^n|_{niv_0} \right) e(T_0)_{i,j}^n \left[0.981 - (RH_{i,j}^n)_s \right] \quad (2.11)$$

El cómputo de las integrales se realiza utilizando la aproximación por sumas de Riemann (apéndice 7), para finalmente tener la parametrización final como sigue:

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\rho g} \sum_{n=niv}^{niv_0} \left(\overline{g_{5(i,j)}^n} \right)_n \Delta p = \frac{1}{g} \sum_{n=niv}^{niv_0} \left(\frac{\overline{q_{i,j}^{n+1} - q_{i,j}^{n-1}}}{2\Delta t} \right)_n \Delta p \\ & + \frac{1}{2g\Delta x} \sum_{n=niv}^{niv_0} \left(\overline{q_{i+1,j}^n u_{i+1,j}^n} - \overline{q_{i-1,j}^n u_{i-1,j}^n} + \overline{q_{i,j+1}^n v_{i,j+1}^n} - \overline{q_{i,j-1}^n v_{i,j-1}^n} \right)_n \Delta p \\ & - \frac{K_E}{g(\Delta x)^2} \sum_{n=niv}^{niv_0} \left(\overline{-4q_{i,j}^n + q_{i-1,j}^n + q_{i+1,j}^n + q_{i,j-1}^n + q_{i,j+1}^n} \right)_n \Delta p - \frac{1}{g} \left(\overline{q_{i,j}^n w_{i,j}^n} \right)_{niv}^{niv_0} \\ & + LC_{E(i,j)}^n \frac{0.622}{niv_{0(i,j)}^n} \left(|V_{i,j}^n|_{niv_0} \right) e(T_0)_{i,j}^n \left[(0.981) - (RH_{i,j}^n)_s \right] \quad (2.12) \end{aligned}$$

Capítulo 3

Resultados

A continuación se presentan los resultados obtenidos al cuantificar individualmente cada término que conforma la ecuación (1.1). Para el cómputo de dicha ecuación se utilizaron variables atmosféricas en varios niveles, dichos fueron tomados de la página del NOAA [31] (apéndice 1). Para la integración se toman puntos discretos en la trayectoria del RA, ya que es preferible no considerar de naturaleza Euleriana del flujo en el RA (Ralph, et al., 2011), el análisis Lagrangiano describe mejor al fenómeno, por lo que con este enfoque se obtiene una mejor cuantificación de cada proceso del transporte de vapor. La integración se hace en columnas verticales desde la base del PE a un nivel de presión inicial $niv_0 = 1000mb$ hasta la parte superior del RA en $niv = 400mb$ para todos los eventos, siendo estos niveles donde se concentra casi todo el vapor de agua [Ralph y Neiman (2005)].

Las figuras 3.1.a a la 3.1.f se muestran la gráfica en la vertical del la magnitud del viento V_H y q en tres secciones transversales de la trayectoria del PE (ver fig. 3.2) [al inicio del PE ($110^\circ O-130^\circ O$), cerca de Hawaii, a la mitad ($125^\circ O-145^\circ O$), entre Hawaii y Norteamérica y al final ($140^\circ O-160^\circ O$), cerca de la costa de Norteamérica], apreciando los gradientes que forman estas variables de 1000 a 300mb, normalmente q es máxima en niveles bajos, concentrándose la mayoría de la humedad en los primeros 3 kilómetros sobre la superficie. En eventos de PE, el frente frío polar obliga al aire cálido y húmedo a ascender hasta los 500 o 400mb. En un análisis vertical, la magnitud y dirección del V_H en los RA depende de los frentes presentes en la zona de subsidencia de las Celdas de Hadley y Ferrel, asociándose con el JSS de niveles superiores para que el PE siga la trayectoria en la superficie igual a la del JSS . Por lo que la variabilidad climática debido a forzantes como el ENSO o la MJO afectan al desplazamiento al norte o al sur del JSS , lo cual repercute en la trayectoria que tome el PE hacia la costa. Los años con condiciones de No-ENSO resultan ser donde se ve más afectada la costa de BC con la llegada de PE. [Cavazos y Rivas (2004)]

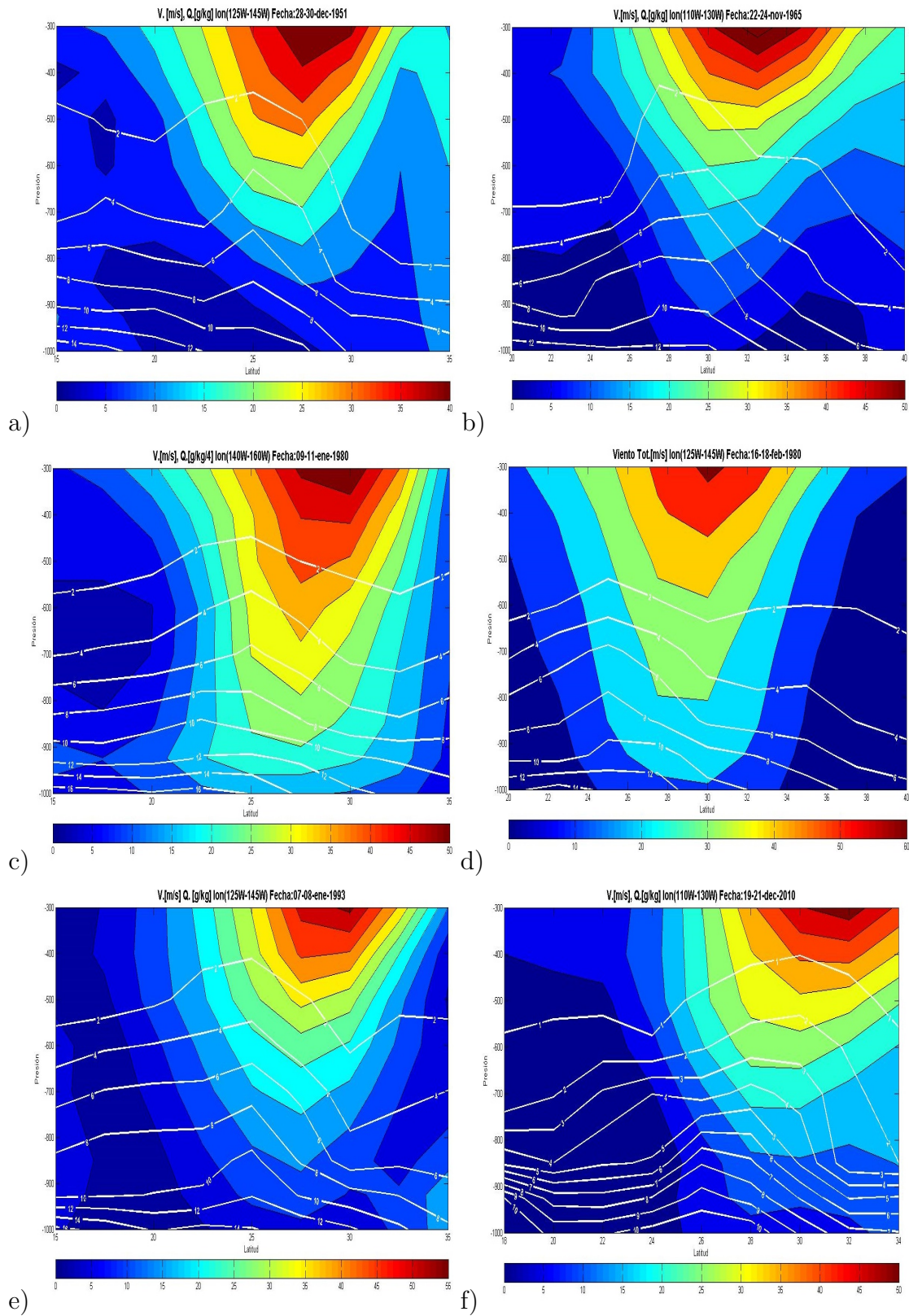


Figura 3.1: Imágenes de magnitud de viento horizontal [$m s^{-1}$] (color) y humedad específica [$g kg^{-1}$] (líneas) en secciones transversales del PE (lon.110-130°O-lat.25-45°N), (lon.125-145°O-lat.20-40°N) y (lon.140-160°O-lat.15-35°N).

La evaporación solamente se calcula en la superficie, ya que en niveles superiores la evaporación es despreciable. Los horarios 00, 06, 12 y 18Z de los datos utilizados son de acuerdo a la hora universal (UTC); la hora local en BC se puede saber restando 8 horas a la hora universal, 16 y 22hr del día anterior, 4 y 10hr respectivamente. En el análisis a continuación se referirán los datos a la hora universal. Las iniciales C y A en las imágenes de las secciones siguientes indican circulación Ciclónica y Anticiclónica respectivamente.

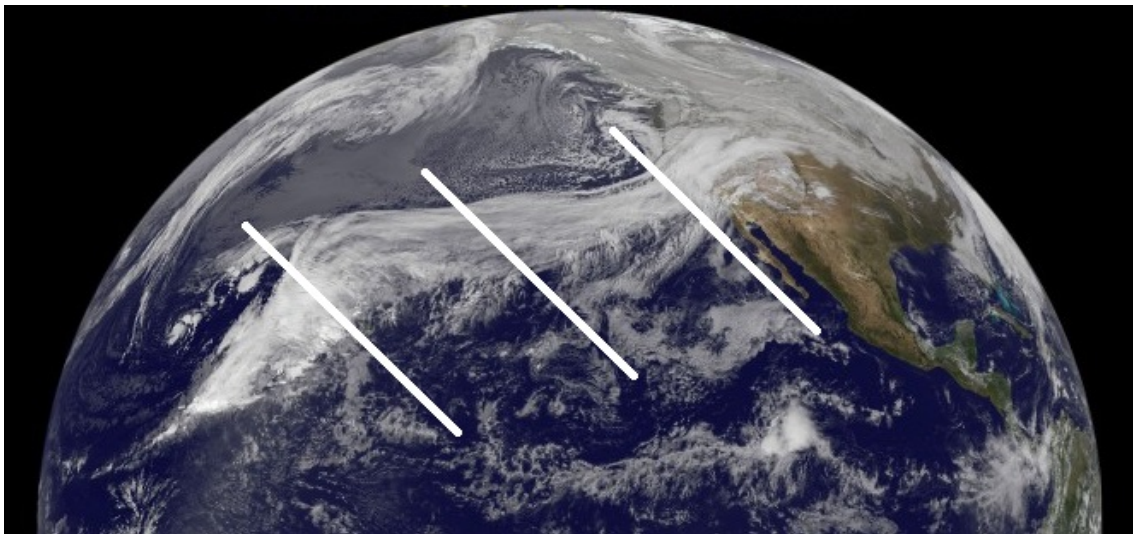


Figura 3.2: Ilustración de la posición a la que fueron hechos los cortes transversales para las figuras 3.1.

3.1. Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación

Un evento de PE transporta grandes cantidades de vapor de agua, este flujo de vapor cambia durante el camino, aumentando al ganar vapor por evaporación del océano o disminuyendo por condensación del vapor formando nubes, las cuales tienden a precipitar ya sea sobre el océano o el continente. La aproximación para cuantificar la tasa a la que el vapor de agua se condensa se hizo calculando g_5 integrado en una columna de la superficie hasta un nivel p . Al condensarse las gotas de agua ceden el calor latente que contienen, por lo que g_5 evaluado en una columna de atmósfera es directamente proporcional a la tasa a la cual el calor latente es cedido en la parcela de aire representada por el término G_5 . Esta comparación sirve de herramienta para detectar la tasa de formación de nubes en eventos de esta naturaleza, con el fin de ayudar al monitoreo de la tormenta y pronóstico de precipitación:

$$-\frac{1}{\rho g} \int_{niv}^{nivo} g_5 dp = -\frac{G_5}{L} \quad (3.1)$$

El resultado del cómputo de la ecuación anterior en los seis eventos examinados en este trabajo se muestran a continuación. En enero de 1980 y 1993 (fig. 3.4 y 3.6), se registraron las tormentas más intensas. En estos eventos se calculó que la cantidad de vapor que condensó tuvo un máximo de $200 \text{kgm}^{-2} \text{dia}^{-1}$ y $120 \text{kgm}^{-2} \text{dia}^{-1}$, respectivamente (figs. 3.5 y 3.7). El alto contenido de humedad transportado en el PE causó lluvias sobre el océano de alrededor de $80 \text{kgm}^{-2} \text{dia}^{-1}$ (fig. 4.3.a y 4.5.a) en ambos casos. Las estaciones meteorológicas en BC (fig. 4.3.b, y 4.5.b), registraron precipitación en la costa de BC de 100mm y 120mm respectivamente.

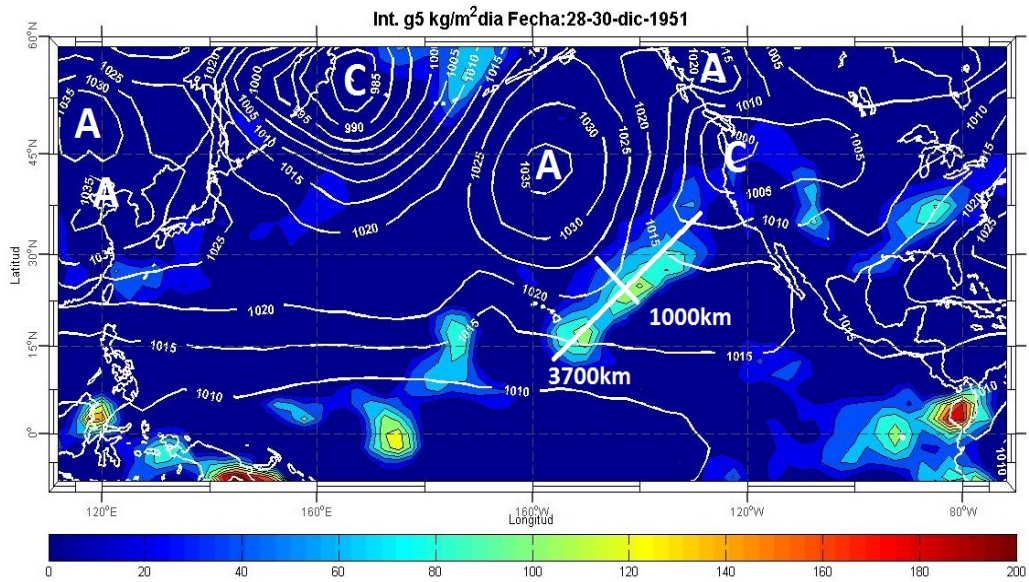


Figura 3.3: Tasa de pérdida de calor latente por condensación $-G_5/L$ [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 28 al 30 de diciembre de 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].

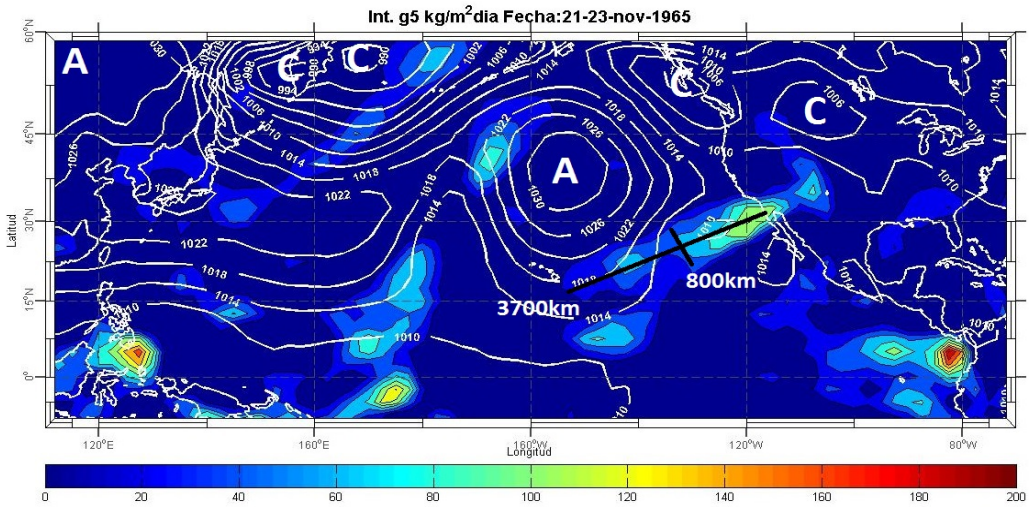


Figura 3.4: Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 21 al 23 de noviembre de 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].

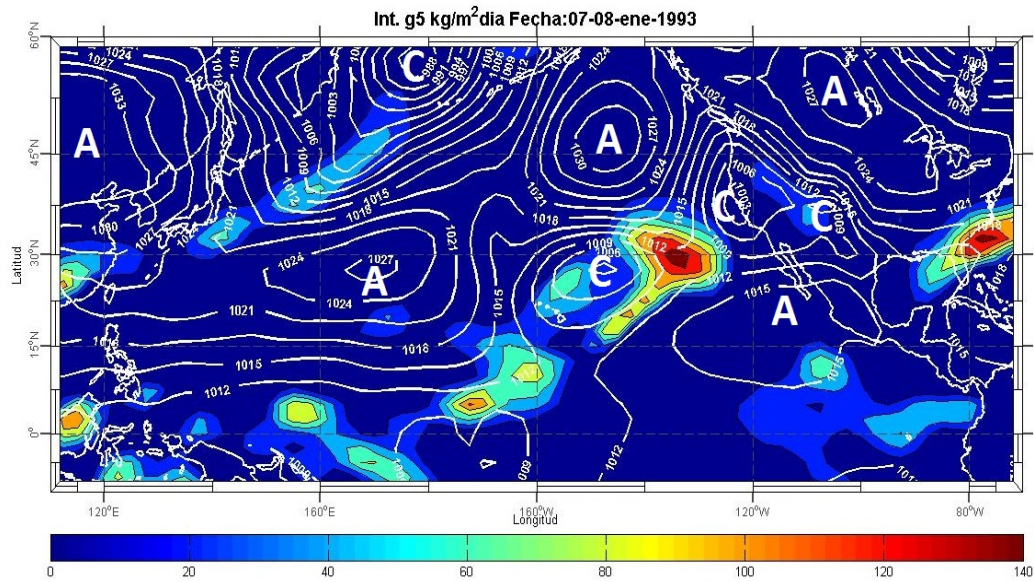


Figura 3.7: Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$] calculado del 7 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb].

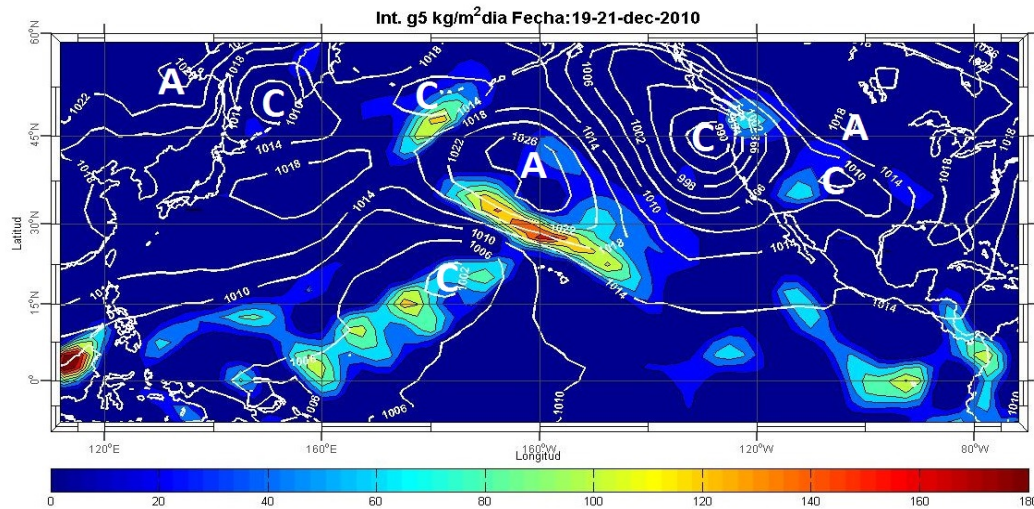


Figura 3.8: Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$] calculado del 19 al 21 de diciembre de 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].

En febrero de 1980 (fig. 3.6) la tasa de condensación del vapor tuvo un máximo de $180\ kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$ en el centro del ciclón con el que interactuó el PE, donde, de acuerdo con la precipitación observada sobre el océano (fig. 4.4.a) fue de $30\ kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$ en ese punto, mucho menor que en los casos de enero de 1980 y 1993, aunque los datos

de estación meteorológica (2865) de Santo Tomás, registró entre los días 16 al 18 de febrero precipitación acumulada de $130mm$.

En diciembre de 2010 (fig.3.8) el PE tuvo un valor máximo en su trayectoria de $100kgm^{-2}dia^{-1}$, registrándose 90mm de lluvia acumulada entre los días 19 y 21 en la estación (2077) de La Misión (fig. 4.6).

3.2. Cambio del contenido de agua precipitable

La variación del contenido de vapor de agua en la atmósfera en un intervalo de tiempo se cuantifico con el cómputo de la derivada parcial de la humedad específica por unidad de volumen, con paso de tiempo cada 6 horas durante tres días en cinco de los eventos (solo el evento de 1993 fue para 2 días), integrado en toda una columna de aire a una presión $p = 400mb$.

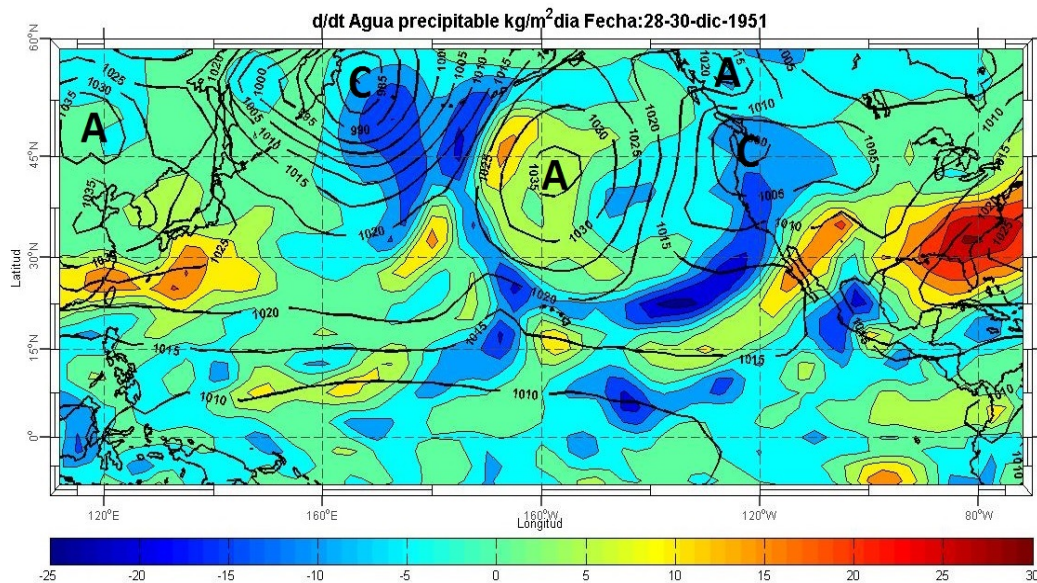


Figura 3.9: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2} \text{ día}^{-1}$] evaluada del 28 al 30 diciembre 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].

Los valores positivos y negativos del cálculo de este proceso (fig. 3.9 a la 3.14) indican un aumento o disminución del vapor contenido en una parcela de aire, respectivamente. Si el contenido de vapor aumenta en el tiempo, en cada punto de la malla, puede deberse por evaporación de la superficie del mar o de las nubes; en la frontera donde se encuentran las masas de aire tropicales y polares (separadas por la zona de subsidencia de las celdas de Hadley tropical y la de Ferrel) es común la acumulación de vapor en una columna de atmósfera debida a la convección del aire cálido y húmedo tropical que asciende a niveles superiores al encontrarse con aire frío polar, por lo que aumenta el vapor de agua en cada punto. Del lado del frente frío ocurre lo contrario, la divergencia del flujo de vapor reduce en cada punto el contenido de agua precipitable, además de que el aire subsidente suele ser seco, reduciendo la humedad del aire en cada punto.

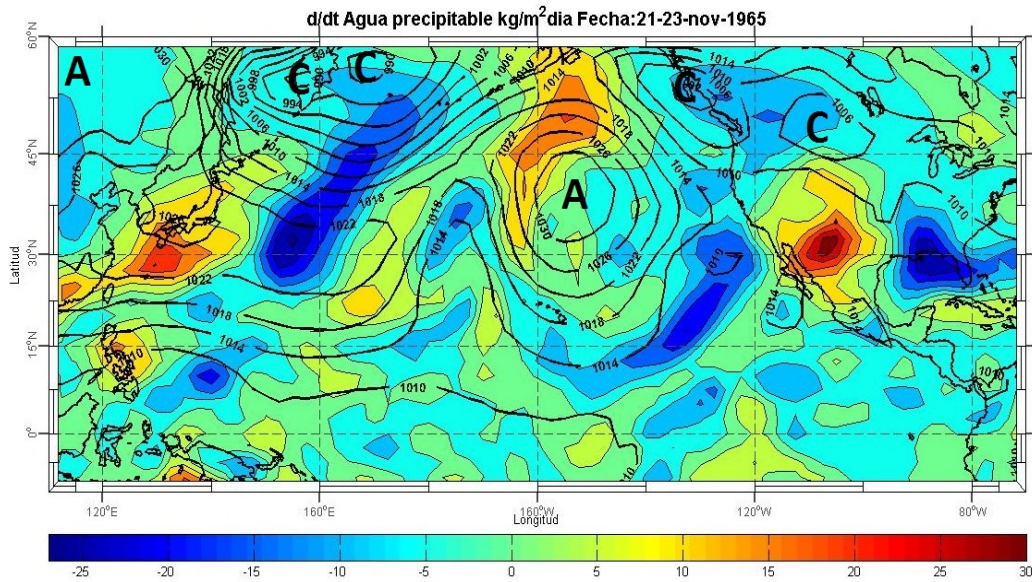


Figura 3.10: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 21 al 23 noviembre 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].

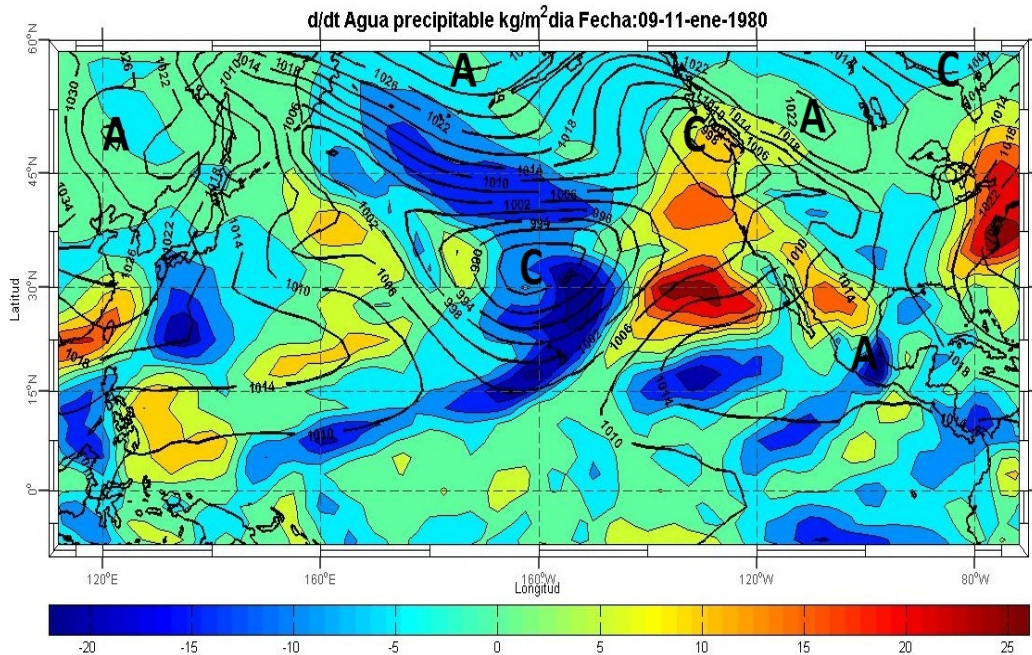


Figura 3.11: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 09 a 11 de enero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].

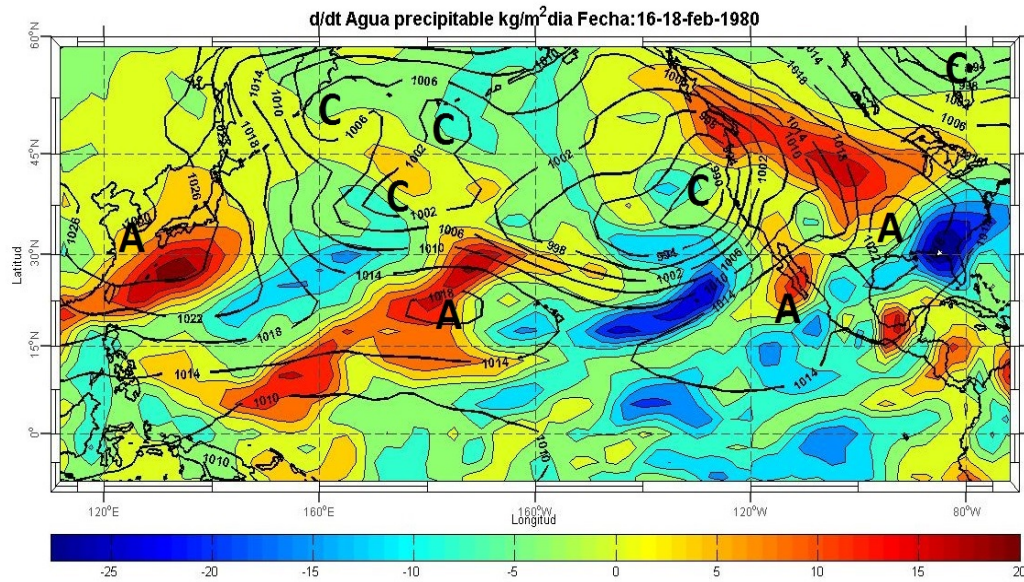


Figura 3.12: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 16 a 18 de febrero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].

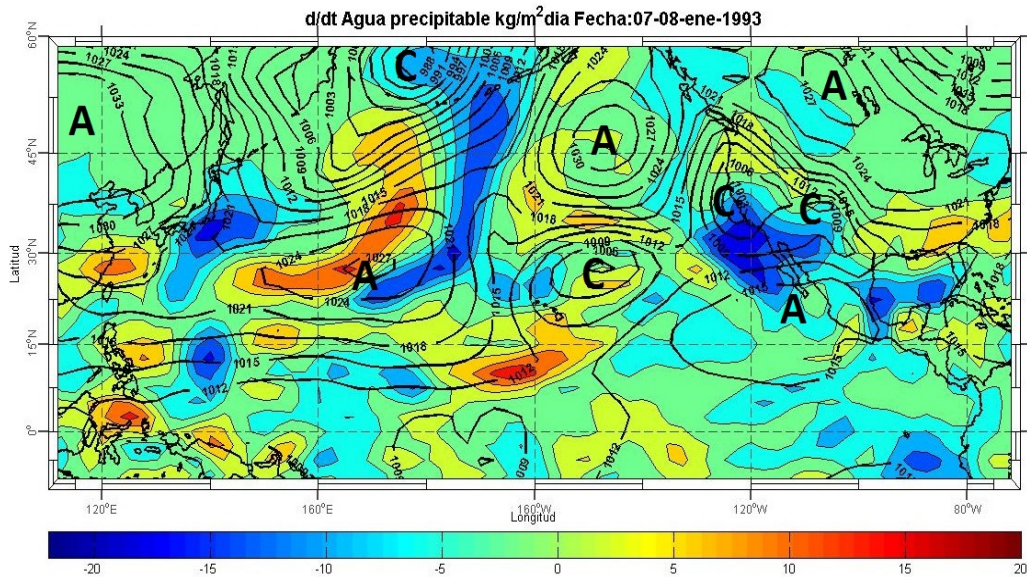


Figura 3.13: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 07 a 08 de enero 1993. Isobaras a nivel del mar [mb].

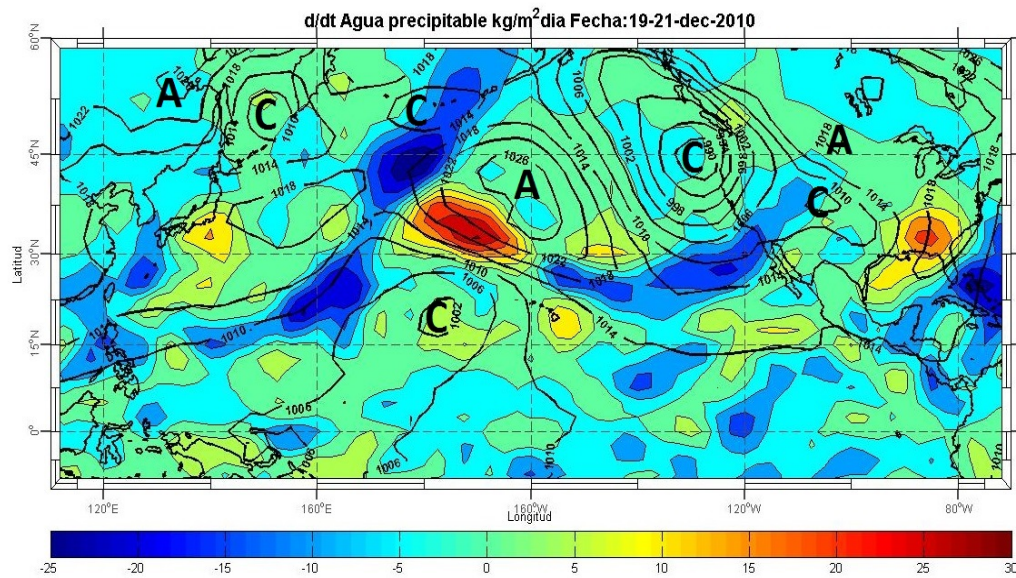


Figura 3.14: Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 19 al 21 de diciembre de 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].

El cálculo en los 6 eventos de PE (figs. 3.9-3.14), el cambio local del vapor aumentó y disminuyó con una magnitud que variaba entre los $\pm 20 - 25kgm^{-2}dia^{-1}$ alrededor del 10% del flujo divergente horizontal y un 25% del vapor condensado.

3.3. Divergencia del flujo horizontal de vapor de agua

Este es el término que más aporta a la ecuación de conservación de vapor de agua, se encarga de tomar en cuenta la divergencia del flujo de vapor de agua zonal y meridionalmente, el cual en estos seis eventos tuvieron una magnitud mayor a los $100\text{kgm}^{-2}\text{dia}$, durante 3 días (2 días para 1993).

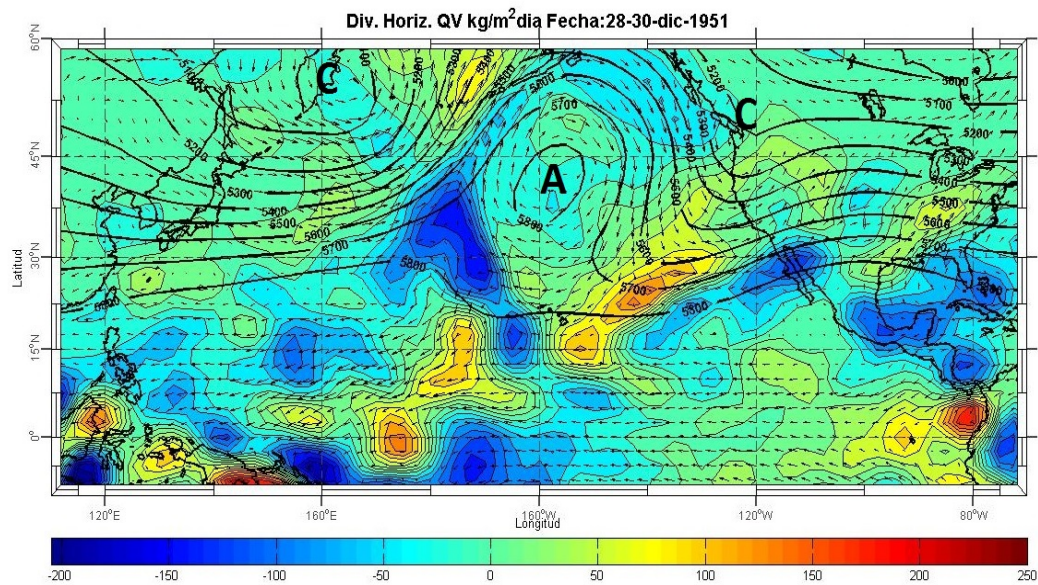


Figura 3.15: Divergencia horizontal del vapor de agua [$\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre 1951. Líneas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento en 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 150 y convergencia máxima de -150.

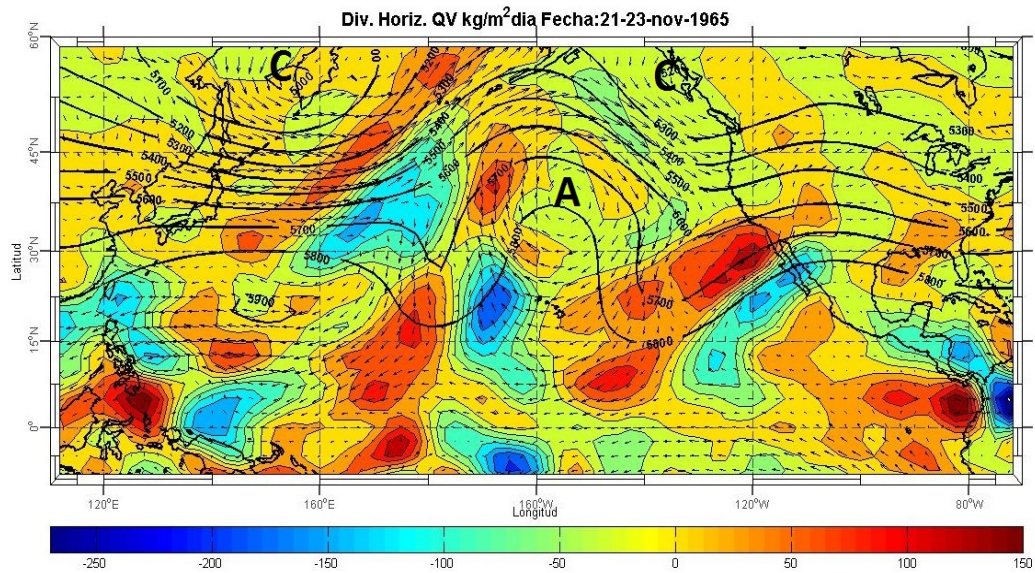


Figura 3.16: Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Líneas de altura geopotencial a 500[mb]. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 150 y convergencia máxima de -170.

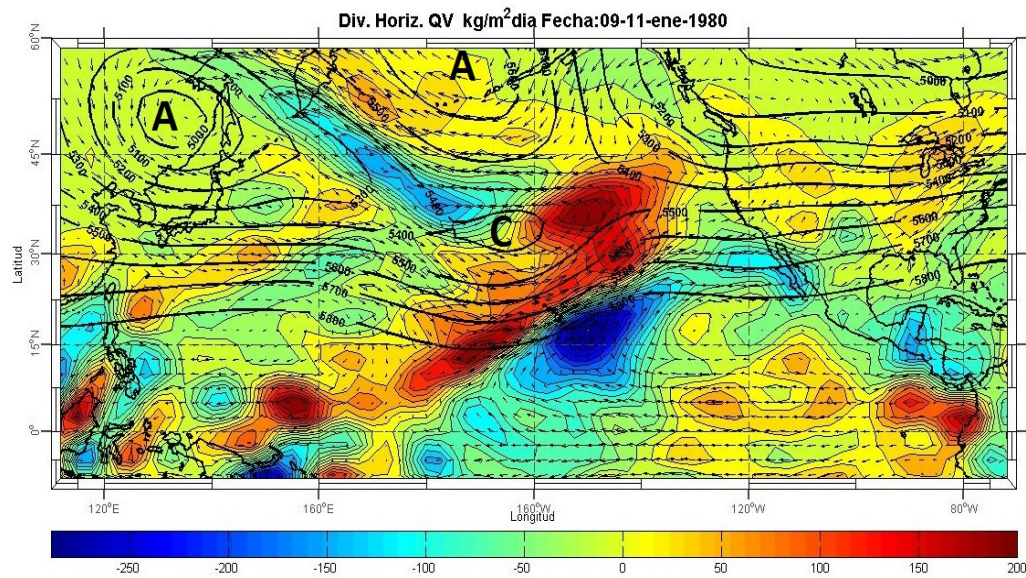


Figura 3.17: Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero 1980. Líneas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 200 y convergencia máxima de -260.

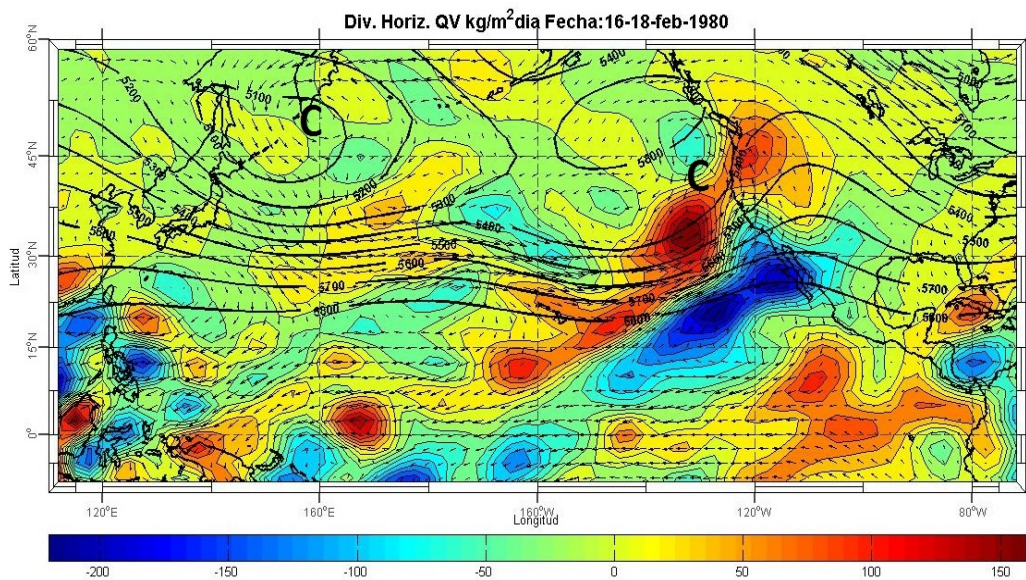


Figura 3.18: Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero 1980. Líneas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 160 y convergencia máxima de -220.

En las seis figuras (3.15 a 3.20) puede observarse un patrón que se presenta sobre la trayectoria de los PE, donde el flujo que va de la región del Pacífico central cerca de Hawaii, hasta costas Norteamericanas se divide en flujo divergente del lado izquierdo del transporte y convergente del lado derecho, esto se debe que del norte el aire frío choca con el aire tropical, que al ser más caliente se ve forzado a subir a niveles superiores. Dicha convergencia (valores negativos) de aire cálido y húmedo.

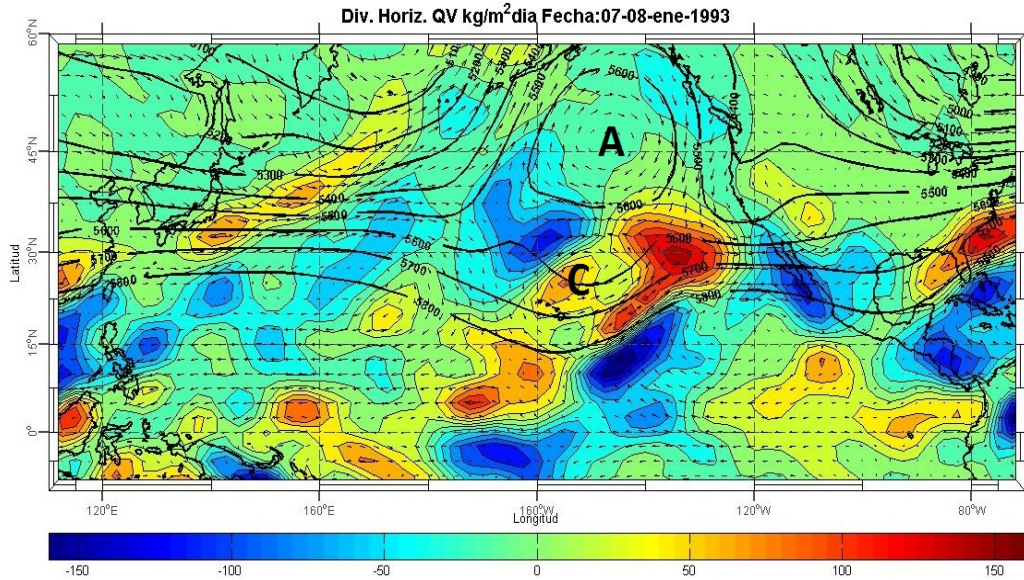


Figura 3.19: Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2} día^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero 1993. Líneas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima 160 y convergencia máxima -160.

En la figura 3.15 (28-30 de diciembre de 1951), el valor máximo de divergencia sobre la trayectoria del PE fue de $130kgm^{-2} día^{-1}$ y la máxima convergencia fue de $-150kgm^{-2} día^{-1}$, lo cual comparando con la figura 3.9, el valor máximo de agua precipitable acumulada sobre la trayectoria del PE fue de $-25kgm^{-2} día^{-1}$ y $15kgm^{-2} día^{-1}$ respectivamente. En la figura 3.16 el evento de 1965, los valores máximos divergentes fueron de $100kgm^{-2} día^{-1}$ y convergentes de $-100kgm^{-2} día^{-1}$, los cuales comparados con la acumulación de agua precipitable (fig. 3.10) con valores de $20kgm^{-2} día^{-1}$ y $-20kgm^{-2} día^{-1}$, en estos casos la divergencia y convergencia en la trayectoria del PE tiene una correlación directa con la disminución o aumento el agua precipitable acumulada en la misma zona, respectivamente.

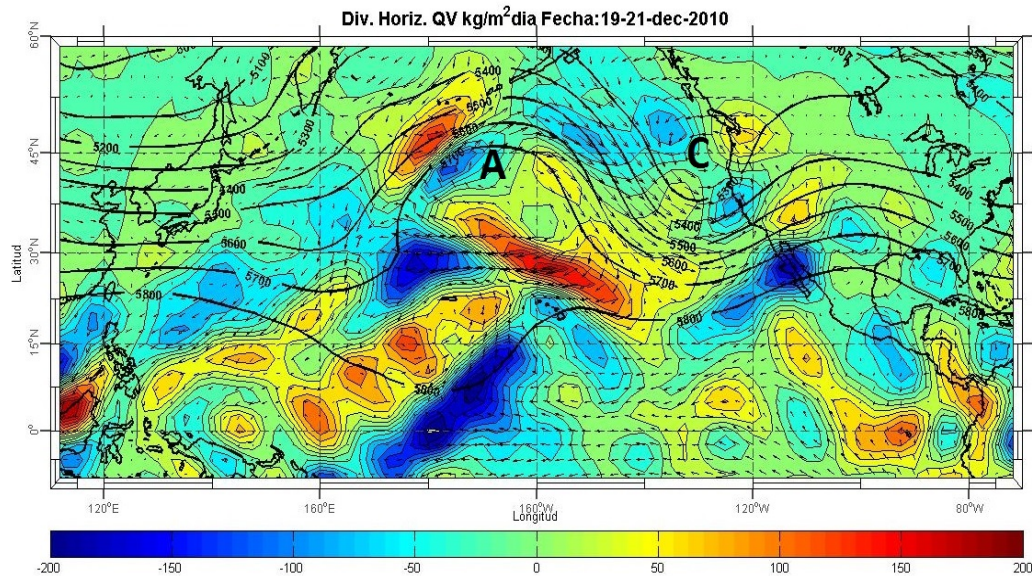


Figura 3.20: Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 19 al 21 de diciembre 2010. Líneas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 170 y convergencia máxima de -200.

En los demás casos, la convergencia en la trayectoria de los PE no coincidió con el aumento del agua acumulada, pero en las zonas de divergencia, en los seis casos disminuyó el agua acumulada. En las figuras 3.17 y 3.18 correspondientes a enero y febrero del año de 1980, la divergencia máxima en la trayectoria del PE fue de $160kgm^{-2}dia^{-1}$ y $150kgm^{-2}dia^{-1}$ respectivamente, y la convergencia máxima fue de $-250kgm^{-2}dia^{-1}$ y $-210kgm^{-2}dia^{-1}$ respectivamente, los cuales en comparación con las imágenes de agua precipitable acumulada (figuras 3.11 y 3.12) cuyos valores fueron de una disminución del contenido en zonas divergentes de $-25kgm^{-2}dia^{-1}$ y $-23kgm^{-2}dia^{-1}$ y aumento del contenido en zonas convergentes de $25kgm^{-2}dia^{-1}$ y $13kgm^{-2}dia^{-1}$, pero no precisamente en las zonas de máxima convergencia, si no desplazados hacia el continente sobre la trayectoria del PE.

En enero de 1993 y diciembre de 2010 (figuras 3.19 y 3.20 respectivamente), no hay tanta correlación entre la divergencia horizontal y el agua precipitable. En 1993, hay divergencia máxima entre dos sistemas ciclónicos que quedan en la trayectoria del PE de $160kgm^{-2}dia^{-1}$, pero la zona donde el contenido de agua precipitable se reduce no es en el máximo de divergencia, sino que está desplazado; lo mismo ocurre en la zona de máxima convergencia con valor de $-160kgm^{-2}dia^{-1}$, el cual ocurre debajo de los dos sistemas ciclónicos, pero el contenido de agua precipitable acumulada aumenta en el centro de los dos ciclones, con valor de $15kgm^{-2}dia^{-1}$.

En el evento de 2010, la divergencia máxima no se presenta en la misma región

que los otros eventos; en este caso puede verse la curva semicircular que recorre el PE en la imagen de satélite (figura 4.1.d), al inicio de esa curva la divergencia fue máxima con valor de $200\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$, disminuyendo a la mitad de la curva hasta las costas de Norteamérica, con valor de $50\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$, siendo acompañado a la derecha de la trayectoria con flujo convergente con magnitud de $-200\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$; en éste caso disminuyó el agua precipitable a la mitad de la tasa de divergencia, el valor máximo fue de $-25\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$.

3.4. Divergencia del flujo vertical de vapor de agua

Este término en la ecuación de conservación modela la divergencia del vapor de agua verticalmente, es decir, el transporte de vapor desde la superficie hasta un nivel alto de la trayectoria del PE (500mb~5.5km de altura), que de acuerdo a Ralph y Neiman (2005) en los primeros 2.25km es transportado el 75 % de toda la humedad que viaja en los RA, por lo que a una altura mayor de los 500mb el vapor de agua en el aire es muy poco y dado el enfoque Lagrangiano de los cálculos es conveniente delimitar la trayectoria del RA hasta esa altura.

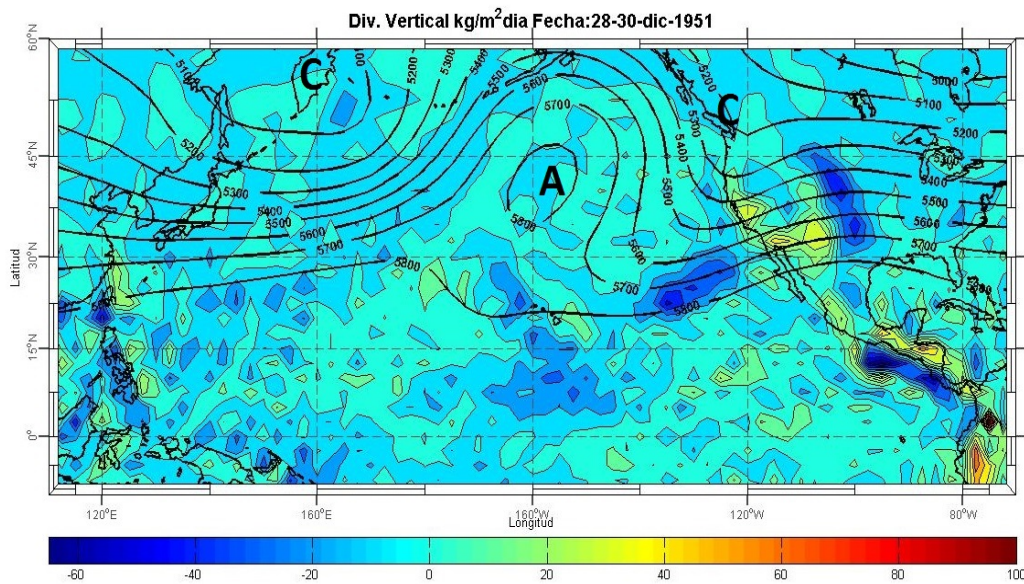


Figura 3.21: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre de 1951. Líneas de altura geopotencial a 500mb.

El cálculo, de acuerdo a la ecuación 2.4, se realiza diferenciando el flujo vertical de la superficie menos el flujo vertical a un nivel p para ver la variación del flujo que es transportado verticalmente, por lo que valores negativos indican un transporte mayor en niveles altos que en superficie. En la trayectoria del PE, la divergencia horizontal es el término dominante, donde el flujo máximo es en el LLJ viajando en los primeros 1.1km de altura (Neiman *et. al.* 2004), por lo que la divergencia vertical disminuye en la superficie. Los valores positivos se presentan más en las costas, que por efecto orográfico es común el ascenso de masas de aire, aumentando la divergencia vertical en la superficie. El flujo divergente vertical en los eventos aquí estudiados y principalmente en la trayectoria del PE el de valor negativo es negativo, representando una disminución del flujo vertical.

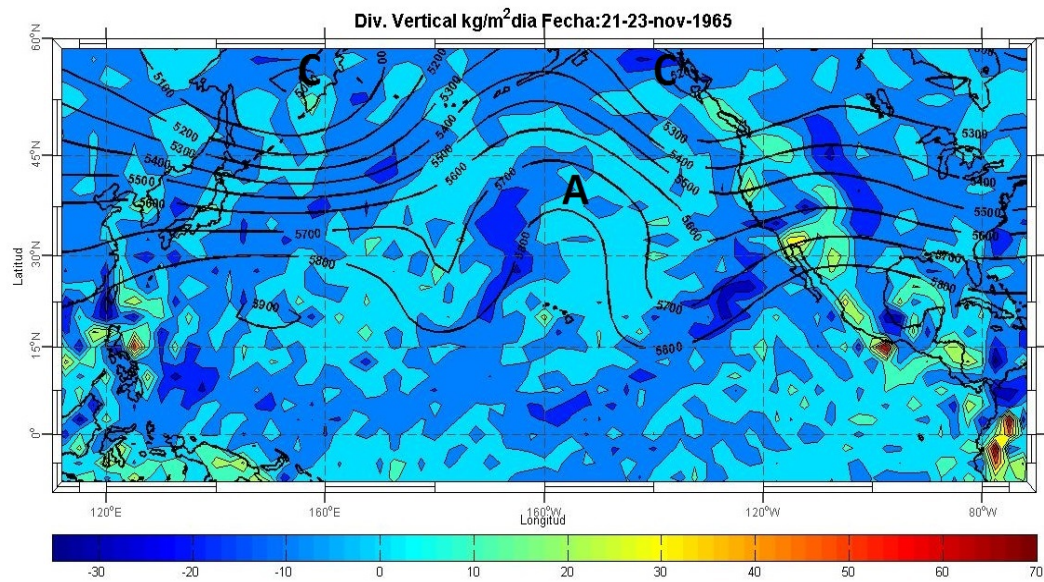


Figura 3.22: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Líneas de altura geopotencial a 500mb.

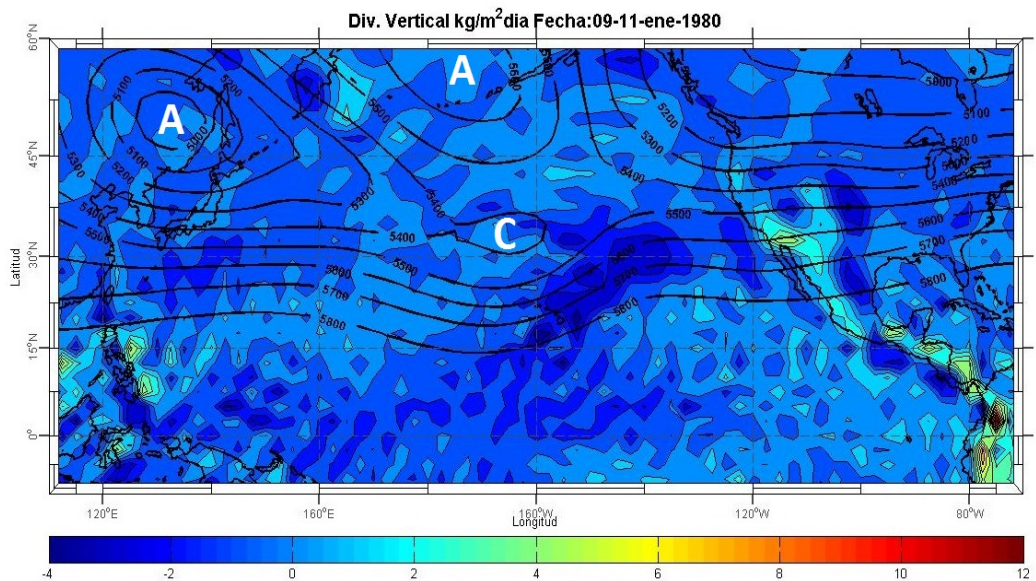


Figura 3.23: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero de 1980. Líneas de altura geopotencial a 500mb.

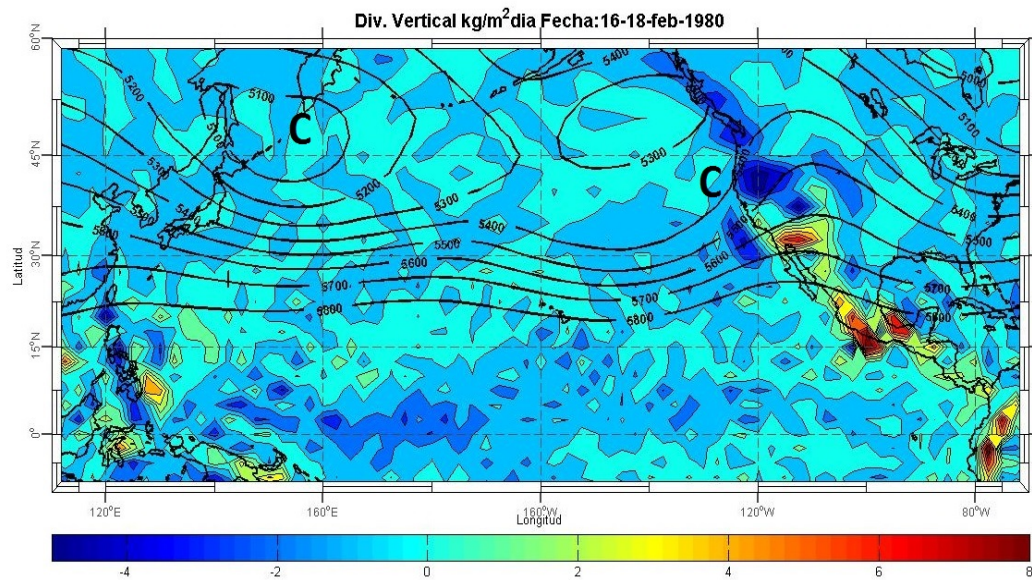


Figura 3.24: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero 1980. Isobaras a 500mb.

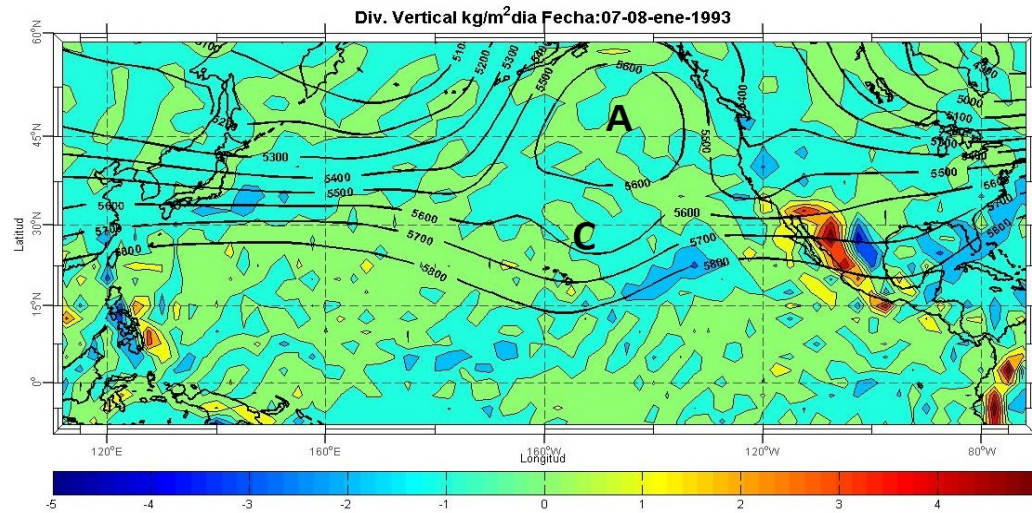


Figura 3.25: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero 1993. Isohipsas a 500mb.

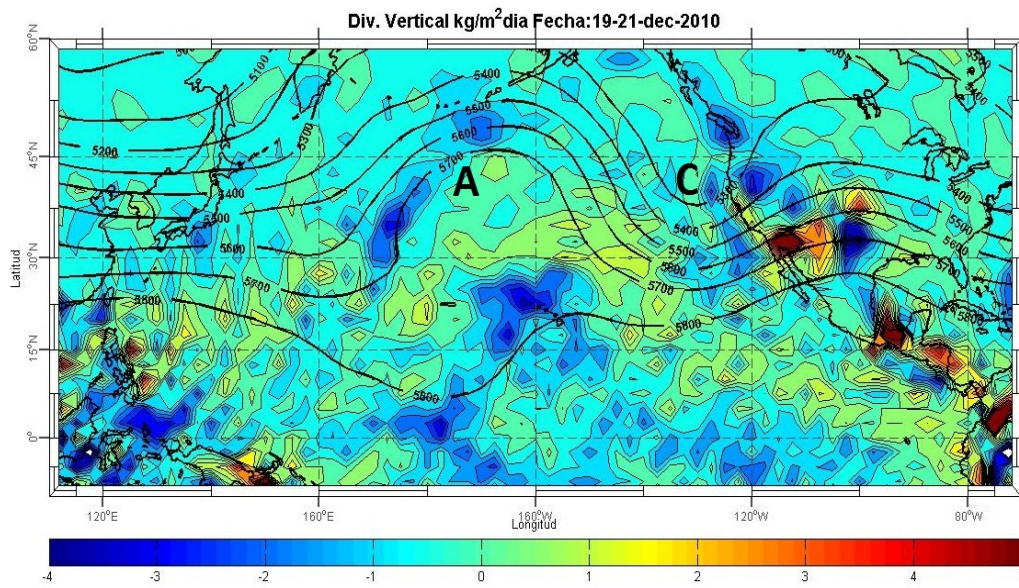


Figura 3.26: Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 19 al 21 de diciembre 2010. Isohipsas a 500mb.

3.5. Difusión horizontal de vapor de agua

El término turbulento del transporte horizontal que aparece en la ecuación de conservación de vapor de agua (2.6), hace referencia a la difusión del vapor de agua en un flujo turbulento que viaja zonal y meridionalmente. La estimación de la magnitud del flujo turbulento horizontal se hizo utilizando la parametrización dada en la ecuación 2.6, $[\nabla(\overline{q'V'_H})] = -K_E \nabla^2 \overline{q}$, donde se asume que el flujo turbulento horizontal es igual al negativo de la divergencia del gradiente horizontal de la humedad específica proporcional a un coeficiente de intercambio turbulento horizontal de vapor de agua K_E , dicha constante fue calculada como residuo de la ecuación 2.9.

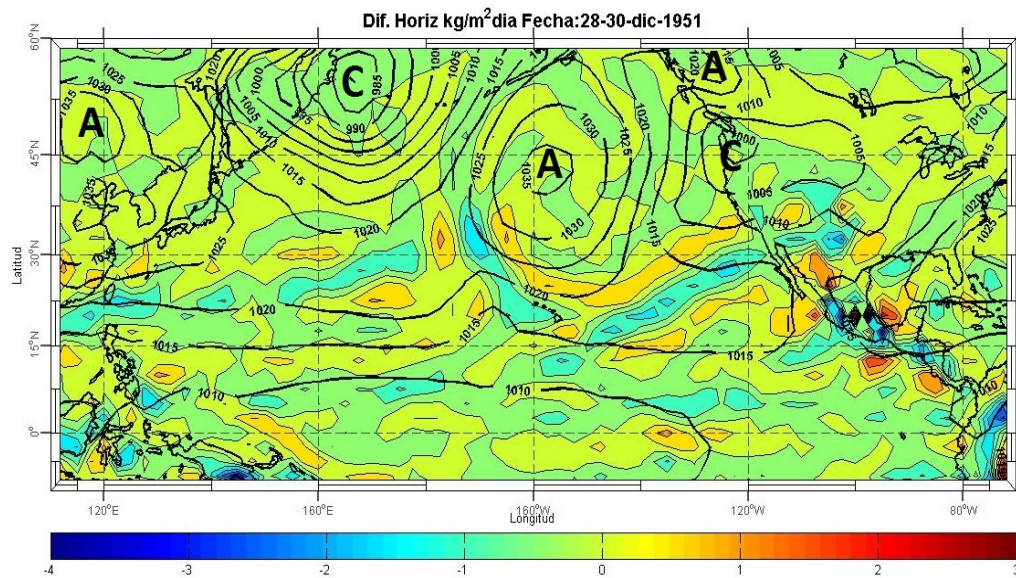


Figura 3.27: Difusión horizontal de vapor de agua [$\text{kgm}^{-2}\text{día}^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].

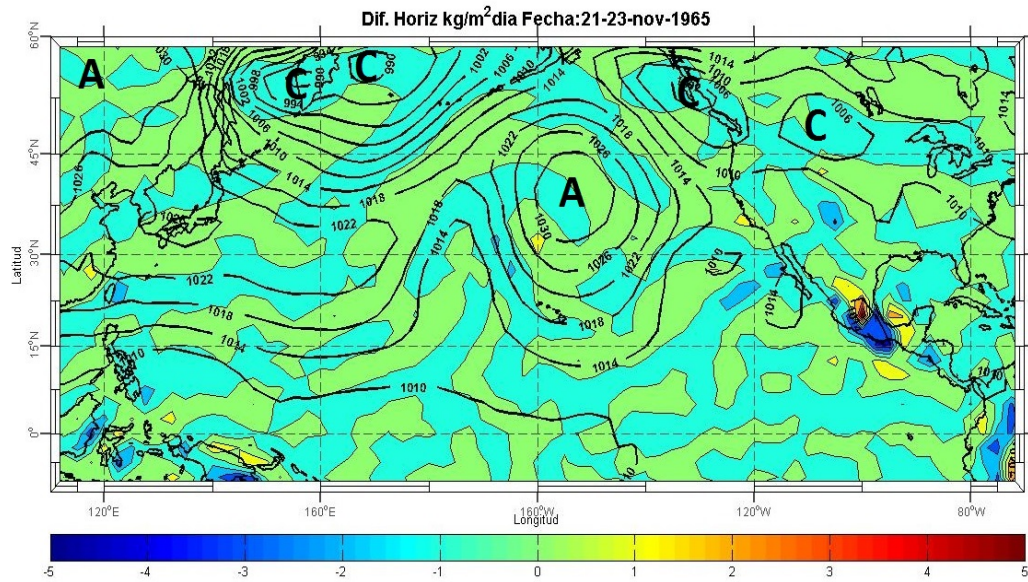


Figura 3.28: Difusión horizontal de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].

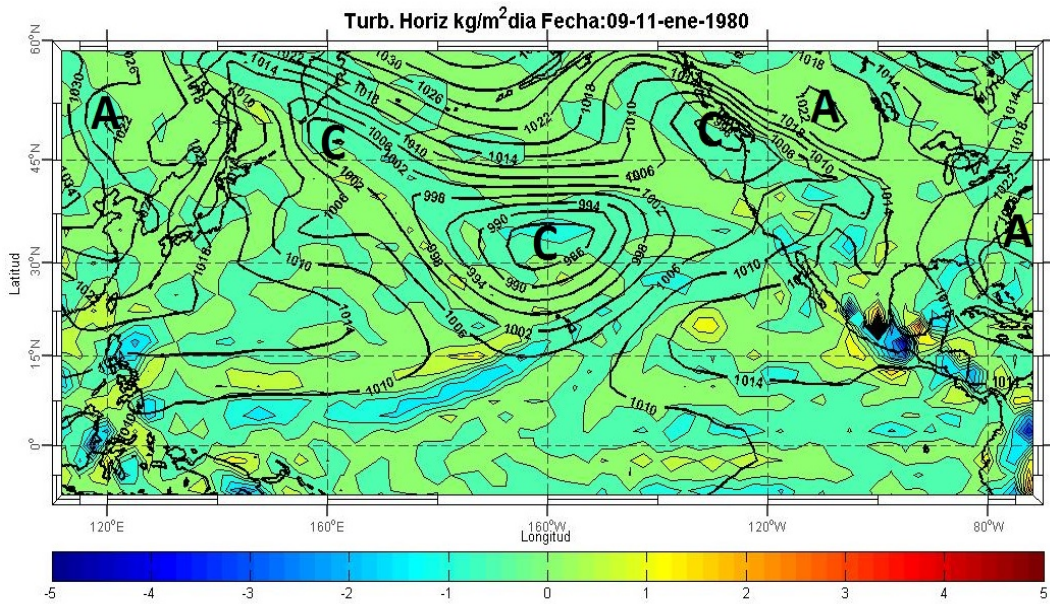


Figura 3.29: Difusión horizontal de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].

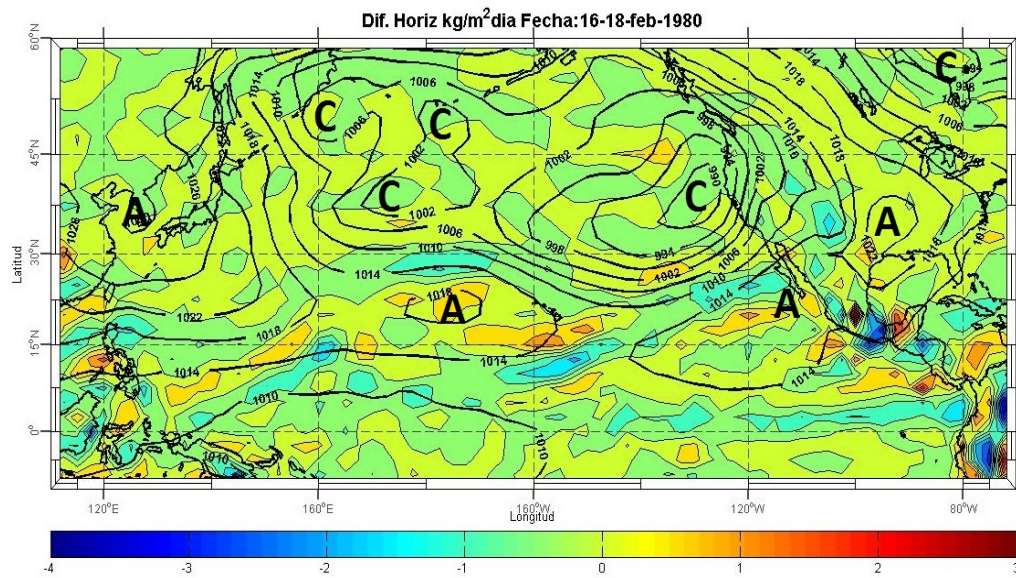


Figura 3.30: Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].

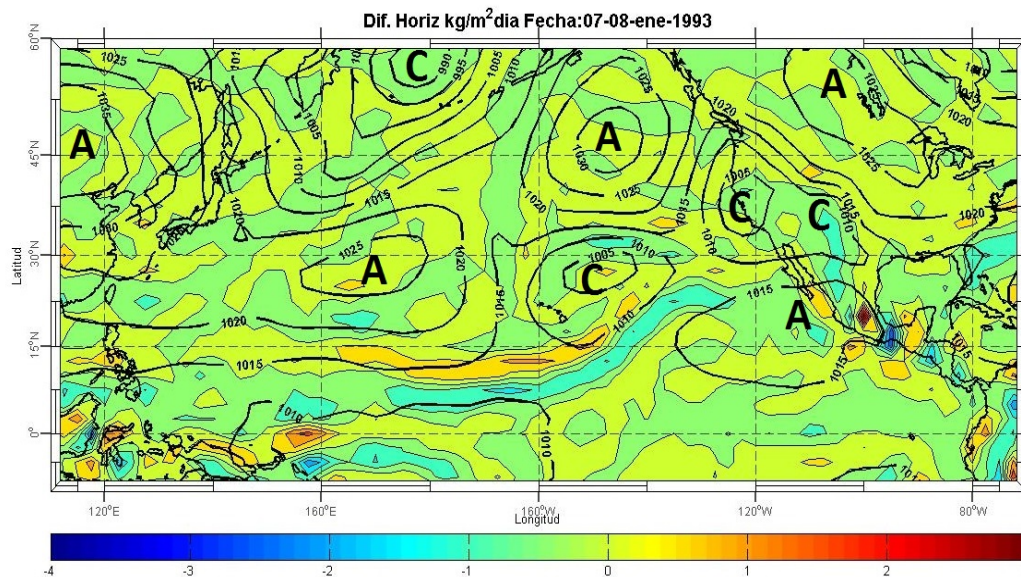


Figura 3.31: Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb].

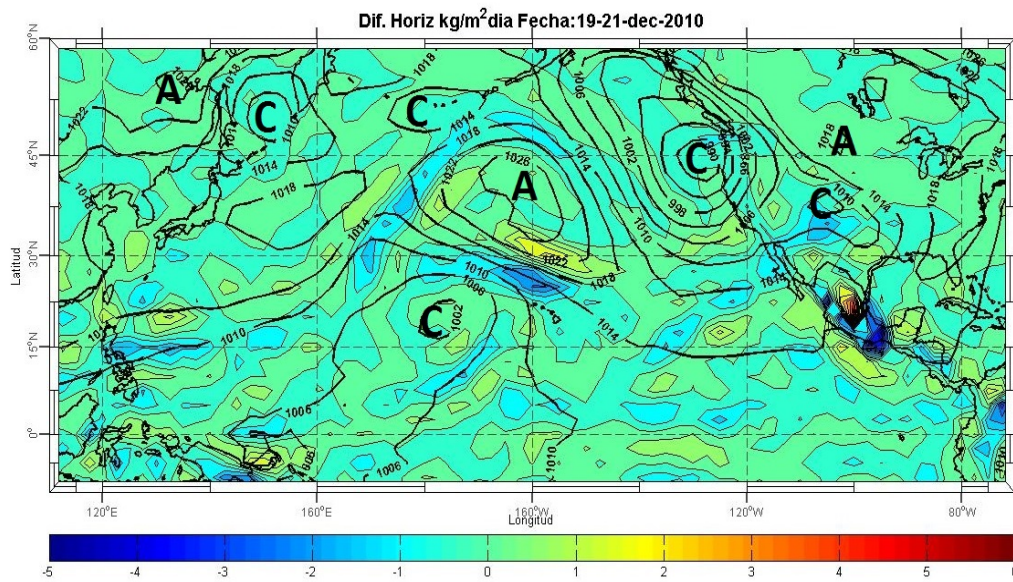


Figura 3.32: Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] 19 a 21 de diciembre 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].

3.6. Evaporación de la superficie oceánica

Una parcela puede ganar vapor de agua por dos procesos: uno es por la inyección de vapor procedente de la evaporación de la superficie oceánica, el cual se modela como la divergencia del transporte turbulento vertical en la superficie (2.8); otro proceso es el que ocurre en el seno de la parcela, cuando las pequeñas gotas de agua contenidas en su interior se evaporan, ya sea al tomar calor del mismo seno de la parcela de forma adiabática (disminuyendo la temperatura de la parcela) o tomando calor del exterior por radiación de manera no-adiabática. La evaporación en un proceso isoentálpico, al igual que la evaporación de la nube por radiación es muy pequeña, por lo que se desprecia en el cálculo.

La desviación de los valores promedio en (1.1) es principalmente debida al intercambio de masa por el flujo turbulento vertical por evaporación del mar en superficie. El arrastre del viento en superficie juega un papel importante en este proceso.

El flujo turbulento vertical se evaluó calculando la ecuación paramétrica (2.9) en superficie, la cual depende directamente del arrastre del viento en superficie, la temperatura del mar y del aire, la presión a nivel del mar así como de las presiones parciales del vapor de saturación y del coeficiente de transporte turbulento vertical. De acuerdo a Baumgartner y Reichel (1975), en los meses de diciembre, enero y febrero

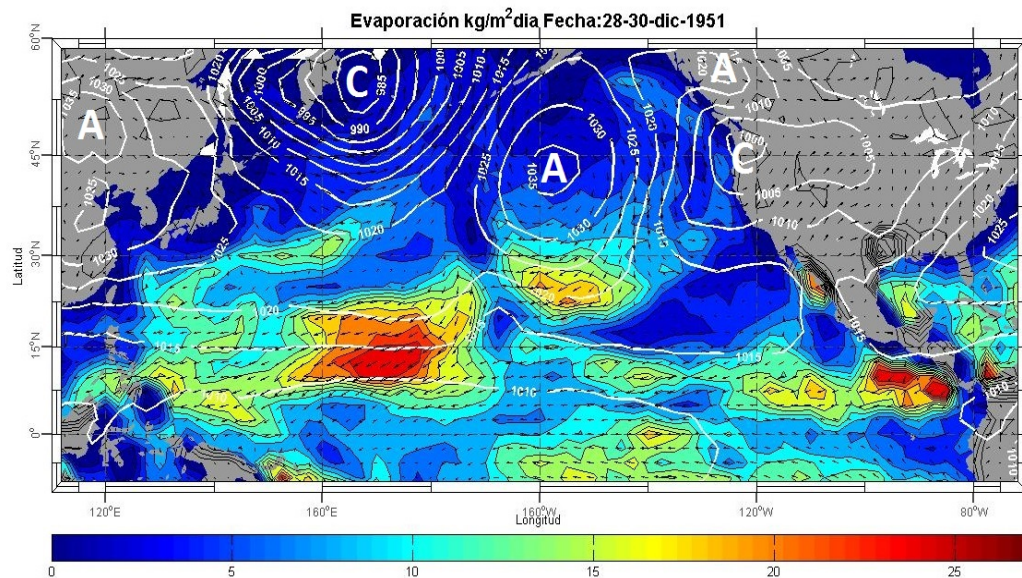


Figura 3.33: Evaporación en la superficie del mar [$kg\ m^{-2}\ día^{-1}$] evaluada del 28 al 30 de diciembre de 1951. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [$m\ s^{-1}$]

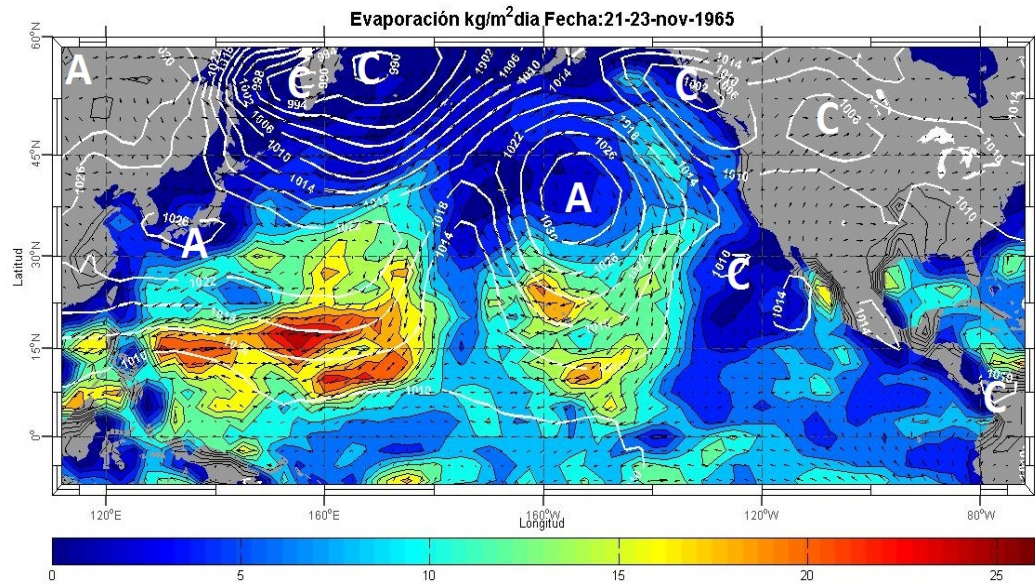


Figura 3.34: Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 21 al 23 de noviembre del 1965. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]

hay más evaporación que en los meses de junio, julio y agosto; en el hemisferio norte en la estación de invierno, la evaporación es máxima entre latitudes de 10 a 30°N, evaporando a una tasa de $175cm\ año^{-1}$.

La ecuación (2.9) hace uso de datos de temperatura en la superficie del mar, pero por falta de datos se hizo una aproximación para calcular la presión de vapor de saturación evaluada con la temperatura del mar, a evaluarla solamente con la temperatura del aire sobre la superficie del mar, dicha aproximación hizo que se obtuvieran valores más pequeños de lo que deberían.

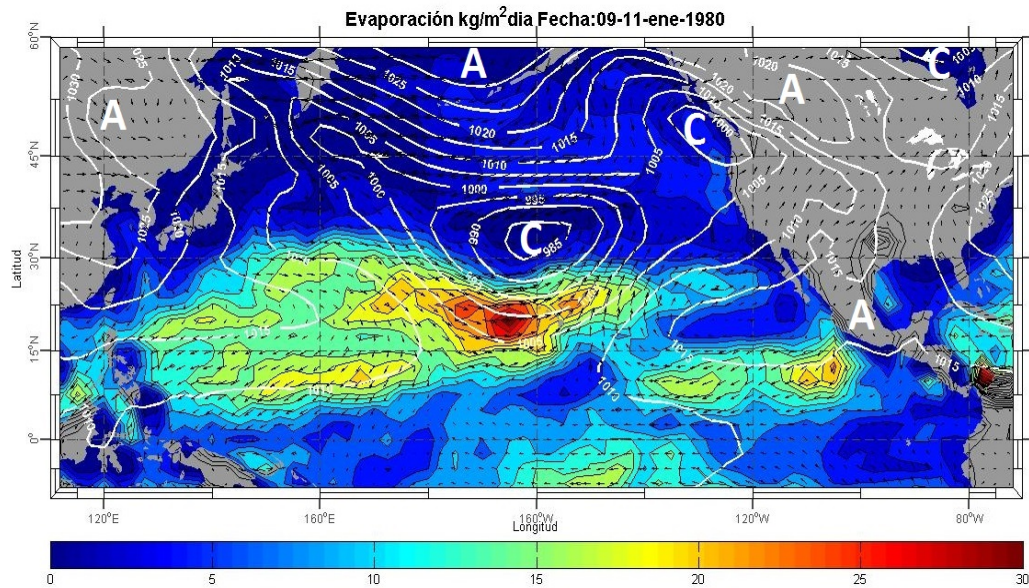


Figura 3.35: Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 09 al 11 de enero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]

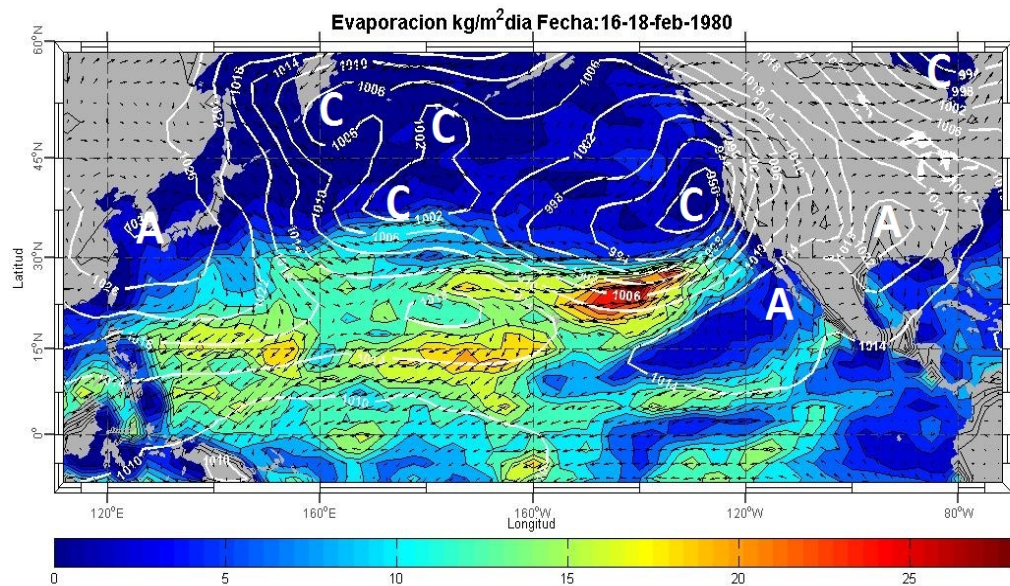


Figura 3.36: Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]

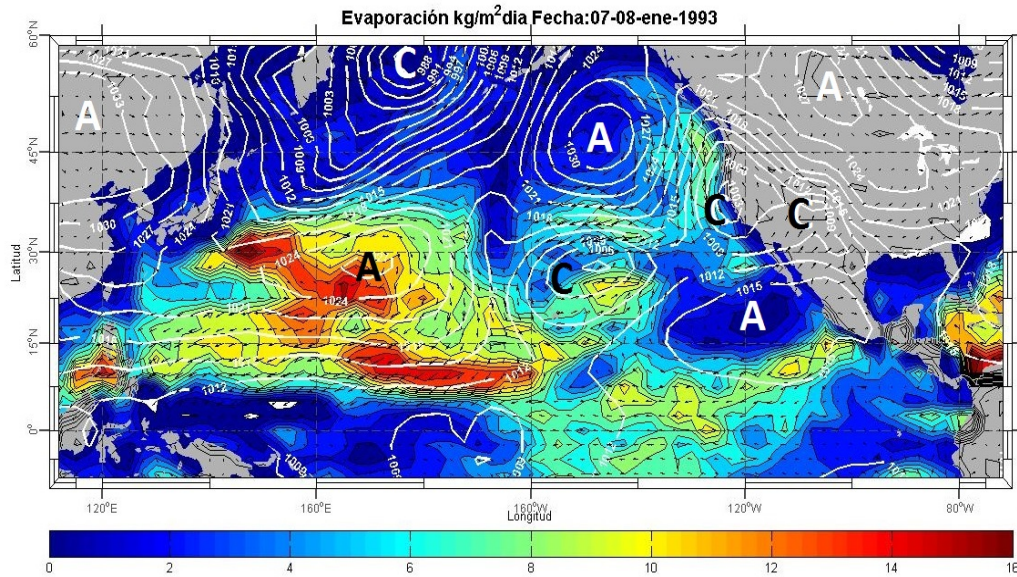


Figura 3.37: Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 07 al 08 de enero 1993. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]

En las figuras 3.33, 3.35 y 3.36 hubo evaporación en el centro del Pacífico norte, al inicio del PE, donde la evaporación acumulada fue de $20kgm^{-2}dia^{-1}$, $30kgm^{-2}dia^{-1}$ y $28kgm^{-2}dia^{-1}$ respectivamente, siendo menor el valor en la trayectoria del PE, de $12kgm^{-2}dia^{-1}$ en las primeras dos figuras y de $6kgm^{-2}dia^{-1}$ en la última figura, lo cual en comparación con la divergencia horizontal en la zona de estudio equivale al 8%, 12% y 5% respectivamente, comparándolo con la divergencia vertical la primera figura 8%, la tercera el 20% y en la segunda la evaporación fue 3 veces mayor.

Capítulo 4

Discusión y conclusión

4.1. Imágenes GOES en los días de evento de PE

Las gráficas de precipitación mensual en BC son crédito de las estaciones de CI-CESE tomadas de su página web¹; se puede corroborar que en los días de evento de PE se registraron precipitaciones en varias estaciones de monitoreo en distintos puntos del norte de BC. Algunas de éstas gráficas se muestran a continuación, se seleccionaron las estaciones donde se registró una mayor precipitación en comparación con otras. Cabe señalar que las estaciones meteorológicas lejos de la costa, en promedio registran menos precipitación.

Las imágenes de la figura 4.1 se tomaron del archivo del *Global ISCCP B1 Browse System* (GIBBS)² echas con datos tomados con el *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES). Las imágenes son ensambles de GOES-3-7-11³, muestran diferentes canales de análisis atmosférico y dos vistas de la zona del Océano Pacífico para las fechas señaladas, como se puede ver a continuación (para 1951 y 1965 no hay imágenes disponibles) en 4.1.a y 4.1.c son imágenes en infrarrojo ($\sim 11\mu m$), la diferencia entre ambas es por la fecha en que fueron tomadas, en 1980 y 2010 respectivamente; en la imagen de 1980 las nubes más blancas son las nubes en niveles altos (alrededor de los $7km$ de altura), donde suelen ser más frías, las nubes con tono gris son de niveles bajos (alrededor de los $2km$ de altura) y suelen ser más cálidas. La imagen de 2010 es más actual y se asocian el color azul a las nubes altas y frías para distinguirlas de las nubes bajas y cálidas. La imagen 4.1.b es en el canal visible ($\sim 0.65\mu m$), para febrero de 1980; es más difícil distinguir entre nubes altas y bajas, pero es fácilmente apreciable la pluma de humedad que es transportada en el hemisferio norte del Pacífico central a Norteamérica.

¹<http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php>

²<http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs>

³GOES-3 activo desde 1978 ya no es utilizado para obtención de datos, pero sí para comunicación entre USA y Polo Sur. GOES-7 activo desde 1987 y es usado actualmente por el Peacesat como medio de comunicación. GOES-11 activo desde 2000 y fue dado de baja en 2011.

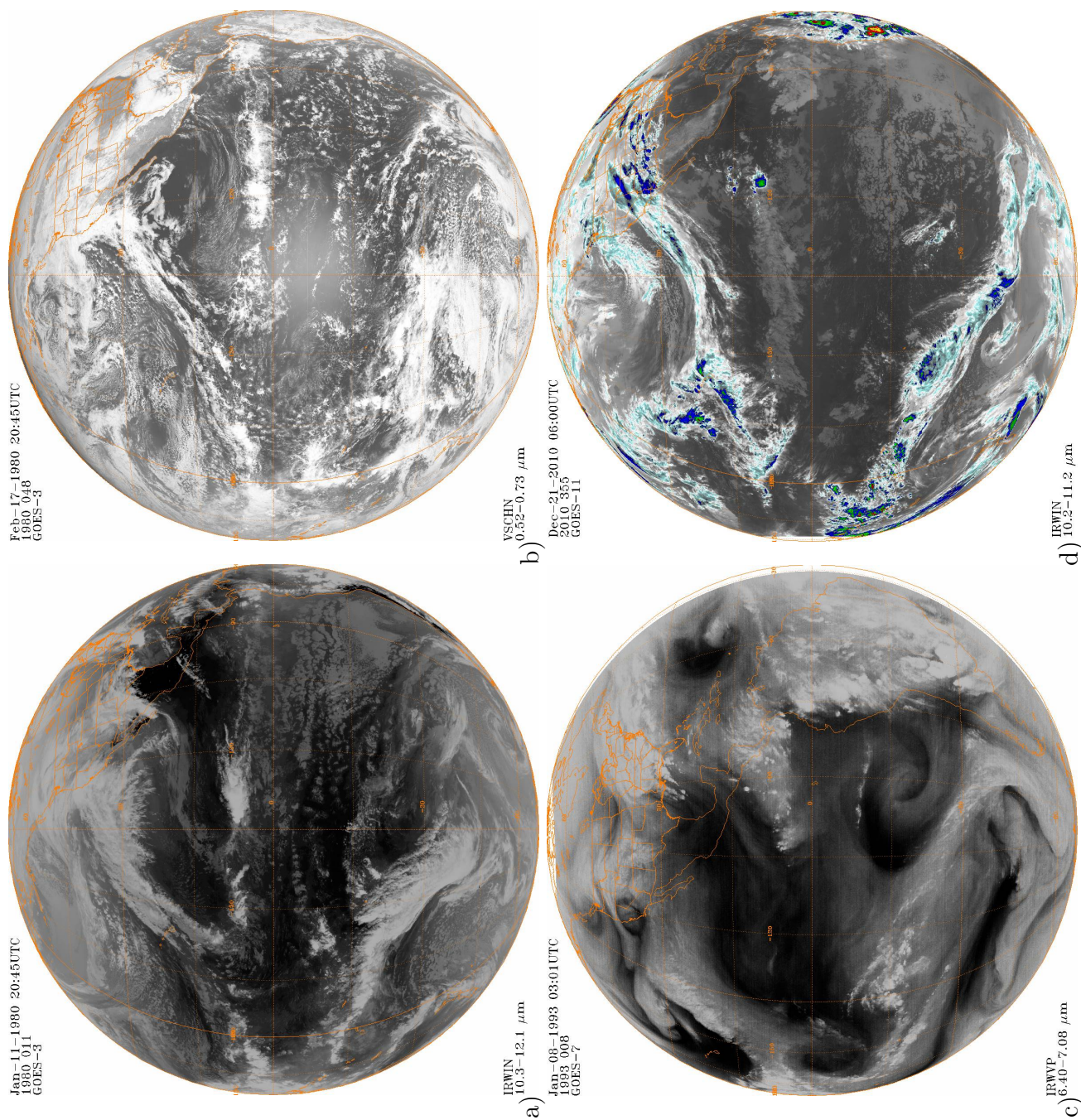


Figura 4.1: Imágenes tomadas del archivo GIBBS (Global ISCCP B1 Browse System) de datos tomados con el GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) a) GOES-3 canal infrarrojo de Enero 11 1980 20:45UTC b) GOES-3 canal visible de febrero 17 1980 20:45UTC c) GOES-7 canal vapor de agua de Enero 08 1993 3:01UTC d) GOES-11 canal infrarrojo de Diciembre 21 2010 06:00UTC

La imagen 4.1.c es tomada en el canal de vapor de agua ($\sim 6.7\mu m$) en enero de 1993; este no es muy diferente a los canales visible e infrarrojo, pero no hay que olvidar que estos canales muestran la nubosidad, lo que indica la condensación del vapor de agua, por lo que en las imágenes que muestran el vapor de agua es posible observar mejor la concentración de la humedad en la región de interés; pero en la imagen de vapor de agua se asocia la nubosidad en las zonas más blancas, las cuales coinciden con puntos de saturación donde se forman nubes en niveles altos. A continuación se hace el análisis de cada término evaluado en las fechas seleccionadas para esta tesis.

Analizando el valor de este término en la trayectoria de los PE, de los seis eventos antes descritos, el lado izquierdo de la ecuación 3.1 es la integral de la tasa a la cual el vapor de agua es adherido a la atmósfera por evaporación, integrado en una columna de aire desde la superficie del mar hasta una altura $h = 400mb$, dicha integral o resultado la pérdida de vapor de agua por condensación en toda la columna, por lo tanto el valor de la integral es negativa, si dicha condensación no se lleva a cabo la integral es igual a cero. Del lado derecho el calor latente liberado en el proceso de condensación (G_5), es siempre positivo (por lo que se ajusta el signo negativo en la igualdad), si no se libera calor latente, es decir que no hay condensación, el término es igual a cero.

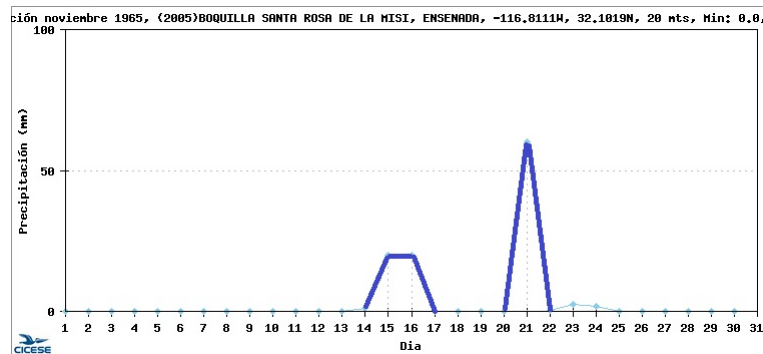


Figura 4.2: Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 21 al 23 de noviembre de 1965. Gráfica de precipitación [mm] del mes de noviembre de 1965, con pico máximo registrado el 21 de noviembre, precipitación acumulada de 60mm. Estación en Boquilla Santa Rosa de la Misión, Ensenada BC. Cortesía CICESE.

La zona donde los valores de ésta variable son mayores que cero, es donde el vapor de agua libera calor latente por condensación, los valores máximos son en regiones donde hay máxima condensación, por lo tanto mayor nubosidad con potencial de precipitar; por lo que es posible comparar datos de precipitación diaria acumulada de la base de datos de NCEP; esta comparación solo se hizo para los años donde hay datos de precipitación, 1980 y 1993 (3 de los 6 eventos estudiados en esta tesis), pero en estas fechas la correlación es alta en zonas donde había condensación se observaba

precipitación.

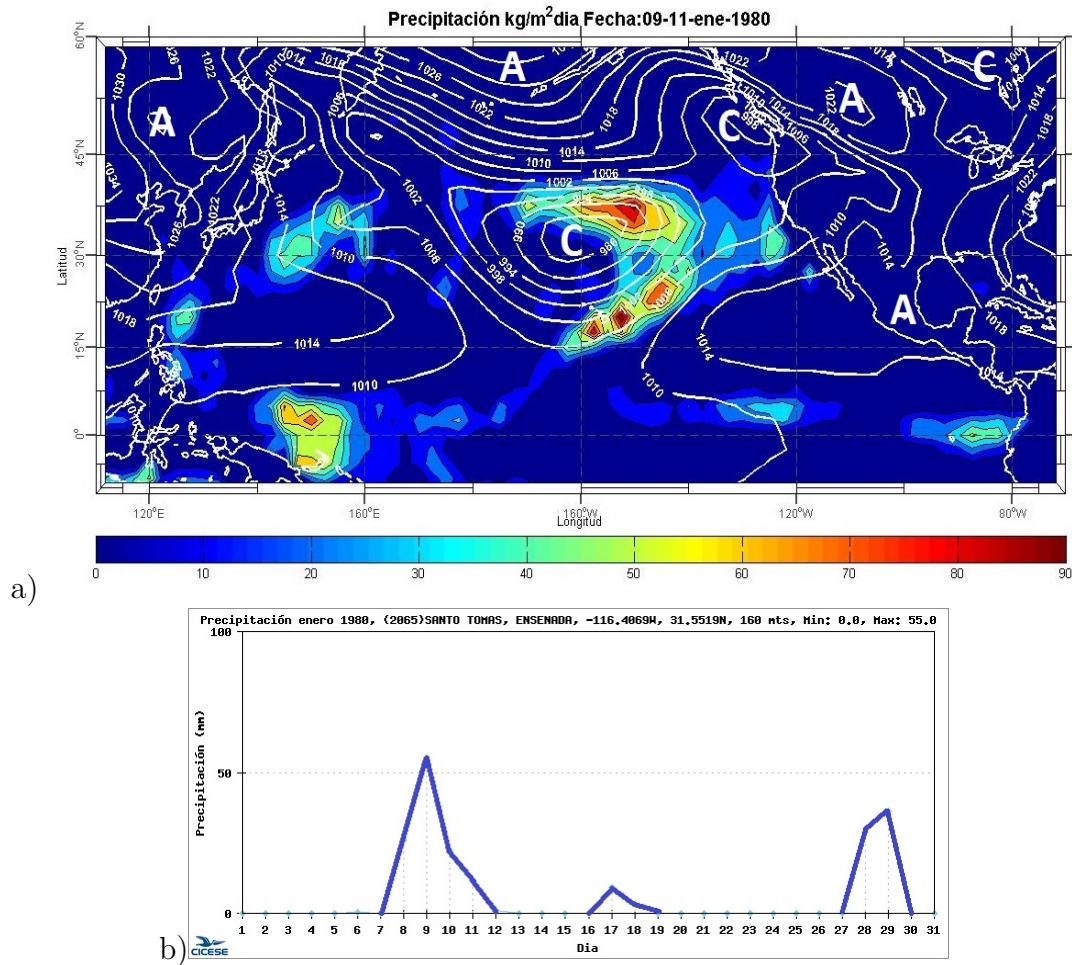


Figura 4.3: a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 9 al 11 de enero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de enero de 1980, con pico máximo registrado el 9 de enero, precipitación acumulada de 100mm. Estación en Santo Tomas cortesía CICESE.

En los eventos de 1951 y 1965 (fig.3.3 y fig. 3.4) los valores máximos son en la zona ecuatorial donde la convección es mayor, pero puede apreciarse que mientras en la zona ecuatorial la condensación es sobre la zona de convergencia, la condensación en los PE es en toda la trayectoria del transporte, siendo apreciable la estructura alargada y delgada del PE que traza una diagonal de Hawaii a la costa oeste de Norteamérica entre las longitudes de 120W-180W y latitudes 15N-35N.

En la figura 3.4 se aprecia un pico de precipitación de 60mm el 21 de noviembre de 1965, fecha de PE. La misma estructura se aprecia en las figuras 3.4 a 3.7, en la figura 3.8 no es tan notoria como en las demás, pero si se compara con la imagen

de GOES (fig. 4.1.d) la pluma de humedad se formó dando un arco del centro del Pacífico norte y llegando a costa norteamericana en dirección sureste.

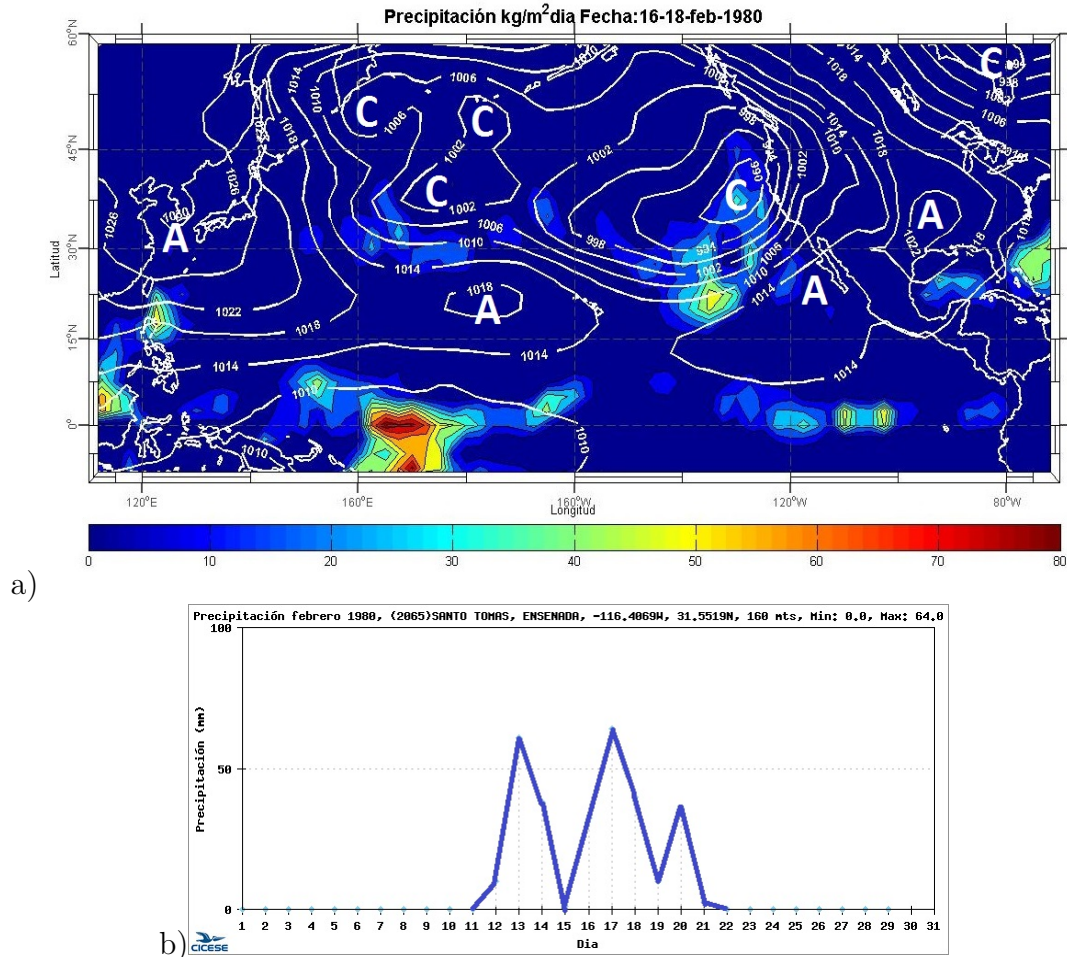


Figura 4.4: a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de febrero de 1980, con pico máximo registrado el 17 de febrero, precipitación acumulada de 130mm. Estación en Santo Tomas cortesía CICESE.

Los sistemas ciclónicos atraen a su centro la humedad del PE, como lo describen Zhu y Newell (1994), se generan “bombas atmosféricas” al alcanzar la humedad el centro ciclónico lo cual profundiza la baja presión por efecto del aumento de momento por las partículas de vapor de agua que son atrapadas en por el ciclón, la rápida ascensión de la humedad tropical enfría la masa de aire húmedo llevándola a condensar y liberar el calor latente favoreciendo la ciclogénesis.

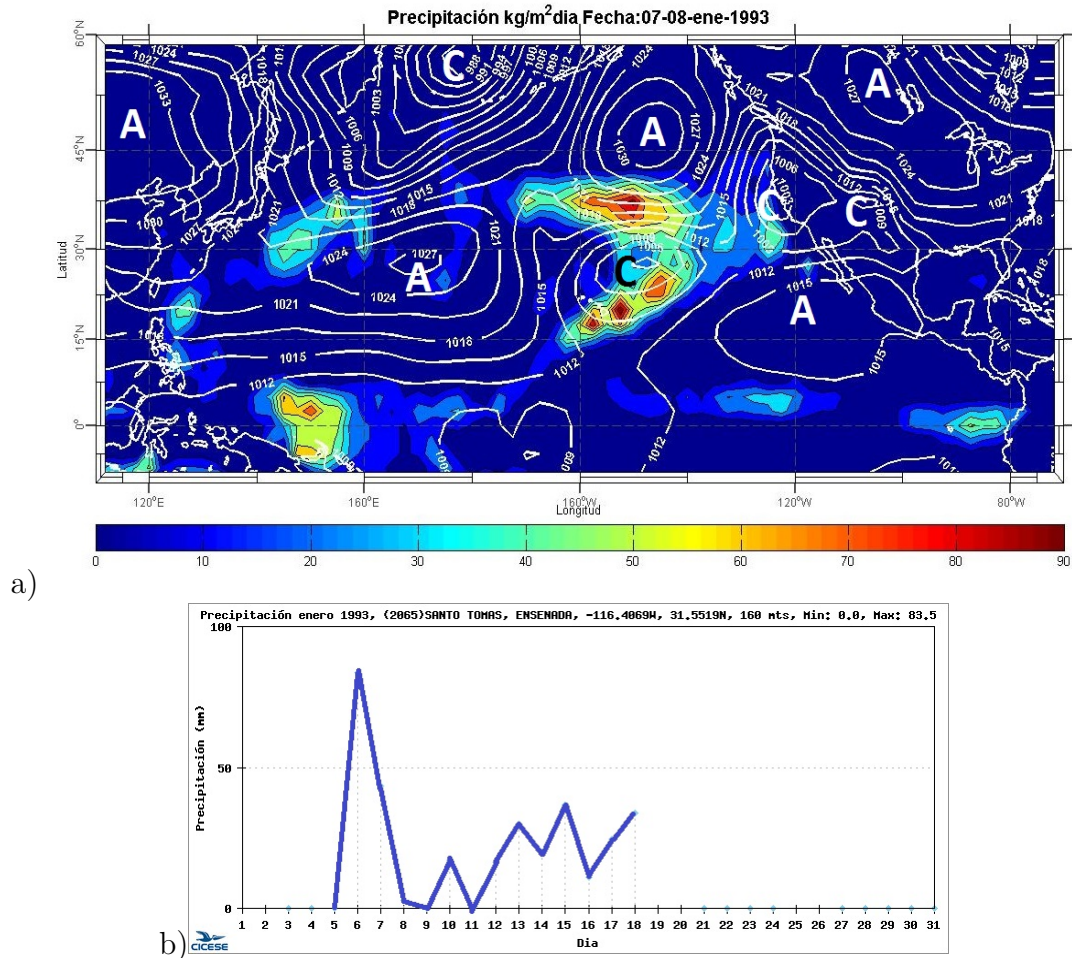


Figura 4.5: a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 07 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de enero de 1993, con pico máximo registrado el 6 de enero, precipitación acumulada de 120mm. Estación en Santo Tomás cortesía de CICESE.

Éste efecto se presentó en los eventos de los años de 1980 y 1993, en estos eventos la circulación ciclónica predominó frente a las costas norteamericanas. En las figuras 3.5, 3.6, y 3.7 la posición del ciclón favoreció a una trayectoria del PE con mayor extensión y mayor intensidad, aunque en los eventos donde un anticiclón permanecía frente a las costas de Norteamérica y una circulación ciclónica se presentaba sobre continente (fig. 3.3 y 3.4), el PE penetra más en el continente al ser atraído por el centro del ciclón.

Al comparar las imágenes de los datos de tasa de pérdida de calor del vapor de agua (fig. 3.5, 3.6 y 3.7) con los datos observados de precipitación (fig. 4.3.a, 4.4.a y 4.5.a), muchas de las regiones donde hubo condensación de vapor de agua coinciden con regiones donde hubo precipitación.

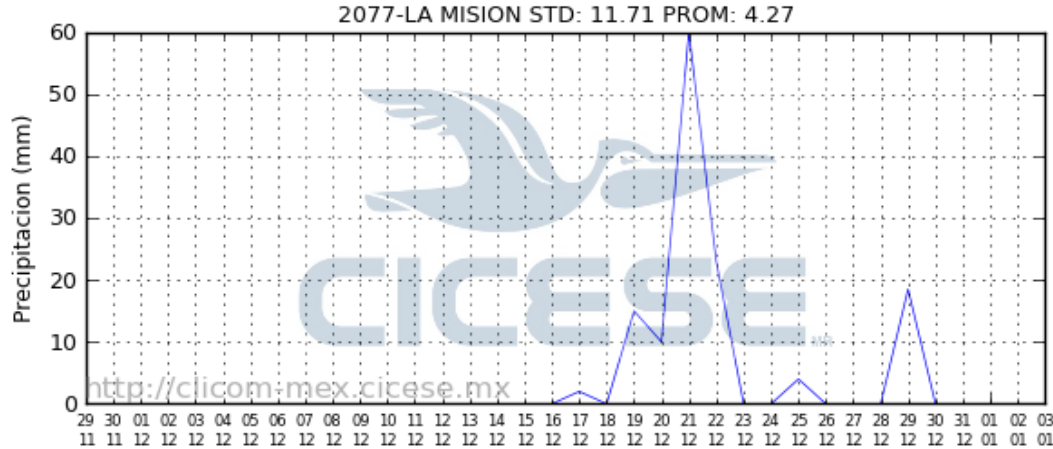


Figura 4.6: Gráfica de precipitación diaria [mm] del mes de diciembre de 2010, con pico máximo registrado el 21 de diciembre, precipitación acumulada del 19 al 21 de diciembre de 90mm. Estación en La Misión cortesía de CICESE.

Los valores de la derivada temporal del agua precipitable que son igual a cero son para las regiones donde el contenido de agua precipitable se mantuvo constante. En las figuras 3.9 y 3.10, correspondientes a los meses de diciembre y noviembre de los años 1951 y 1965, respectivamente, una circulación anticiclónica se mantuvo frente a costas norteamericanas, en la cuña del anticiclón hay valores negativos de este término, en la figura 3.9 el efecto de la circulación anticiclónica el aire en superficie diverge, por lo que el aire húmedo viaja hacia el sistema ciclónico que se encuentra situado sobre Norteamérica, la trayectoria del PE es atraído hacia el centro ciclónico, por lo que el continuo transporte de vapor de agua reduce la concentración de vapor en cada punto de la trayectoria del PE.

Si la figura 3.9 es comparada con la figura 3.3 (pérdida de vapor de agua por condensación en diciembre de 1951) y la ecuación 2.2, si no hay cambios en la divergencia total y turbulenta, por conservación de vapor, una disminución en la derivada del agua precipitable indicaría un aumento en el vapor que se pierde por condensación, lo cual explica también los valores negativos de éste término en la trayectoria del PE. Esta correlación se mantiene en los 6 eventos estudiados en éste trabajo.

En las figuras 3.9 y 3.10 sucede algo parecido, donde el aire húmedo es transportado rodeando el anticiclón en dirección al continente atraído por los sistemas ciclónicos sobre el continente. Comparando ambas figuras con los resultados de divergencia horizontal en los mismos años (figuras 3.15 y 3.16) en los valores donde disminuye el vapor de agua en un período de tiempo, la divergencia horizontal aumenta, lo que explica la disminución de vapor en el tiempo por efecto advectivo.

El caso contrario sucede en regiones donde aumenta el agua precipitable, la divergencia horizontal disminuye, como ocurre en los casos de enero y febrero de 1980

(figuras 3.11, 3.12 vs. 3.17 y 3.18 respectivamente). En enero de 1980 la presión atmosférica forma una configuración de silla de montar, donde se cruzan dos circulaciones ciclónicas con dos anticiclónicas; en este caso en el centro hay un aumento en el contenido de agua precipitable frente a costas norteamericanas, contribuyendo a la gran cantidad de vapor de agua transportado (transporte $> 1000 \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$ [Dettinger (2004)]).

Los valores que alcanza ésta variable en la trayectoria del PE son de una cuarta parte o el 25 % del vapor de agua que condensa, pero comparando con la divergencia horizontal es alrededor del 10 %. En la figura 3.12 con fecha de febrero de 1980, surge un patrón que no es muy apreciable en las otras figuras, pero se intercalan el aumento y disminución de agua precipitable sobre todo en el Pacífico norte, puede verse (de izquierda a derecha de la figura) como aumenta el contenido de vapor sobre el océano al sur de Japón, posteriormente disminuye, y aumenta de nuevo siguiendo el patrón un par de veces más hasta llegar a México. Esto no ocurre tan bien formado en las otras figuras, pero sobre la trayectoria del PE si en una zona larga y estrecha aumenta el contenido de agua precipitable, en una zona contigua el contenido disminuye.

En la figura 3.13 no es notoria la estructura de PE para este término, pero se presenta de nuevo una configuración de silla de montar, en cuyo centro hay un aumento del contenido de vapor, en ésta fecha también se caracterizó por haber fuertes precipitaciones en el estado de BC, así como en enero de 1980.

En el año de 2010 (fig.3.13) puede observarse un sistema inestable de silla de montar, ubicado en el Océano Pacífico oeste y otro cerca de Norteamérica, la posición de los ciclones y anticiclones es diferente a los eventos anteriores, por lo que el transporte toma una dirección diferente, pero frente a BC, el PE toma una trayectoria entre una alta al sur y una baja al norte que le ayuda a tomar impulso al llegar a tierra. El aumento en el valor de este término ocurre de nuevo en el centro de la silla de montar del lado oeste del Pacífico, el vapor acumulado en esta región sigue siendo arrastrado por el viento en dirección al continente americano, donde el sistema ciclónico sobre Norteamérica atrae al PE a su centro haciendo que llegue directo al norte de BC.

Los valores negativos de la divergencia horizontal indican convergencia del transporte de vapor de agua, éste sumidero acumula en cada punto el vapor transportado, aumentando el contenido de agua precipitable. Comparando con las gráficas de agua precipitable de la sección 3.2 (figuras: 3.9 a 3.14) los valores positivos son en zonas de convergencia, donde hay más probabilidad de que se presente precipitación; lo cual puede comprobarse si se comparan las figuras 3.17 a 3.19, contra las las gráficas de precipitación de la sección 4.1 (figuras 4.3.a a la 4.5.a), en la zona donde viaja el P.E, donde hay convergencia hay precipitación observada.

En regiones donde tiene valor positivo ésta variable, es una zona de divergencia de vapor de agua, el aumento en la advección de vapor reduce el contenido de agua precipitable que se acumula en cada punto en el período evaluado. Esto se considera

una zona fuente de vapor, donde se transporta más humedad del trópico a latitudes medias, la divergencia se relaciona con la evaporación en el océano, siendo por este proceso una región fuente de vapor de agua. Comparando las gráficas de evaporación (sección 3.5) en el extremo inferior de la región donde diverge el vapor de agua, hay grandes zonas de evaporación acumulada, las cuales son una fuente importante de vapor y energía para el PE, lo cual da como resultado una intensificación de la tormenta, provocando daños más grandes al llegar a tierra. Tales son los casos de enero y febrero de 1980 (figs. 3.17 y 3.18) donde la evaporación acumulada fue de $30\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ y $25\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ respectivamente, siendo de un orden de magnitud menor que la divergencia zonal más la meridional. Las lluvias registradas en las estaciones que se muestran en las figuras 4.3.b y 4.4.b fueron de 100mm y 130mm de lluvia acumulada en 3 días.

Si la divergencia horizontal es comparada con el flujo vertical (sección 3.4), la primera es de un orden de magnitud mayor a la segunda, aunque comparando con las 4 figuras 3.21 a la 3.24, en la parte inicial de la zona de transporte de PE, se redujo el flujo vertical de vapor casi un cuarto de la proporción del flujo horizontal; pero en general en las zonas divergentes, el flujo vertical disminuye y aumenta en las costas, principalmente por efectos orográficos.

De los cálculos echos de divergencia del transporte vertical en las figuras 3.21, 3.22 y 3.25 correspondientes a diciembre de 1951, noviembre de 1965 y enero de 1993, respectivamente, se obtuvieron valores de divergencia vertical acumulada a la mitad del camino del trayecto del PE (entre Hawaii y Norteamérica) de $-45\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$, $-35\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ y $-25\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ respectivamente, los cuales corresponden a alrededor del 30 %, 20 % y 15 % respectivamente, comparándolos con de la divergencia horizontal. En los casos restantes (fig. 3.23, 3.24 y 3.26) los valores acumulados obtenidos en la trayectoria del PE fueron alrededor de los $-4\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ un porcentaje de alrededor del 2 % respecto a la divergencia horizontal, pero solo en la figura 3.23 se tuvo éste valor en la trayectoria del PE, en las figuras 3.24 y 3.26 no hay una señal clara de divergencia vertical en la zona de estudio.

El término difusivo horizontal es el que tiene una magnitud menor en comparación a los demás. El coeficiente de intercambio turbulento horizontal calculado fue de $K_E = 4.1 \times 10^4 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, el cual comparado con el coeficiente de transporte turbulento horizontal de calor calculado por Julián Adem (1976), el cual es del orden de $3 \times 10^8 \text{cm}^2 \text{s}^{-1} = 3 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, tiene dos órdenes de magnitud mayor que coeficiente de difusión el obtenido en ésta tesis por la naturaleza de ambos flujos, al ser uno de transporte de masa y el otro de energía, aun así, los valores de difusión horizontal acumulados fueron de menos del 1 % respecto de la divergencia horizontal.

Aunque el aporte de esta variable es muy pequeño y la escala en la que se estudia el PE es de escala planetaria, en el cálculo hecho para los seis eventos que se presentan en este estudio, sobre la trayectoria del PE hay una clara evidencia de transporte

turbulento, más evidente en las figuras 3.27, 3.29, 3.31 y 3.32 correspondientes a diciembre de 1951, enero de 1980, enero de 1993 y diciembre de 2010 respectivamente, donde al igual que el flujo divergente, el flujo turbulento está dividido en difusividad positiva y negativa a la izquierda y derecha del transporte respectivamente, los valores de difusión fueron de ± 1 y $\pm 2 \text{kgm}^{-2} \text{dia}^{-1}$, lo cual es el 1 % aproximadamente respecto al flujo divergente, y aproximadamente el 10 % respecto al flujo turbulento vertical.

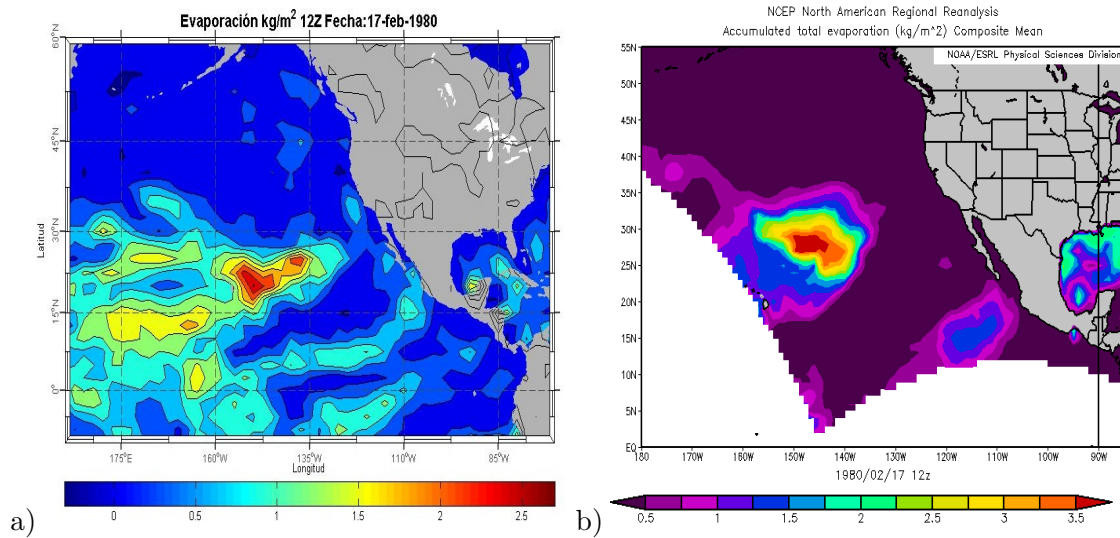


Figura 4.7: Evaporación instantánea [kgm^{-2}] evaluada el 17 de febrero de 1980 a las 12Z. a) Cálculo de la ecuación 4.14 b) Producto de NARR.

En la figura 4.36.a se puede observar el cálculo que se obtuvo en ésta tesis comparado con el cálculo de evaporación que proporciona la base de datos del NARR (fig. 4.36.b), cuyos cálculos son de evaporación acumulada en un período de 3hrs. En el presente trabajo se muestran los valores acumulados en los días de evento de PE, pero para comparar con las gráficas de NARR, se calculó la evaporación instantánea dada cada 6hrs para el evento de febrero de 1980 a las 12Z para compararlo con los datos del NOAA, donde de acuerdo a las imágenes de la figura 4.36, el valor máximo de evaporación calculado con la ecuación 2.9 fue de 2.75kgm^{-2} y el cálculo hecho por NARR da un valor máximo de 3.5kgm^{-2} , por lo que la aproximación hecha para el cálculo de la evaporación resulta en una reducción del valor verdadero en alrededor de un 15 %.

4.2. Divergencia total del vapor de agua vs. divergencia del flujo turbulento

La divergencia de vapor de agua debida a la advección del viento siempre es mayor que la divergencia de vapor en flujos turbulentos, haciendo la comparación entre estos dos flujos en los eventos estudiados en esta tesis, es observable la diferencia entre las magnitudes de ambos, siendo la divergencia por flujos turbulentos mucho menor en todos los casos. En las figuras 4.43 y 4.44, se muestran las gráficas de la divergencia total (línea continua), y la divergencia debida a eddies transitorios (línea discontinua) y estacionarios (línea punteada), haciéndose un promedio zonal en la zona de estudio, desde $160^{\circ}O$ (longitud que limita con las islas de Hawaii y Honolulu) hasta $120^{\circ}O$ (longitud que limita con BC) evaluando en el hemisferio norte de 0 a $90^{\circ}N$.

La divergencia total se compone del flujo divergente (horizontal más el vertical), más la divergencia del flujo turbulento o eddies transitorios (horizontal más el vertical). La divergencia del flujo estacionario es el resultado de la resta del flujo divergente total menos el flujo divergente turbulento transitorio (apéndice 2).

En las seis figuras los eddies transitorios son máximos en el trópico a $15^{\circ}N$ y $30^{\circ}N$ y mínimos o nulos en el polo, no excediendo un flujo divergente turbulento con valor de $30\text{kgm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ en todos los casos; cerca del Ecuador llega a ser de la misma magnitud que la divergencia del flujo estacionario.

Los resultados para la divergencia total son variados en las seis figuras, los valores positivos indican divergencia de vapor de agua y los negativos la convergencia del vapor de agua; en las figuras 4.43.a, 4.43.b, 4.44.a y 4.44.b, correspondientes a diciembre de 1950, noviembre de 1965, enero de 1993 y diciembre de 2010, la divergencia fue máxima alrededor de la latitud de $30^{\circ}N$, asociado a la subsidencia de las celdas de *Hadley*. En latitudes tropicales suele ser una región convergente, en las figuras donde había más circulación ciclónica sobre el Pacífico (figs. 4.43.c, 4.43.d, 4.44.a, 4.44.b) había convergencia, en los otros casos donde el anticiclón semipermanente estaba sobre el Pacífico (figs. 4.43.a, 4.43.b) fue menor la convergencia tropical, pero fue donde la contribución de los eddies transitorios fue tan importante como los estacionarios.

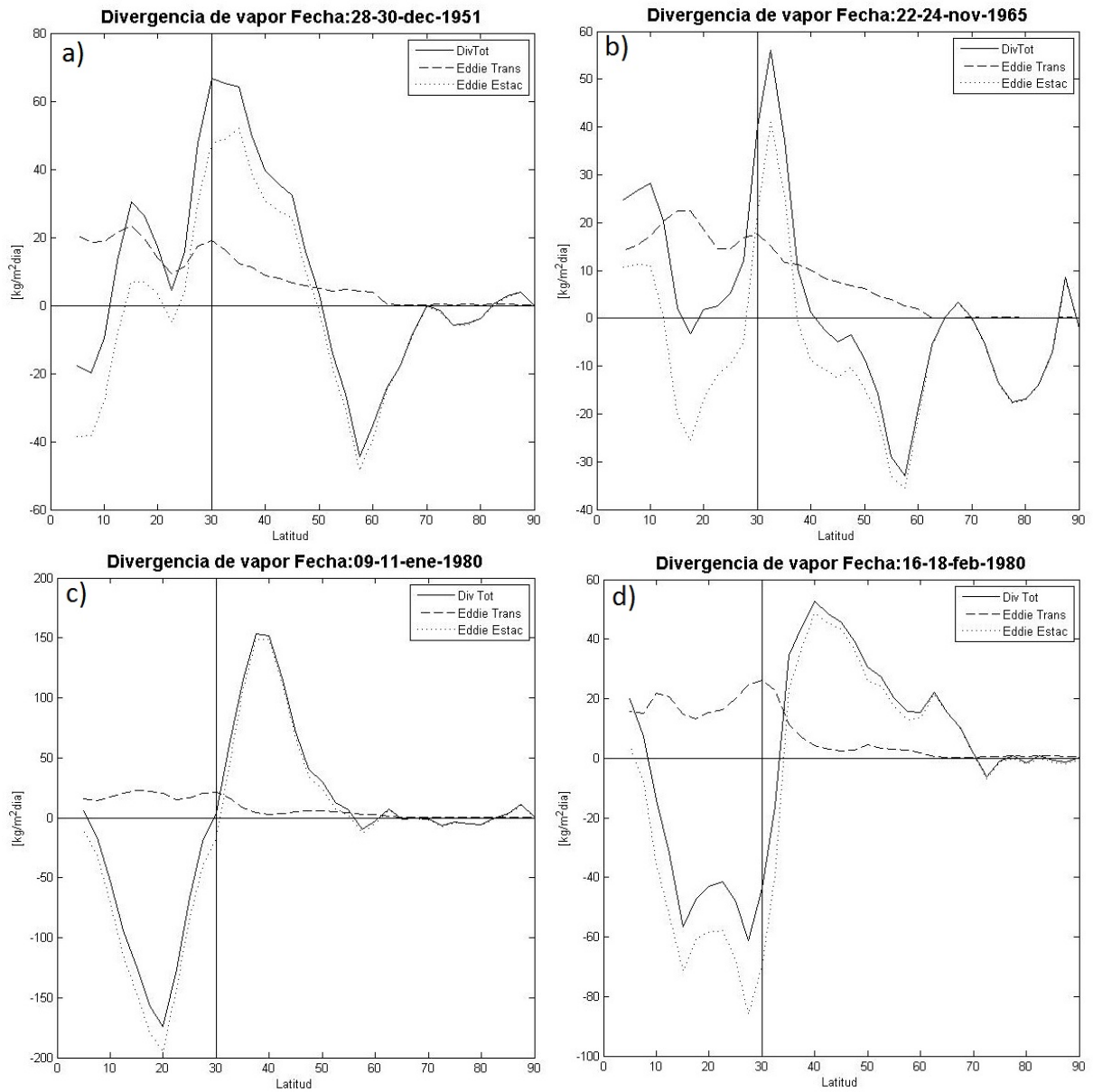


Figura 4.8: Promedio zonal (120W-160W) del flujo divergente meridional de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$]. (-) Flujo divergente total acumulado, (-) Flujo divergente acumulado debido a eddies transitorios, (..) Flujo divergente acumulado debido a eddies estacionarios, evaluados para a) dic.28-30 1951 b) nov.21-23 1965 c) ene.9-11 1980 d) feb.16-18 1980

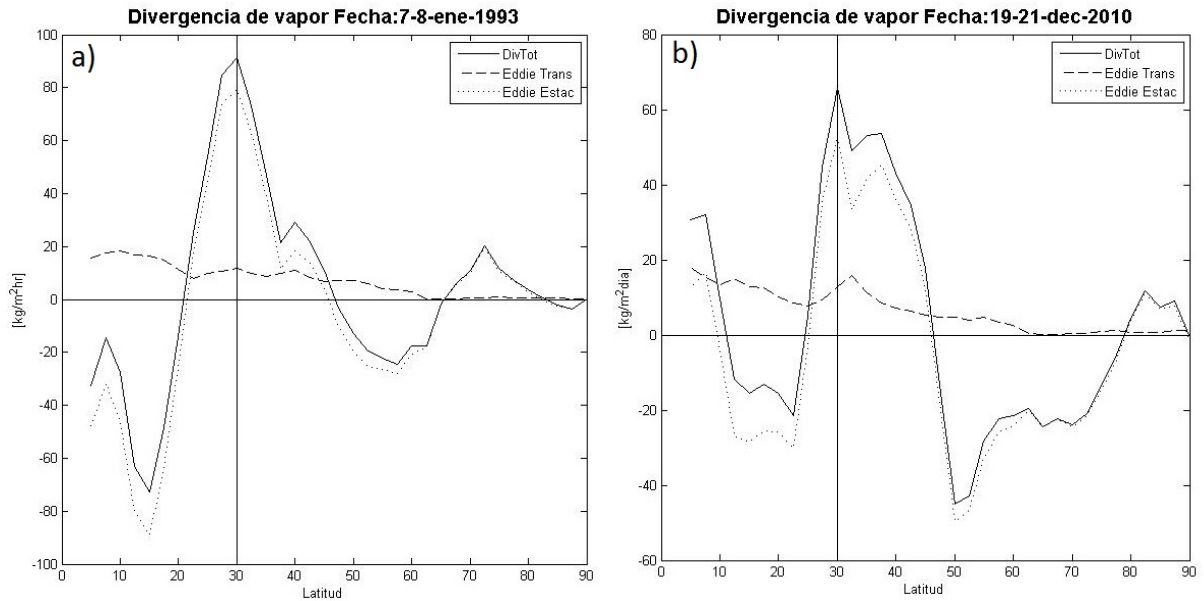


Figura 4.9: Promedio zonal (120W-160W) del flujo divergente meridional de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$]. (-) Flujo divergente total acumulado, (-) Flujo divergente acumulado debido a eddies transitorios, (..) Flujo divergente acumulado debido a eddies estacionarios, evaluados para a) ene.7-8 1993 b) dic.19-21 2010

En las gráficas de flujos divergentes presentados por J. Adem (1968), en el hemisferio norte, de $0 - 30^{\circ}N$ hay mucha divergencia y en verano la convergencia es mayor, los eddies transitorios llegan a ser de un 10 % del flujo divergente total, así en las gráficas mostradas anteriormente, la contribución de eddies transitorios en la trayectoria del PE no debe despreciarse.

4.3. Conclusión

La atmósfera se compone principalmente de vapor de agua, la fuente principal de vapor es por la evaporación del océano, siendo ésta, seis veces mayor que la evaporación del suelo continental y transpiración de las plantas. La interacción del océano con la atmósfera por medio del intercambio de vapor es vital para el ciclo del agua y las condiciones climáticas. Las variaciones en la presión atmosférica, debido a gradientes de temperatura contribuyen principalmente en el transporte de vapor, sobre todo en la estación de invierno en el hemisferio norte donde el gradiente térmico es mayor, donde se propicia a que el flujo de humedad hacia los polos sea por medio de los RA (Newell *et. al* 1992), cuya estructura lleva a concentrar el contenido de vapor en una región estrecha de la atmósfera, la cual se extiende por miles de kilómetros, lo que conlleva a que al llegar a tierra, el flujo continuo e intenso de vapor de agua genera intensa precipitación e inundaciones que puede durar de 2 a 7 días.

Utilizando la ecuación de conservación de vapor de agua (1.1), la cual comprende la divergencia temporal y espacial del vapor de agua en la atmósfera, se calculó la contribución de cada factor, en fechas donde se desarrolló el PE sobre el Océano Pacífico norte y éste tuvo un trayecto del Pacífico hasta las costas de BC. Los cálculos mostraron que la divergencia horizontal del vapor en el PE es el término de mayor importancia, debido a que el viento llega a transportar el vapor a velocidades de hasta 25ms^{-1} [F.M.Ralph *et. al* (2005)] (ver fig. 3.1), en general en una atmósfera barotrópica, el transporte de vapor por arrastre del viento es mayor horizontal que verticalmente. En algunos eventos (dic. 1951 y nov. 1965) el transporte vertical en una pequeña zona en el interior del PE llegó a ser de una magnitud 5 veces menor que el transporte horizontal, que por lo común la divergencia vertical es de un orden de magnitud menor, como puede observarse comparando los otros cuatro eventos (ene. feb 1980, ene. 1993 y dic. 2010). El agua precipitable acumulada en el período de desarrollo del PE también es grande, con una magnitud de casi una quinta parte del flujo divergente de vapor.

Las fuentes de vapor que alimentan al PE, principalmente debido a la evaporación del océano representada por el flujo turbulento vertical, el cual es 5 veces menor que la divergencia de vapor horizontal, comparable con el agua precipitable, aunque la evaporación máxima es en las zonas donde el PE nace. El flujo turbulento horizontal es muy pequeño, casi el 1% del flujo divergente horizontal. Los sumideros de vapor en la trayectoria del PE, representado por la tasa de destrucción de vapor de agua por condensación es mayor que la fuente de vapor por evaporación del océano, siendo alrededor de 6 a 10 veces mayor, sin importar que haya más zonas de evaporación que de condensación. Los centros ciclónicos cercanos a los RA son grandes sumideros de vapor, y de acuerdo a las figuras 3.4 a 3.6 comparadas con las figuras 4.3.a a la 4.5.a de todo el vapor de agua que se condensa en el PE, alrededor de la mitad precipita.

Capítulo 5

Apéndices

Apéndice 1: Base de datos de NCEP/NCAR

Los datos utilizados para calcular la ecuación de conservación de vapor de agua se tomaron de la página de NOAA¹. Estos datos son el producto de un proyecto que inició NCEP/NCAR en 1996, donde se dieron a la tarea de producir un archivo global de 40 años analizando un modelo global alimentado con datos tomados de estaciones meteorológicas en la superficie del continente y en el mar, radio-sondas, aeronaves, satélites, entre otros. Esto trae como consecuencia errores en los cálculos, ya que los datos son aproximaciones de los datos reales, pero son una buena referencia para obtener los resultados que se requieren.

La base de datos de reanálisis que proporciona NCEP/NCAR se clasifica por diferentes períodos temporales y espaciales. El PE viaja en trayectorias con duración que va desde un par de días hasta una semana; los datos mensuales no son utilizados para los cálculos, los que se utilizan en este trabajo son datos diarios calculados cada 6hr (00, 06, 12 y 18Z) en puntos de malla global de 144×73 , aproximadamente cada $277km$ o $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; verticalmente los datos son dados por niveles de presión, con 17 y 28 niveles de presión (de los cuales solo se consideran 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 y 300mb, también datos en superficie en un nivel sigma (sobre la superficie del mar), 2 y 10m de altura sobre el nivel del mar.

¹<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/>

Apéndice 2 Modos del transporte de vapor de agua

[Peixoto (1992)] El flujo promedio en un período de tiempo del vapor de agua que ocurre continuamente del Ecuador a los polos depende de distintos modos de transporte, los cuales se representan con los valores promedio en tiempo y en espacio dados por:

$$\psi = \bar{\psi} + \psi'$$

donde

$\bar{\psi}$ es el valor promedio en un intervalo de tiempo

ψ' es la desviación del valor promedio

Así que para el dos cantidades arbitrarias A y B, su valor promedio en un intervalo de tiempo es:

$$\overline{AB} = \overline{AB} + \overline{A'B'}$$

El lado izquierdo es igual al flujo total, es cual a su vez es igual a los términos del lado derecho de la ecuación, donde el primer término es debido a los flujos estacionarios, como los ciclones y anticiclones tropicales y extratropicales y el segundo término corresponde a los flujos transitorios debidos a eddies presentes en escala corta de tiempo, como flujos convectivos debidos a la evaporación del mar durante el día.

Apéndice 3 Ecuación de conservación de energía térmica

[J.Adem (1964)] En la descripción del estado térmico de la atmósfera la ecuación que describe la conservación de la energía térmica en la troposfera es la siguiente:

$$\frac{\gamma_3}{\Delta t} [T'_m - (T'_m)_i] - \gamma_3 K \nabla^2 T'_m = E_A + E_C + G_2 + G_5 + R_1$$

donde :

$$\gamma_3 = A_1 \left(1 + \beta \frac{A}{2}\right)$$

$$A_1 = \frac{c}{g} [(p_0^*)_{z=H_1} - (p_0^*)_{z=H_2}]$$

$$T'_m = T_m - T_{m0}$$

T_m es la temperatura de la troposfera media en un considerado intervalo de tiempo en $^{\circ}K$

T_{m0} es una constante tal que $T_{m0} \gg T'_m$.

El primer término en el lado izquierdo de la ecuación representa el almacenamiento de energía donde

$$(T'_m)_i = (T_m)_i - T_{m0}$$

$(T_m)_i$ es la temperatura en la troposfera media en el intervalo de tiempo previo en $^{\circ}K$

$\gamma_3 K \nabla^2 T'_m$ es la tasa de cambio de la energía térmica dado por el transporte turbulento horizontal.

Del lado derecho de la ecuación se tiene a las tasas de cambio de la energía térmica

$E_A + E_C$ es la tasa de energía térmica ganada por radiación

G_2 es la tasa de energía térmica ganada por la conducción de turbulencia vertical de la superficie de la tierra

G_5 es la tasa de energía térmica ganada por la condensación del agua en nubes.

R_1 incluye otros términos causantes de cambio de energía térmica, los cuales suelen ser despreciables.

Apéndice 4: Flujo turbulento horizontal

Para estimar el transporte turbulento horizontal debido a eddies transitorios se utiliza la teoría Newtoniana para fluidos viscosos, que toma como base Boussinesq en 1877 para proponer una hipótesis sobre viscosidad turbulenta, la cual indica que la tensión turbulenta generada entre dos capas de fluido en movimiento es proporcional al gradiente del viento en dirección perpendicular al flujo multiplicado por un coeficiente de intercambio K :

$$\tau = -\rho K \frac{\partial u}{\partial z}$$

Para flujos turbulentos verticales de calor, vapor de agua u otra variable se pueden desarrollar expresiones apegadas a la parametrización anterior, por ejemplo el transporte turbulento vertical de vapor de agua se puede parametrizar con:

$$\overline{q'w'} = -K_v \left(\frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

donde K_v es el coeficiente de intercambio vertical turbulento de vapor de agua.

Apéndice 5: Número de Richardson y presión de vapor de saturación

La aproximación de la evaporación de la superficie oceánica se hace utilizando el Ri para determinar el C_E y la aproximación para la presión de vapor de saturación.

Número de Richardson: El número de Richardson mide, en una masa de aire, la tasa de destrucción de turbulencia por estabilidad o la tasa de creación de turbulencia por cizallamiento del viento (atmósfera inestable).

De acuerdo con [J.C.K Huang 1978] es posible determinar el coeficiente C_E como sigue:

$$R_i = \frac{gZ}{T_{v0} |V_a|} \left[(T_a - T_s) + 0.38T_a \frac{RH_a e_s(T_a) - 0.981e_s(T_s)}{P_a} \right] \quad (5.1)$$

Para el caso estable en que $R_i > 0$

$$C_E = C_{HN} \exp(-9.4R_i) \quad (5.2)$$

Para el caso inestable en que $R_i < 0$

$$C_E = C_{HN} \left[1 + \frac{11}{53.2} \ln(1 - 53.2R_i) \right] \quad (5.3)$$

Donde $C_{HN} = 1.2 \times 10^{-3}$ es el coeficiente de calor sensible para el caso neutral, $Z = 10m$ y $T_{v0} = 298K$ son la altura y temperatura de referencia en el número de Richardson, el cual es función de la velocidad superficial del viento y la diferencia de la temperatura virtual del aire y el océano.

Presión de vapor de saturación: Es la presión que ejerce el vapor en un volumen de aire saturado.

La presión de vapor de saturación en función de la temperatura en $^{\circ}K$ puede parametrizarse como sigue [Murray (1984)]:

$$e_s(T_a) = 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.67(T_a - 273.6)}{T_a - 35.86}\right) \quad (5.4)$$

Apéndice 6: Aproximación por series de Taylor

Para aproximar por series de Taylor los términos diferenciales de la ecuación de conservación de vapor de agua, que representan el cambio o la variación de la humedad específica como función del tiempo y espacio, para el cálculo del valor de cada término se utiliza el método de diferencias finitas, el cual consiste en encontrar una solución aproximada de la ecuación diferencial, los datos de reanálisis que proporciona NCEP son dados en una malla compuesta de un conjunto finito de puntos discretos y separados espacialmente entre sí por un valor constante $\Delta x \approx \Delta y \approx 277km$, de tal modo que cada punto de la malla se obtiene con $x_i = i\Delta x$. Expresando lo anterior para una malla bidimensional de la variable de humedad específica $q(x_i, y_j, t_n) = q(i\Delta x, j\Delta y, t_n) = q_{i,j}^n$

Las diferencias entre los valores $q_{i,j}^n$ pueden calcularse con varios métodos, pero para este trabajo se escoge el modelo de diferencias centradas por ser más exacto², ya que consiste en calcular la diferencia en cada punto de la malla tomando la diferencia de los valores que se encuentran antes y después de dicho punto, divididas por el intervalo que los separa, es decir:

$$\left(\frac{\partial q}{\partial x}\right)_i = \frac{q(x + \Delta x) - q(x - \Delta x)}{2\Delta x} = \frac{q_{i+1,j}^n - q_{i-1,j}^n}{2\Delta x} \quad (5.5)$$

Mientras más pequeña sea la distancia entre los puntos (Δx), mejor será la aproximación. Expandiendo la derivada por medio de su desarrollo en series de Taylor y expresándola como una suma infinita de la función y sus derivadas, puede analizarse la consistencia de la aproximación. En general para cualquier función $f(x)$ alrededor de un punto x_i su desarrollo en series es:

$$f(x) = f(x_i) + \frac{(x - x_i)}{1!} \left(\frac{df}{dx}\right)_i + \frac{(x - x_i)^2}{2!} \left(\frac{d^2f}{dx^2}\right)_i + \dots + \frac{(x - x_i)^k}{k!} \left(\frac{d^k f}{dx^k}\right)_\varepsilon \quad (5.6)$$

donde $\varepsilon = x_i + \theta(x - x_i)$ y $0 < \theta < 1$

El esquema de diferencias centradas para la variable de humedad específica q con $k=3$ es:

$$q_{i+1,j}^n = q(x_i) + \Delta x \left(\frac{dq}{dx}\right)_i + \frac{\Delta x^2}{2!} \left(\frac{d^2q}{dx^2}\right)_i + \frac{\Delta x^3}{3!} \left(\frac{d^3q}{dx^3}\right)_{\varepsilon_+}$$

$$q_{i-1,j}^n = q(x_i) - \Delta x \left(\frac{dq}{dx}\right)_i + \frac{\Delta x^2}{2!} \left(\frac{d^2q}{dx^2}\right)_i - \frac{\Delta x^3}{3!} \left(\frac{d^3q}{dx^3}\right)_{\varepsilon_-}$$

²En esquemas de diferencias finitas como Euler hacia adelante o hacia atrás, se calculan las diferencias de los puntos tomando un solo punto antes o después, restándole exactitud al resultado

$$q_{i+1,j}^n - q_{i-1,j}^n = 2\Delta x \left(\frac{dq}{dx} \right)_i + \frac{\Delta x^3}{3!} \left[\left(\frac{d^3q}{dx^3} \right)_{\varepsilon_+} + \left(\frac{d^3q}{dx^3} \right)_{\varepsilon_-} \right] \quad (5.7)$$

Por lo anterior se aproxima la primera derivada parcial con el esquema de diferencias centradas de la siguiente forma:

$$\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{q_{i+1,j}^n - q_{i-1,j}^n}{2\Delta x} + O_c(\Delta x^2) \quad (5.8)$$

con $O_c(\Delta x^2)$ el error local de truncamiento de segundo orden, es el error dado por omitir términos en una serie que tiene un número infinito de términos al aproximar la derivada a su forma más simple

$$O_c(\Delta x^2) = \frac{\Delta x^3}{3!} \left[\left(\frac{d^3q}{dx^3} \right)_{\varepsilon_+} + \left(\frac{d^3q}{dx^3} \right)_{\varepsilon_-} \right] \quad (5.9)$$

Apéndice 7: Suma de Riemann

Para el cálculo de las integrales definidas en un intervalo cerrado, se utiliza el método de la suma de Riemann, el cual consiste en calcular aproximadamente el área bajo la curva, haciendo una partición en un número finito de rectángulos, donde cada rectángulo sea lo suficientemente pequeño y cuya suma del área de todos los rectángulos se aproxime al área bajo la curva en un intervalo $[niv_0, niv]$. Lo anterior se expresa como sigue:

$$\int_{niv_0}^{niv} f(p)dp = \sum_{n=niv_0}^{niv} f(p)_n \Delta p$$

donde $f(p)$ es una función continua e integrable en un intervalo cerrado, $\Delta p = niv_{n-1} - niv_n$ es el ancho de los rectángulos, los cuales son igual a $\Delta p \approx 100mb$ por los niveles de los datos utilizados de NCEP.

Bibliografía

- [1] (1964) Adem, Julián. On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system. *Mont.Weat.Rev.* Vol 92. No.3
- [2] (1968) Adem, Julián. A parametric method for computing the mean water budget of the atmosphere.
- [3] (1979) Adem, Julián. Low resolution thermodynamic grid model. *Dyn.Atmos. Oceans* 3, 433-451)
- [4] (1975) Baumgartner, A.; Reichel, E; The world water balance (New york: Elsevier)
- [6] (1991) Castro, M; Gonzalez, R; Portela, A. Parametrización de la capa límite atmósfera en los modelos numéricos de pronóstico meteorológico. *Física de la Tierra*, Num. 3 103-138. Ed. Univ. Compl. Madrid
- [7] (2004) Cavazos, Tereza; Rivas, David; Variability of extreme precipitation events in Tijuana, México. *Clim. Res.* Vol. 25, pag. 220-243.
- [8] (2004) Dettinger, Michael. Fifty-two years of “Pineapple express” storms across the west coast of nort américa. California Energy Commission; PIER project report.
- [9] (2011) Dettinger, Michael; Ralph, Freud; Das, Tapash. Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California
- [10] (2013) Dettinger, Michael; Insgam B.Lynn. The coming megafloods. *Scientific american.*.
- [11] (1949) Elliott, Robert D; Smith, Theodore B.; A study of the effects of large blocking highs on the general circulation in the northern-hemisphere westerlies. *J. of Met.* Vol. 6, No. 2
- [12] (1978) Huan, J.C.K; Numerical simulation studies of oceanic anomalies in the North Pacific Basin, I. The ocean model and the long-term mean state. *J. Phys. Oceanogr.* 8, 755-778

- [13] (2001) Kistler, R.; E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-268.
- [14] (2005) Mendoza, Victor M; Villanueva, E.E; Adem, Julián. On the annual cycle of the sea surface temperature and the mixed layer depth in the Gulf of México.
- [15] (1976) Messenger, F; Arakawa, A; Numerical methods used in atmospheric models.
- [16] (1984) Murray, F.W; Murray, F. W., On the computation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Meteorol.*, 6, 203-204
- [17] (1949) Namias, Jerome; Philip F. Clapp; Confluence theory of the high tropospheric jet stream. *J. of Met.* Vol. 6
- [18] (2001) P.J. Neiman and M. Ralph. The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's Coastal Mountains: Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 130
- [19] (1958) Peixoto, J.P; Hemispheric humidity conditions during the year 1950, MIT, Dt of Met. *Gral. Circ. Proj*
- [20] (1973) Peixoto, J.P. ; M.A. Kettani. The control of the water cycle. *Sci. Am* 228, 46-61
- [21] (1992) Peixoto J.P; Oort A.H. Libro *Physics of Climate*. Ed. American Institute of Physics New York.
- [22] (1992) Pérez, Ismael; Estudios sobre los factores meteorológicos, sinópticos y de mesoescala asociados con las intensas lluvias ocurridas a finales de diciembre 1990 en el noroeste de la república mexicana.
- [23] (1984) Pielke, Roger; *A Mesoscale meteorological modeling*. Colorado State University. Ed. Academic Press
- [24] (2011) Reynolds, F.M.; P.J. Neiman, G.N. Kilandis, K. Weickmann, D.W. Reynolds; A multiscale observational case study of a pacific atmospheric river exhibiting tropical-extratropical connections and a mesoscale frontal wave.
- [25] (2002) Ralph, F.M. et al; Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Mon. Wea. Rev.* 132, 1721-1745

- [26] (2004) Ralph, F.M; P.J.Neiman, R. Rotunno; Dropsonde observations in low-level jets over the northeastern pacific ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics
- [27] (1992) Newell, R.E; Newell N.E; Zhu, Y; Scott, Courtney. Tropospheric rivers? A pilot study. *Geo. Res. Lett.* Vol 19. pag.2401-2404.
- [28] (1930) Tetens, V.O; Uber einige meteorologische. Begriffe, *Zeitschrift fur Geophysik.* 6:297-309.
- [29] (1981) Thepenier, R.M; Cruette, D. Formation of cloud bands associated with the american subtropical jet stream and their interaction with midlatitude synoptic disturbances reaching europe. *Journ. AMC.*
- [30] (1998) Zhu, Y., and R.E. Newell. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.* 126:725–735.
- [31] <http://www.ncep.nona.gov/>
- [32] <http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php>

Lista de figuras

1.1.	Distribución del contenido de agua almacenado en los océanos, continentes y la atmósfera, así como el intercambio anual entre ellos por evaporación, precipitación y escorrentía de acuerdo a J.P. Peixoto y M.A. Ketrani 1973.	3
1.2.	Representación de un RA en el Océano Pacífico norte. (Izquierda) Concentración del IWV (verde) tasa de precipitación (rojo). (Derecha) Sección transversal AA', muestra la estructura vertical de las isotacas (línea azul), la humedad específica (línea punteada) y flujo horizontal de humedad a lo largo del frente (líneas y sombreado naranja) (Frente guía del PE asociado al JSS y al LLJ. Fuente Ralph <i>et al</i> (2004). . .	4
1.3.	<i>Baja California, región de estudio (izquierda). Climatología de la precipitación mensual (mm) de BC, período 1961-1990(derecha)</i>	7
3.1.	Imágenes de magnitud de viento horizontal [ms^{-1}] (color) y humedad específica [gkg^{-1}] (líneas) en secciones transversales del PE (lon.110-130°O-lat.25-45°N), (lon.125-145°O-lat.20-40°N) y (lon.140-160°O-lat.15-35°N).	18
3.2.	Ilustración de la posición a la que fueron hechos los cortes transversales para las figuras 3.1.	19
3.3.	Tasa de pérdida de calor latente por condensación $-G_5/L$ [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 28 al 30 de diciembre de 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].	21
3.4.	Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 21 al 23 de noviembre de 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].	21
3.5.	Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 9 al 11 de enero de 1980. Isóbaras a nivel del mar [mb].	22
3.6.	Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].	22
3.7.	Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 7 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb]. Isobaras a nivel del mar [mb].	23
3.8.	Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 19 al 21 de diciembre de 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].	23

3.9. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 28 al 30 diciembre 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].	25
3.10. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 21 al 23 noviembre 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].	26
3.11. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 09 a 11 de enero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].	26
3.12. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 16 a 18 de febrero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].	27
3.13. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 07 a 08 de enero 1993. Isobaras a nivel del mar [mb].	27
3.14. Derivada temporal del agua precipitable [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 19 al 21 de diciembre de 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].	28
3.15. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre 1951. Lineas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento en 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 150 y convergencia máxima de -150.	29
3.16. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Lineas de altura geopotencial a 500[mb]. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 150 y convergencia máxima de -170.	30
3.17. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero 1980. Lineas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 200 y convergencia máxima de -260.	31
3.18. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero 1980. Lineas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 160 y convergencia máxima de -220.	31
3.19. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero 1993. Lineas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima 160 y convergencia máxima -160.	32
3.20. Divergencia horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 19 al 21 de diciembre 2010. Lineas de altura geopotencial a 500mb. Vector de viento a 900mb (LLJ) [ms^{-1}]. Sobre la trayectoria del PE, divergencia máxima de 170 y convergencia máxima de -200.	33
3.21. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre de 1951. Lineas de altura geopotencial a 500mb.	35
3.22. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Lineas de altura geopotencial a 500mb.	36
3.23. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero de 1980. Lineas de altura geopotencial a 500mb.	36

3.24. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero 1980. Isobaras a 500mb.	37
3.25. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero 1993. Isohipsas a 500mb.	37
3.26. Transporte vertical de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 19 al 21 de diciembre 2010. Isohipsas a 500mb.	38
3.27. Difusión horizontal de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 28 al 30 de diciembre 1951. Isobaras a nivel del mar [mb].	39
3.28. Difusión horizontal de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 21 al 23 de noviembre 1965. Isobaras a nivel del mar [mb].	40
3.29. Difusión horizontal de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 09 al 11 de enero 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].	40
3.30. Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb].	41
3.31. Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 07 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb].	41
3.32. Flujo turbulento horizontal del vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$] 19 a 21 de diciembre 2010. Isobaras a nivel del mar [mb].	42
3.33. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 28 al 30 de diciembre de 1951. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	43
3.34. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 21 al 23 de noviembre del 1965. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	44
3.35. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 09 al 11 de enero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	45
3.36. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	45
3.37. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 07 al 08 de enero 1993. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	46
3.38. Evaporación en la superficie del mar [$kgm^{-2}dia^{-1}$] evaluada del 19 al 21 de diciembre de 2010. Isobaras a nivel del mar [mb]. Vector de viento a nivel del mar [ms^{-1}]	47
4.1. Imágenes tomadas del archivo GIBBS (Global ISCCP B1 Browse System) de datos tomados con el GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) a) GOES-3 canal infrarrojo de Enero 11 1980 20:45UTC b) GOES-3 canal visible de febrero 17 1980 20:45UTC c) GOES-7 canal vapor de agua de Enero 08 1993 3:01UTC d) GOES-11 canal infrarrojo de Diciembre 21 2010 06:00UTC	49

4.2. Tasa de pérdida de vapor de agua por condensación [$kgm^{-2}dia^{-1}$] calculado del 21 al 23 de noviembre de 1965. Gráfica de precipitación [mm] del mes de noviembre de 1965, con pico máximo registrado el 21 de noviembre, precipitación acumulada de 60mm. Estación en Boquilla Santa Rosa de la Misión, Ensenada BC. Cortesía CICESE. 50

4.3. a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 9 al 11 de enero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de enero de 1980, con pico máximo registrado el 9 de enero, precipitación acumulada de 100mm. Estación en Santo Tomas cortesía CICESE. 51

4.4. a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 16 al 18 de febrero de 1980. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de febrero de 1980, con pico máximo registrado el 17 de febrero, precipitación acumulada de 130mm. Estación en Santo Tomas cortesía CICESE. 52

4.5. a) Precipitación observada, datos de NCEP, calculado del 07 al 08 de enero de 1993. Isobaras a nivel del mar [mb]. b) Gráfica de precipitación [mm] del mes de enero de 1993, con pico máximo registrado el 6 de enero, precipitación acumulada de 120mm. Estación en Santo Tomás cortesía de CICESE. 53

4.6. Gráfica de precipitación diaria [mm] del mes de diciembre de 2010, con pico máximo registrado el 21 de diciembre, precipitación acumulada del 19 al 21 de diciembre de 90mm. Estación en La Misión cortesía de CICESE. . . 54

4.7. Evaporación instantánea [kgm^{-2}] evaluada el 17 de febrero de 1980 a las 12Z. a) Cálculo de la ecuación 4.14 b) Producto de NARR. 57

4.8. Promedio zonal (120W-160W) del flujo divergente meridional de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$]. (-) Flujo divergente total acumulado, (-) Flujo divergente acumulado debido a eddies transitorios, (..) Flujo divergente acumulado debido a eddies estacionarios, evaluados para a) dic.28-30 1951 b) nov.21-23 1965 c) ene.9-11 1980 d) feb.16-18 1980 59

4.9. Promedio zonal (120W-160W) del flujo divergente meridional de vapor de agua [$kgm^{-2}dia^{-1}$]. (-) Flujo divergente total acumulado, (-) Flujo divergente acumulado debido a eddies transitorios, (..) Flujo divergente acumulado debido a eddies estacionarios, evaluados para a) ene.7-8 1993 b) dic.19-21 2010 60