



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

TRANSICIÓN DE LA CONVECCIÓN DE SOMERA A PROFUNDA:  
EL PAPEL DE LAS PISCINAS FRÍAS

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
DIANA ADRIANA ISLAS FLORES

TUTOR:  
DR. DAVID KENTON ADAMS  
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX.

AGOSTO 2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

## **Jurado:**

Dr. Arturo Quintanar Isaías

*Presidente*

Dr. Adolfo Magaldi Hermosillo

*Vocal*

Dr. David Adams

*Secretario*

Dr. Diego Alfaro Berea

*Suplente*

Dr. Benjamin Lintner

*Suplente*

## **Agradecimientos**

Le agradezco a los doctores Diego Alfaro y Arturo Quintanar por ayudarme durante el desarrollo de este estudio siendo parte de mi jurado de evaluación semestral y de evaluación de tesis.

Le agradezco a los doctores Benjamin Lintner y Adolfo Magaldi por ser parte de mi jurado de evaluación de tesis y ayudarme a mejorar este trabajo.

Finalmente, le agradezco al Dr. David Adams por aceptar ser mi tutor de tesis de maestría y guiarme durante el desarrollo de este proyecto.

## **Dedicatorio**

Dedico este trabajo a mis padres y mi hermana. Gracias por apoyarme durante mi maestría.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

## Resumen

Uno de los retos de los modelos climáticos globales es la representación del ciclo diurno de la precipitación en los trópicos. Algunos estudios han sugerido que las parametrizaciones de convección son responsables, particularmente, debido a su ineficacia para representar correctamente la transición de la convección de somera a profunda. En este estudio se exploró las piscinas frías que ocurren durante diferentes tipos de precipitación (como precipitación somera o tormentas convectivas) e analizó la ocurrencia de estas durante la transición de la convección de somera a profunda con base en los datos de la Red Densa de GNSS localizada en Manaus, Brasil (2011-2012), datos de GOES-12 infrarrojo y visible (2011-2012), mediciones de precipitación superficiales y de TRMM (2008-2012) y sondeos (12Z; 2011-2012). Se registró una disminución de  $1^{\circ}C$  en la temperatura debido a lluvia somera, lo que se consideró como marcador de estos eventos. Para obtener eventos de transición de convección de somera a profunda, se utilizaron dos metodologías en las cuales se emplearon los datos de GOES-12 infrarrojo y datos de precipitación, y se encontraron 13 casos de transición durante el periodo de estudio. Sin embargo, no se pudo observar la ocurrencia de las piscinas frías con los datos de la red, debido a que los cambios de la temperatura asociados con las piscinas frías pueden ser causados por otros fenómenos (i.e., sombras de las nubes y errores mecánicos de las estaciones). Por lo tanto, se realizó un análisis probabilístico de las distribuciones de las caídas de la temperatura y la temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ), el cual indicó que las piscinas frías estadísticamente ocurren en días de transición (o días con transición de convección de somera a profunda en la región de la red) y días con convección profunda, que incluye días de transición y días con sistemas de convección profunda desarrollados propagando sobre la red. Finalmente, el análisis de sondeos sugirió que la humedad arriba de la capa límite es muy importante en el desarrollo de convección profunda y que las piscinas frías, posiblemente, ayudan en el desarrollo de la convección profunda al empujar parcelas de aire a llegar a esta capa húmeda y facilitan su ascenso a mayores niveles. Sin embargo, no se pudo deducir cuál de estos mecanismos (la humedad arriba de la capa límite o las piscinas frías) es más importante en la transición de la convección de somera a profunda.

# Índice general

Índice de figuras	IV
Índice de tablas	VII
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivo e hipótesis . . . . .	10
<b>2. Datos y Metodología</b>	<b>12</b>
2.1. Datos . . . . .	12
2.1.1. Red Densa de GNSS de Manaus . . . . .	12
2.1.2. Datos de TRMM . . . . .	14
2.1.3. Datos de GOES-12 . . . . .	14
2.1.4. Radiosondeos . . . . .	15
2.2. Metodología . . . . .	15
2.2.1. Características de las piscinas frías de sistemas de convección profunda.	16
2.2.2. Análisis preliminar de cambios de temperatura, humedad relativa, $\Theta_e$ , $\Theta_V$ , velocidad de viento y presión . . . . .	17
2.2.3. Porcentajes de CTT . . . . .	18
2.2.4. Imágenes de GOES CTT y BRT temp . . . . .	19
2.2.5. Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ de eventos . . . . .	19
2.2.6. Series de tiempo de temperatura de superficie, PWV y CTT . . . . .	20
2.2.7. Análisis estadístico de las distribuciones de $\Delta\text{temp}$ . . . . .	20
2.2.8. Análisis de radiosondeos . . . . .	20
2.2.9. Variables termodinámicas húmedas . . . . .	21
2.2.9.1. Temperatura Potencial Equivalente . . . . .	21
2.2.9.2. Temperatura Potencial Virtual . . . . .	22
2.2.9.3. PWV . . . . .	23

2.2.9.4.	CAPE y CIN . . . . .	23
2.2.9.5.	Mecanismo básico de las piscinas frías someras y profundas .	24
<b>3.</b>	<b>Resultados</b>	<b>25</b>
3.1.	Parte 1: Criterio de identificación de las piscinas frías someras . . . . .	25
3.1.1.	Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ preliminares . . . . .	25
3.1.2.	Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ , $\Delta\text{pres}$ , $\Delta\text{relh.}$ , $\Delta\Theta_e$ , $\Delta\Theta_V$ y $\Delta\text{wspd}$ preliminares . . . . .	27
3.1.2.1.	Variación temporal . . . . .	28
3.1.3.	Análisis de cambios en las variables termodinámicas con respecto a la precipitación . . . . .	31
3.1.4.	Distribución de $\Delta\text{temp}$ para eventos someros en INPA . . . . .	34
3.1.5.	Análisis con los datos de precipitación de INPA y de CTT de la región central . . . . .	35
3.1.5.1.	Análisis preliminar de la precipitación de INPA y CTT sobre la parte central de la red . . . . .	36
3.1.5.2.	Análisis de la CTT y la precipitación en INPA . . . . .	37
3.2.	Parte 2: Piscinas frías y la transición a convección profunda . . . . .	38
3.2.1.	Búsqueda de eventos de transición utilizando datos de precipitación y % de CTT. . . . .	39
3.2.2.	Análisis de los días con convección profunda . . . . .	42
3.2.3.	Distribución de $\Delta\text{temp}$ para los casos de sistemas en propagación . .	47
3.2.4.	Distribución de $\Delta\text{temp}$ y otras variables durante convección profunda	48
3.2.5.	Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ y $\Delta\Theta_e$ . . . . .	48
3.3.	Parte 3: Análisis adicionales para complementar y profundizar los resultados principales . . . . .	59
3.3.1.	Resultados de la distribución de $\Delta\text{temp}$ para los días sin convección profunda . . . . .	59
3.3.2.	Resultados de los sondeos . . . . .	64
3.3.2.1.	Sondeos de los días sin convección profunda . . . . .	64
3.3.2.2.	Comparación entre los días con y sin convección profunda .	66
<b>4.</b>	<b>Discusión</b>	<b>70</b>
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>75</b>



# Índice de figuras

2.1. Mapa de la Red Densa de GNSS de Manaus, que funcionó desde abril 2011 a abril 2012 (Adams <i>et al.</i> 2015). El cuadro verde indica lo que se denota como la parte central de la red que contiene la mayoría de la red (13 de las 21 estaciones) y se encuentra cerca de la ciudad de Manaus. Nota: estrellas azules indican estaciones con datos de precipitación y viento; triángulo azul indica estación TAUR que funcionó por dos meses (oct. y nov.) en el 2011; cuadro azul indica estación GOAM que solo funcionó en el 2012; círculo rojo indica la estación de NAUS que no tenía datos superficiales durante todo el experimento. . . . .	13
3.1. Histogramas de $\Delta\text{temp}$ en INPA de los años 2008-2011 para los varios intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. Eje x es la $\Delta\text{temp}$ con unidades de $^{\circ}\text{C}$ y el eje y es el número de eventos. . . . .	27
3.2. Histogramas de $\Delta\text{temp}$ , $\Delta\text{pres}$ , $\Delta\text{relh}$ , $\Delta\Theta_e$ , $\Delta\Theta_V$ y $\Delta\text{wspd}$ en INPA, EMBP y GOAM de los años 2008-2011 para los varios intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. Eje x son las variables con las unidades correspondientes ( $\Delta\text{temp}$ - $^{\circ}\text{C}$ , $\Delta\text{pres}$ - hPa, $\Delta\text{relh}$ - %, $\Delta\Theta_e$ - K, $\Delta\Theta_V$ - K y $\Delta\text{wspd}$ - knots) y el eje y es el número de eventos . . . . .	28
3.3. Lo mismo que 3.2 para (a) la temporada de lluvia, (b) la temporada seca y (c) la temporada de transición. . . . .	30
3.4. Series de tiempo de $\Theta_e$ para el día 120 (abril 30) del 2011 en INPA que muestra la magnitud de la variación en estos datos. . . . .	34
3.5. Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) HORT, CTLO, JPL6, RDCK, (b) CDN2, CDN4, TRM3, CMP1 y (c) IRAN para el caso de transición del día 8 del 2012. . . . .	42

3.6. Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) CTLO, JPL6, RDCK,INPA,PDAQ (b) CDN4, CHR5, TRM3, CMP1 y IRAN para el caso de transición del día 297 del 2011. . . . .	45
3.7. Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) JPL6, CDN2, EMBP, INPA, (b) CHR5, TRM3, PNT8 y CMP1 para el caso de transición del día 128 del 2011. . . . .	46
3.8. Distribuciones de (a) $\Delta\text{temp}$ y (b) $\Delta\Theta_e$ para días con convección profunda, sin convección profunda y días secos. . . . .	51
3.9. Distribuciones acumuladas normalizadas de (a) $\Delta\text{temp}$ y (b) $\Delta\Theta_e$ para días con convección profunda, sin convección profunda y días secos. . . . .	52
3.10. Mismo que 3.8 pero para días con transición local y los días sin convección profunda. . . . .	54
3.11. Mismo que 3.9 pero para días con transición local y los días sin convección profunda. . . . .	55
3.12. Distribuciones de (a) $\Delta\text{temp}$ y (b) $\Delta\Theta_e$ para días con convección profunda, sin convección profunda limitados y días secos limitados. . . . .	57
3.13. Distribuciones acumuladas normalizadas de (a) $\Delta\text{temp}$ y (b) $\Delta\Theta_e$ para días con convección profunda, sin convección profunda limitados y días secos limitados. . . . .	58
3.14. (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones EMBP y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 173. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo indica la estación EMBP. . . . .	61
3.15. (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones CDN2 y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 212. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo indica la estación CDN2. . . . .	62
3.16. (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones CMP1 y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 231. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo marca la estación CMP1. . . . .	63
3.17. Resultados de sondeos para los días secos. (a) es el diagrama Skew-T del sondeo promedio y (b) el perfil vertical de $\Theta$ de todos los sondeos y el sondeo promedio (línea negra), $\Theta_e$ y $\Theta_{se}$ . . . . .	65

3.18. Lo mismo que 3.17 para días con convección somera. . . . .	66
3.19. Lo mismo que 3.17 para todos los tipos de días. . . . .	69

# Índice de tablas

3.1. Parámetros estadísticos de las distribuciones de $\Delta\text{temp}$ en INPA (2008-2011), EMBP (2011-2012) y GOAM (2011) para los intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. % moda es el porcentaje de valores iguales a la moda. Sesgo positivo indica distribución tiene sesgo a la derecha y sesgo = 0 indica una distribución simétrica. . . . .	26
3.2. Parámetros estadísticos (ver descripción de la tabla 3.1) de las distribuciones de todos los eventos de precipitación (descripción en sección 2.2.2) de cada variable para un intervalo de tiempo de 15 minutos. . . . .	28
3.3. Mismo que la tabla 3.2 para las temporadas indicadas. . . . .	29
3.4. Cambio de las variables para los intervalos de tiempo indicados con respecto a al rango de precipitación inicial (Rango) $[(prec_{inf} - prec_{sup}) = (prec_{inf} < prec \leq prec_{sup})]$ . . . . .	33
3.5. Tabla de resultados de $\Delta\text{temp}$ del intervalo indicado para precipitación some- ra. Prom es el promedio, Max es el máximo y Min es el mínimo. . . . .	35
3.6. Tabla de resultados para el análisis de porcentaje de pixeles. Rango es el rango de precipitación considerado para el calculo porcentajes promedio, Rango de Num. Casos es el rango de número de casos considerados, $\overline{prec}$ es la precipitación promedio y $\% \leq \text{CTT}$ es el porcentaje de pixeles menor o igual al CTT indicado. . . . .	36
3.7. Lo mismo que la tabla 3.6 para casos entre 13hrs a 18 hrs (local). . . . .	37
3.8. Tabla de resultados para el análisis de CTT y precipitación en INPA. Rango es el rango de precipitación considerado para el calculo del CTT promedio y el $\overline{CTT}$ es el CTT promedio sobre INPA. . . . .	38

3.9. Número de eventos de sistemas en propagación obtenidos con % de CTT y precipitación en INPA con al menos una caída mayor o igual a la temperatura indicada para intervalos de 15 minutos de cada año. El (p) indica únicamente los casos de propagación. . . . .	40
3.10. Mismo que 3.9 para los casos de transición obtenidos utilizando el criterio de Adams <i>et al.</i> (2013, 2017). . . . .	43
3.11. Mismo que 3.9 para los casos de sistemas de propagación. . . . .	47
3.12. Cambios máximos de temperatura, humedad relativa, PWV y $\Theta_e$ durante la convección profunda para intervalo de disminución indicado de CTT. El signo negativo indica un decaimiento y el signo positivo un aumento. . . . .	48
3.13. Parámetros estadísticos de las pruebas Kolmogorov-Smirnov (KS) y Mann-Whitney (MW). Columna de ‘Comp’ indica cuales días se compararon (CP- días con convección profunda, s/CP - días sin convección profunda, SC - días secos. . . . .	53
3.14. Mismo que 3.13 pero comparando solo días con transición local (TL) con los días sin convección profunda. . . . .	56
3.15. Mismo que 3.14 para días sin convección profunda limitados. . . . .	59
3.16. Mismo que 3.10 para el intervalo de tiempo de 6 a 19 horas local para eventos sin convección profunda. . . . .	60
3.17. Variables de PWV, $P_{LCL}$ , CAPE, CIN y $P_{LFC}$ del sondeo promedio de cada tipo de día indicado. $\sigma$ indica la desviación estándar de cada variable y tiene las misma unidades de estas. . . . .	69

# Capítulo 1

## Introducción

El clima en las regiones tropicales, así como en las zonas continentales en las latitudes medias del planeta, está dominado por las condiciones de convección profunda, principalmente durante el verano austral. Su representación en los modelos globales del clima (GCMs por sus siglas en inglés) ha presentado una gran problemática, en primera instancia debido al gran rango de escalas temporales y espaciales que involucra la evolución de la convección. En adición, la retroalimentación entre los campos de vapor de agua y la actividad convectiva profunda es compleja y su representación puede ser deficiente en los modelos numéricos. En particular, los GCMs presentan dificultad al emular el ciclo diurno de la precipitación de los trópicos, lo que ha motivado diversos estudios. De acuerdo con Betts y Jakob 2002a,b, se ha observado que el inicio de la precipitación ocurre más temprano de lo que se observa. Con ello, se ha reconocido la inhabilidad de los modelos para representar apropiadamente la transición de la convección de somera a profunda (TSP) al reflejar fallas en las parametrizaciones de la convección (Betts y Jakob 2002b). Sin embargo, la realidad es que los mecanismos físicos responsables para la TSP se mantienen en debate y existe una cantidad considerable de estudios sobre el tema (Betts y Jakob 2002b, Khairoutdinov y Randall 2006, Wu *et al.* 2009, Waite y Khouider 2010, Hohenegger y Stevens 2013, Schlemmer y Hohenegger 2014, Grant y van den Heever 2016, Zhuang *et al.* 2017, Kurowski *et al.* 2018, Grant y van den Heever 2018). Tomando en cuenta las relaciones complejas, la retroalimentación entre la precipitación convectiva y su ambiente termodinámico, así como los mecanismos dinámicos (e.g., piscinas frías), los mecanismos físicos responsables para la TSP no son un tema sencillo de entender (Tompkins 2001b, Jeevanjee y Romps 2013, Li *et al.* 2014, Kurowski *et al.* 2018).

Un caso en particular de las deficiencias de los GCMs es la representación fallida del ciclo diurno de precipitación en los trópicos, mismo que se ha documentado durante las

últimas décadas. Uno de los primeros estudios que discute este problema fue el de Betts y Jakob (2002a). En él, los autores utilizaron el modelo pronóstico del European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF), empleando datos del Experimento de la Biósfera-Atmósfera de Gran Escala (LBA-ECO por sus siglas en inglés, LBA-Experiment 2003) que se llevó a cabo en el estado de Rondonia al suroeste de la región de la Amazona. Los autores notaron que la precipitación generada por el modelo se producía varias horas antes que la precipitación real. Por ello, Betts y Jakob (2002b) utilizaron una versión de columna simple del ECMWF (Single Column Model, SCM por sus siglas en inglés) para identificar cual mecanismo era el responsable de la representación deficiente en el ciclo diurno. Pudieron concluir que la parametrización de convección era responsable de la discrepancia, aunque no tuvieron éxito en especificar el mecanismo exacto, ya que no podía reproducir correctamente la TSP. Se observó que cuando la inestabilidad ambiental aumentaba durante la mañana, el esquema de parametrización respondía instantáneamente, produciendo precipitación fuera del horario indicado por las observaciones. Estos resultados pusieron en evidencia la necesidad de estudiar y entender los procesos físicos involucrados en la TSP, ya que tiene una evolución temporal de varias horas y, por lo tanto, no es instantánea. Adicionalmente, enfatizaron un punto sutil pero crítico: aunque los modelos de gran escala/globales pueden reproducir, en promedio, correctamente la precipitación sobre los continentes tropicales, la falla en replicar la TSP tiene consecuencias severas para el balance de energía en la atmósfera. Por ejemplo: tanto el balance radiativo de onda corta como la temperatura de superficie están acoplados con la fase diurna de la formación de nubes con respecto al ciclo solar. Esto puede resultar en una distorsión del equilibrio de la temperatura de superficie del modelo climático.

Es necesario entender los procesos físicos involucrados en el desarrollo de la convección profunda para intentar resolver esta deficiencia en los GCM. En las investigaciones más recientes, se han sugerido varios mecanismos importantes, que incluyen la humedad troposférica (Tompkins 2001b, Zehnder *et al.* 2006, Waite y Khouider 2010, Kumar *et al.* 2014, Zhuang *et al.* 2017), la inestabilidad atmosférica (Wu *et al.* 2009, Zhuang *et al.* 2017) y la mezcla turbulenta de aire seco con el aire dentro de la nube o entrainment (Khairoutdinov y Randall 2006, Hohenegger y Stevens 2013, Kuo *et al.* 2017, Kurowski *et al.* 2018). Varios estudios han indicado la importancia de la humedad en la tropósfera media, arriba de la capa límite, para promover el desarrollo de la convección profunda (Tompkins 2001b, Derbyshire *et al.* 2004, Wu *et al.* 2009, Lintner *et al.* 2017). Por ejemplo, Wu *et al.* (2009) utilizaron un modelo de resolución de nubes (CRM por sus siglas en inglés) en dos dimensiones y encontraron que los cumulus someros humedecen la zona por encima de la capa límite, lo cual provoca

un ambiente más inestable termodinámicamente, que promueve la TSP. En ese estudio se encontró que la TSP, en particular, ocurre cuando el ambiente que rodea a la nube promedio es más inestable, es decir, cuando el gradiente de temperatura virtual de la nube promedio es más grande que el gradiente de temperatura virtual del ambiente.

Las piscinas frías, los frentes o corrientes de densidad representan otro mecanismo asociado con el desarrollo y la organización de sistemas de convección profunda, como la TSP o los sistemas convectivos de mesoescala (MCS por sus siglas en inglés). Las piscinas frías resultan cuando corrientes descendientes generadas por la precipitación llega a la superficie y se propagan como una corriente de densidad o un frente (más detalle sobre el mecanismo se encuentra en la sección 2.2.9.5). Desde las décadas de los 50s, 60s, y a partir del desarrollo de la teoría Rotunno-Klemp-Weismann (RKW) en 1988, estos frentes o corrientes de densidad han sido vinculados con el desarrollo y la propagación de tormentas de mesoescala en las latitudes medias.

La teoría RKW indica que cuando las corrientes de densidad que resultan de la formación de las piscinas frías, interactúan con la capa límite, pueden forzar al aire cálido y húmedo del ambiente a ascender por encima del nivel de convección libre (LFC por sus siglas en inglés) y dar como resultado la convección profunda (Weaver y Nelson 1982, Rotunno *et al.* 1988, Feng *et al.* 2015, Grant *et al.* 2018). Cuando el ambiente experimenta una débil cizalladura del viento, estas piscinas frías y los frentes que causan, pueden propiciar el desarrollo de MCS y líneas de tormentas (Rotunno *et al.* 1988). No obstante, esta teoría ha tenido algunas críticas debido a su descripción del balance entre la cizalladura y las corrientes de densidad creadas por las piscinas frías. Alfaro (2017) encontró que la estructura e intensidad de las líneas de tormentas están restringidas por la relación entre la magnitud de la cizalladura y el flujo de aire inestable que entra al sistema y no a la relación descrita en la teoría de RKW.

El papel de las piscinas frías en el desarrollo de la convección profunda ha recibido atención en las últimas décadas en los trópicos, donde el ambiente dinámico y termodinámico son sustancialmente diferentes de los de las latitudes medias. Varios estudios con enfoque en los trópicos han concluido que las piscinas frías son esenciales en la TSP, el desarrollo de una convección profunda secundaria y la propagación de sistemas de mesoescala (Tompkins 2001a, Wu *et al.* 2009, Khairoutdinov y Randall 2006, Lima y Wilson 2007, Feng *et al.* 2015, Torri *et al.* 2015, Grant *et al.* 2018). Por ejemplo, Lima y Wilson (2007) exploraron las causas de la formación de eventos convectivos en el Amazonas. Utilizaron datos observacionales del LBA en el suroeste de la Amazona y observaron que estos eventos se desarrollan de tres maneras principales: por medio de interacciones entre colisiones de frentes (causados por

piscinas frías), por medio de frentes individuales y por medio de interacciones dinámicas con el terreno. Posteriormente, Feng *et al.* (2015) usaron datos de la campaña AMIE/DYNAMO y el model WRF durante la fase inactiva de la oscilación Madden-Julian y encontraron que las colisiones entre piscinas frías resultan en convección profunda sobre el océano tropical. De igual manera, observaron que el desarrollo de nubes convectivas resultantes de piscinas frías individuales, depende del entrainment y el perfil vertical de humedad de la atmósfera sobre el océano Índico. Más reciente, Grant *et al.* (2018) utilizó un modelo numérico para evaluar la teoría de RKW en sistemas convectivos sobre los océanos tropicales. Los resultados mostraron que las piscinas frías débiles creaban sistemas convectivos más intensos. Sin embargo, los cambios en las características de las piscinas frías no afectaron la velocidad de propagación ni la estructura del sistema de mesoescala. Adicionalmente, concluyeron que las ondas de gravedad (y no las piscinas frías) tienen un mayor efecto en el comportamiento de los sistemas convectivos tropicales, lo que indica que la teoría de RKW no se puede aplicar en el ambiente de océanos tropicales. No obstante, muchos de los resultados de estos estudios se obtienen a partir de modelos numéricos que presentan aún dificultades en representar los procesos de convección profunda (e.g., entrainment y procesos microfísicos dentro de la nube) y la interacción entre la superficie (flujos de calor sensible y latente) (Khairoutdinov y Randall 2006, Grant y van den Heever 2016, Gentine *et al.* 2016, Kurowski *et al.* 2018, Grant y van den Heever 2018). A pesar de esa dificultad, en los últimos años se han desarrollado estudios en regiones continentales tropicales, como la Amazonia, que hacen uso de datos observacionales para el estudio de la convección profunda (Adams *et al.* 2013, 2017 Schiro *et al.* 2016, Giangrande *et al.* 2017, Kuo *et al.* 2017, Zhuang *et al.* 2017).

El desarrollo de varios estudios que han analizado los efectos dinámicos (e.g., la teoría RKW referida anteriormente) de las piscinas frías en el desarrollo de la convección profunda, también se han investigado ciertos mecanismos termodinámicos en que las piscinas frías que pueden ser involucrados. Esto ha generado debates sobre cuál efecto domina en el desarrollo de la convección profunda. Considerando el aspecto termodinámico de las piscinas frías, varios trabajos vinculan este mecanismo con cambios que se producen en los flujos superficiales de calor y de humedad, que llevan a la formación de la convección profunda. En sus artículos (Tompkins 2001b,a), Tompkins utilizó modelos CRM con condiciones oceánicas y observó que el aire en las fronteras de las piscinas frías tiene más energía potencial convectiva disponible (CAPE por sus siglas en inglés) y es más húmedo que el aire de la capa límite que lo rodea. Concluyó que este aire termodinámicamente inestable en las fronteras se produjo debido a las perturbaciones de humedad creadas por la evaporación de la precipitación. En

adición, la recuperación de la temperatura causada por los flujos de superficie disminuía la inhibición convectiva en las fronteras de las piscinas frías, creando un ambiente mucho más favorable para el desarrollo de la convección profunda. Cualquier ‘empuje’ dinámico pequeño, como colisiones entre piscinas frías, fácilmente puede causar el ascenso de este aire inestable. Schlemmer y Hohenegger (2014) también observaron estas anomalías de humedad positivas alrededor de las piscinas frías al representar este mecanismo en latitudes medias. Como resultado apreciaron que estas ‘manchas’ de humedad acumuladas en las fronteras de las piscinas frías, inician un ciclo de retroalimentación positivo al provocar el incremento de la convección con nubes más anchas. Por lo tanto, estas nubes son menos sensibles al entrainment y favorecen el desarrollo de una convección más profunda, lo que resulta en piscinas frías más fuertes y manchas de humedad más grandes que ocurren en las regiones de colisiones entre ellas. De igual forma, Li *et al.* (2014) con datos observacionales del experimento RICO (Rain in Cumulus over the Ocean), sobre el Caribe, para analizar cumulus formados por las fronteras de piscinas frías, determinaron que las corrientes ascendentes creadas cerca de estas fronteras tenían mayor velocidad y un contenido de vapor de agua y se asociaban con más precipitación. Aunque el hecho es que estas corrientes ascendentes son termodinámicamente más inestables, Li *et al.* (2014) no pudieron asociar este aire húmedo con la evaporación de la precipitación inicial, como sugirieron los estudios de Tompkins (2001b,a). Otro factor termodinámico que se ha vinculado con las piscinas frías y el desarrollo de la convección profunda es el flujo de calor. Torri y Kuang (2016) examinaron la naturaleza de los flujos de calor y las manchas de humedad. Encontraron que las manchas de humedad son causadas parcialmente por la acumulación del vapor debido a la evaporación de la precipitación a través de las piscinas frías y por los flujos latentes de la superficie. De la misma forma, Kurowski *et al.* (2018) y Grant y van den Heever (2018) emplearon modelos de LES sobre el continente tropical y también encontraron que las piscinas frías modificaban los flujos de calor latente y aumentaban los flujos de calor sensible. Por su parte, Grant y van den Heever (2016) utilizó simulaciones numéricas en dos dimensiones y encontró que el tiempo de recuperación de las piscinas frías se ve afectado por los flujos de calor sensibles y Gentine *et al.* (2016) observaron con el modelo SAM que las características de las piscinas frías son modificados por los flujos de calor superficiales, especialmente sobre el continente tropical.

Es evidente la existencia de factores dinámicos y termodinámicos de las piscinas frías que intervienen en el desarrollo y organización de la convección profunda, como la TSP, el desarrollo secundario de tormentas y los MCS ya formados. Aún así, no está claro cuál de estos factores domina en el desarrollo de la convección o si tienen el mismo nivel de importancia.

A pesar de que algunos de los estudios previamente mencionados hacen énfasis en que las piscinas frías crean un ambiente más termodinámicamente inestable para el desarrollo de la convección profunda, es necesaria la presencia de un factor dinámico (i.e., un ‘empujón’ causado por colisiones entre piscinas frías) que facilite el ascenso del aire inestable en la capa límite. Torri *et al.* (2015) intentaron determinar qué factor (termodinámico o dinámico) domina, para ello emplearon un modelo de dispersión de partículas Lagrangiano y el SAM para rastrear el camino de partículas individuales levantadas por piscinas frías. Sus resultados indican que la fuerza mecánica (es decir factores dinámicos) domina el levantamiento cerca de la superficie. Sin embargo, al encontrarse con una capa de inhibición (CIN, por sus siglas en inglés) el factor termodinámico (fuerza de empuje positivo) fue responsable de alzar las partículas sobre esta capa. Esto los llevo a concluir que ambos mecanismos son esenciales en la formación de la convección profunda por medio de piscinas frías.

Independientemente del factor que domina sobre las piscinas frías en la evolución de la convección profunda, es evidente que un papel en el desarrollo de la convección profunda. Sin embargo, la mayoría de las investigaciones sobre el tema no aclaran el tipo de convección profunda, lo cual es de vital importancia debido a que uno de los enfoques de este trabajo es sobre la importancia de las piscinas frías en la TSP. Por lo tanto, es importante discutir los estudios con enfoque exclusivo en la TSP. Como se mencionó previamente, Wu *et al.* (2009) utilizaron el CRM en dos dimensiones para estudiar la TSP, pero determinaron que las piscinas frías no están involucradas en la transición pero ayudan al desarrollo de convección profunda secundaria. Por otra parte, Hohenegger y Stevens (2013) realizaron un análisis de escalas de tiempo de la transición con el modelo LES de UCLA y datos observacionales, los cuales incluyen temperatura de brillo del satélite MSG (EUMETSAT) y perfiles verticales de temperatura y humedad del barco Polarstern, sobre el Atlántico tropical para el mes de mayo del 2010. Encontraron que las escalas de tiempo del movimiento vertical forzado dinámicamente (corrientes ascendentes causados por piscinas frías, brisas del mar y otra dinámica de gran escala) derivadas de los datos observacionales son cercanas a las escalas de tiempo de la TSP. También encontraron que las escalas de tiempo del humedecimiento de la tropósfera media por medio de nubes congestus son tres veces mayor que las de la TSP, por lo tanto, se descartó como importante en la TSP. De la misma manera, el modelo empleado mostró que la mayoría de cumulus congestus no se profundizan lo suficiente para crear convección profunda y la presencia de estas nubes por tanto, no incrementa la probabilidad de convección profunda futura.

Otro estudio de particular relevancia para este análisis que involucra la TSP y las pisci-

nas frías es el de Khairoutdinov y Randall (2006). En este trabajo se empleó el modelo de SAM con datos del LBA idealizados sobre la región de la Amazonas. La evolución temporal del ciclo diurno resultante del modelo fue muy cercano al observado en la región. El estudio reporta que los factores termodinámicos, como CIN/CAPE, llegaron a su mínimo/máximo antes de la TSP y cambiaron muy poco durante esta transición. También observaron que las nubes profundas se formaban arriba de las fronteras de las piscinas frías utilizando campos de energía estática húmeda. Así mismo, encontraron que las nubes más anchas son menos diluidas por entrainment, presentan mayores velocidades verticales y alcanzan grandes alturas. Al realizar experimentos de sensibilidad, afectan el desarrollo de las piscinas frías, el viento y la humedad del ambiente. Se observó que al eliminar el mecanismo de evaporación de precipitación del modelo y, como consecuencia, eliminar las piscinas frías, no ocurre la transición al desarrollo de convección profunda. Al modificar las otras dos variables, el desarrollo de la convección profunda no fue afectado significativamente. Con estos resultados, concluyeron que las piscinas frías eran un ingrediente necesario en la TSP. Agregando a los resultados de Khairoutdinov y Randall (2006), Kurowski *et al.* (2018) realizaron una prueba de sensibilidad de evaporación de la precipitación con un modelo de LES de una dimensión para investigar los cambios en los flujos de calor y humedad. En la distribución de otras variables como la temperatura y la velocidad vertical, se apreció que la presencia de piscinas frías incrementa los flujos de calor superficiales, las desviaciones estándar de la temperatura de la superficie y la humedad son más grandes con la existencia de piscinas frías. La desviación estándar de la velocidad vertical no fue afectada por las piscinas frías, pero el máximo cercano a la superficie se incrementó con la presencia de dichas piscinas. A su vez, las piscinas frías disminuyen la tasa de entrainment de la convección.

Por otra parte, la mayoría de los estudios discutidos que se realizaron en los trópicos involucraron modelos numéricos. Sin embargo, dentro de los últimos años, datos provenientes de la campaña Green Ocean Amazon (GOAmazon) han sido utilizados para estudios de la convección profunda a una escala mucho menor que otros estudios en los Trópicos (GOAmazon 2015, Schiro *et al.* 2016, Giangrande *et al.* 2017, Kuo *et al.* 2017, Zhuang *et al.* 2017, Schiro y Neelin 2018, Schiro y Neelin 2019). Algunos de estos estudios se han enfocado en el papel del vapor de agua y la humedad de la troposfera media inferior en el desarrollo de la convección profunda (Schiro *et al.* 2016, Kuo *et al.* 2017, Schiro y Neelin 2019). Sin embargo, dos estudios en particular se enfocan en las piscinas frías y la TSP, aunque por separado. El primero de estos es el de Schiro y Neelin (2018), que utilizaron los datos de GOAmazon para caracterizar las corrientes ascendientes y piscinas frías de eventos de mesoescala. Utili-

zaron datos de radar de banda S y de estaciones meteorológicas para observar los cambios en las variables termodinámicas/dinámicas debidas a tormentas convectivas profundas de mesoescala y de celdas aisladas. Se analizó que los MCS tenían un ambiente más húmedo y causaban piscinas frías con características más secas y menor temperatura, y que las corrientes descendentes dentro de la nube puede provenir de alturas cercanas a la base de la nube. Los cambios de las variables antes mencionadas se describen con mayor profundidad en la sección 2.2.1. Con respecto a la TSP, Zhuang *et al.* 2017 estudiaron la precipitación, la termodinámica e inestabilidad atmosférica de casos de transición y su variabilidad temporal, con datos de radar de SIPAM (S-Band) del GOAmazon y el modelo diagnóstico de ECMWF en la región de Manaus. Sus resultados señalaron que el tiempo de ocurrencia de la TSP variaba por temporada, en la temporada de transición (entre la temporada de lluvia y la temporada seca) el tiempo de ocurrencia necesitaba menos tiempo y en la temporada seca más tardío. Adicionalmente, encontraron que la transición ocurría en días con menor temperatura de superficie, mayor humedad superficial, una capa de mezcla más somera, menores flujos de calor sensible (debido a la capa de nubes), menores velocidades del viento y mayores valores de agua precipitable (PWV por sus siglas en inglés), en comparación a días donde sólo ocurrió convección somera. El perfil de humedad vertical también varió con la temporada: la capa de humedad por encima de 4 km no fue un requisito para que la ocurriera la transición durante la temporada lluviosa. Sin embargo, para la temporada seca y la de transición, se observó una capa profunda de humedad antes de que tuviera lugar la transición de convección de somera a profunda. Con respecto a la inestabilidad, un CAPE grande y un CIN pequeño eran favorables para la convección profunda, pero su papel dentro de la TSP varió con la temporada: días con TSP registraban valores de CAPE más elevados y la variación entre días de convección somera con y sin desarrollo de convección profunda, era muy pequeña durante la temporada de transición. Con los datos de observaciones de nubes de GOAmazon, Giangrande *et al.* (2017) también registraron altos valores de CAPE y de humedad durante la temporada de lluvias, aunque valores grandes de CAPE también se apreciaron durante el periodo de transición de la temporada húmeda a la seca. Además, atribuyeron la profundización de los cumulus durante estas temporadas a las condiciones termodinámicas favorables y de inestabilidad.

Los resultados de los estudios que se enfocaron en las piscinas frías (Schiro y Neelin 2018) y en la TSP (Zhuang *et al.* 2017) con los datos de GOAmazon son útiles para este estudio, debido a que proporcionan valores de variables termodinámicas que pueden ser asociadas con estos fenómenos en la región de interés. No obstante, existen posibles diferencias entre

las piscinas frías, lo que limita la comparación de los resultados y los objetivos del presente estudio. Por ejemplo, las piscinas frías caracterizadas por Schiro y Neelin (2018) se producen a partir de eventos de mesoescala ya existentes, pero el enfoque del presente trabajo es los eventos de convección somera que se forman antes del desarrollo a convección profunda de la TSP. Se ha visto que las lluvias someras pueden producir cambios diferente a los vistos por Schiro y Neelin (2018) en otras regiones (Zuidema *et al.* 2012). A partir de ahí se infiere que no es posible asegurar que los cambios en las variables termodinámicas observadas por Schiro y Neelin (2018) también pueden ser representativos de piscinas frías creadas por lluvias ligeras de la convección somera. Por otro lado, los cambios vistos en los perfiles verticales de las variables analizadas por Zhuang *et al.* (2017), no se pueden corroborar con la mayoría de los datos disponibles para este estudio. No obstante, los resultados de Zhuang *et al.* (2017) y Schiro y Neelin (2018) son referencias adecuadas para el inicio de la presente investigación.

En resumen, se obtuvieron dos puntos importantes y útiles para guiar este estudio a partir de la literatura revisada, los que involucran la TSP, las piscinas frías y el desarrollo de la convección profunda por medio de las piscinas frías en los trópicos. El primero es la distinción entre diferentes tipos de eventos de precipitación y las piscinas frías que crean. El tipo de lluvias que ocurren durante la TSP antes del desarrollo de la convección profunda (precipitación débil) pueden causar piscinas frías distintas a las piscinas frías de celdas de convección profunda y a las piscinas frías de MCS. Es decir, las piscinas frías que se desarrollan durante la precipitación somera (que se denotaran “piscinas frías someras”) pueden ser de distinta intensidad a las de tormentas convectivas (que se denotaran “piscinas frías profundas”), y las piscinas frías de MCS se pueden describir como un frente propagando con la tormenta (los cuales se denotan como “piscinas frías organizadas”). Estas diferencias indican la necesidad de distinguir entre estos tipos de eventos de precipitación y estudiar por separado las piscinas frías que estos eventos crean. El segundo punto crítico es que existen dos posibles mecanismos involucrados en el desarrollo de la convección profunda por medio de las piscinas frías: el mecanismo termodinámico de las piscinas frías o el mecanismo donde las piscinas frías causan un ambiente termodinámicamente inestable, que favorece el desarrollo de convección profunda; y el dinámico, donde las interacciones entre las piscinas frías con otras piscinas frías (colisiones) o con la capa límite causa el ascenso de parcelas arriba del nivel de convección libre.

Tomando en cuenta estos puntos críticos, se puede concluir que el papel de las piscinas frías en la TSP sigue sin definir. Los estudios toman nota de que hay varios aspectos físicos que también se deben de considerar al discutir la TSP: inestabilidad termodinámica, contenido

de humedad vertical y forzantes dinámicos locales, como interacciones de vientos con la topografía local. La gran mayoría de estos estudios no han considerado datos observacionales para corroborar los resultados obtenidos a partir de los modelos numéricos empleado y existen pocos estudios que involucran datos reales y no abordan el problema de la TSP directamente. De la misma manera, es importante distinguir entre los diferentes tipos de precipitación que pueden formar piscinas frías de diferentes intensidades. Por lo tanto, el objetivo de este estudio es analizar las piscinas frías que se pueden formar de diferentes tipos de precipitación (somera o tormentas convectivas). Por otro lado, también se intentó observar estas piscinas frías durante la TSP y ver porque pueden ser importantes en la transición. Esto se realizó utilizando datos de la red densa de GNSS del Amazonas (Adams *et al.* 2011a, 2015, 2017) centrada en Manaus, Brazil. La alta resolución espacial y temporal de estos datos, incluyendo vapor de agua precipitable, temperatura de superficie y humedad, puede ser útil en la identificación de la formación y propagación de piscinas frías y de las zonas de convergencia de vapor de agua (Adams *et al.* 2011a,b, 2013, 2015, 2017).

## 1.1. Objetivo e hipótesis

El objetivo de este estudio fue investigar mediante varios conjuntos de datos observacionales las piscinas frías que se pueden generar con diferentes tipos de precipitación. Asimismo, determinar si las piscinas frías ocurren durante la TSP en la Amazonas central. Para lograr esto, primero, fue necesario investigar los cambios en las variables termodinámicas debidos a la ocurrencia de precipitación y piscinas frías. Adicionalmente, se desarrolló un criterio de identificación de piscinas frías durante la TSP, debido a que los criterios que se encuentran en la literatura vienen de modelos numéricos y los observacionales que existen son para convección ya organizada, no para la TSP. Segundo, con los criterios establecidos, se identificaron los eventos convectivos con el fin de determinar si las piscinas frías ocurrían durante la TSP. Y finalmente, con los eventos de TSP establecidos, se analizó las condiciones termodinámicas del ambiente por medio de radiosondeos para ver si el perfil vertical de la atmósfera (temperatura y humedad) daba algún indicador de por qué las piscinas frías son importantes en la TSP y si había o no había otro mecanismo que interviniera de forma relevante.

Para aproximarnos a los objetivos de este estudio, se realizaron evaluaciones estadísticas de las variables termodinámicas. En primera instancia, se analizaron las distribuciones de frecuencias de las variables termodinámicas de interés para determinar la magnitud de los cambios en las variables asociadas con la ocurrencia de las piscinas frías. Posteriormente, se

emplearon pruebas de medias para determinar en un sentido probabilístico si las piscinas frías ocurren durante los eventos determinados de convección profunda. Además del análisis estadístico, se examinaron varios casos de estudio de la TSP para observar el desarrollo y la propagación de las piscinas frías a partir de los cambios en las variables durante la TSP.

La hipótesis principal de este estudio plantea que diferentes tipos de precipitación crean piscinas frías con diferentes características e intensidades. Adicionalmente, las piscinas frías no siempre ocurren durante la TSP, ya que existen otros factores, como las condiciones termodinámicas de la atmósfera, que pueden conducir la transición. Además, se investigó la influencia de estos otros factores para poder distinguir el factor responsable de la TSP.

# Capítulo 2

## Datos y Metodología

Este capítulo da una descripción detallada de los conjuntos de datos usados en este estudio, lo que incluye la red Densa de GNSS, datos de los satélite GOES y TRMM y radiosondeos. También se describe detalladamente la metodología empleada para dar cumplimiento a los objetivos de la investigación descritos en el capítulo anterior.

### 2.1. Datos

#### 2.1.1. Red Densa de GNSS de Manaus

El mapa de la red se puede observar en la figura 2.1. Dicha red está localizada alrededor de la ciudad de Manaus, Brasil ( $2.61^{\circ}\text{S}$ ,  $60.21^{\circ}\text{W}$ ), dentro de una área aproximada de 93 km N-S (entre las coordenadas  $3.43^{\circ}\text{S}$ – $2.59^{\circ}\text{S}$ ) por 115 km E-W (entre  $60.68^{\circ}\text{W}$ – $59.64^{\circ}\text{W}$ ). La topografía de la región es plana con una diferencia máxima de altura de aproximadamente 150 m (Adams *et al.* 2015). La red contiene un total de 21 estaciones y se mantuvo activa desde abril del 2011 hasta abril del 2012. En sus inicios, la red contaba con sólo 12 estaciones, desde abril hasta agosto del 2011, y fue expandida a 21 estaciones el resto de la campaña, cuando el proyecto GPM-CHUVA (Machado *et al.* 2014) de GNSS terminó en Belem, Brasil (Adams *et al.* 2015). Sin embargo, la estación de NAUS, no contaba con una estación meteorológica, y por lo tanto no proporcionó datos superficiales para el estudio (esta estación es marcada con un círculo rojo en el mapa). La estación de TAUR (triángulo azul) se mantuvo en funciones entre octubre y noviembre del 2011 aproximadamente. Cada estación obtenía mediciones de presión, temperatura y humedad relativa cada un minuto y también incluyen datos de PWV cada 5 minutos. Adicionalmente, las estaciones INPA, EMBP (marcadas con estrellas

azules) registraban la precipitación superficial cada minuto, desde el 2008 hasta el 2011; para el 2012, se instaló la estación de GOAM (cuadro azul) pero solo proporcionó mediciones de precipitación cada 5 minutos.

Esta red se ha utilizado en estudios previos (Adams *et al.* 2015, 2017) con un enfoque en el uso de PWV para caracterizar la evolución temporal de la TSP. Estas estaciones cuentan con la habilidad de medir PWV mediante GNSS (o GPS) con un cono de observación de radio de aproximadamente 10 km. Aunado a esto, el hecho de que la técnica GPS funciona en todas las condiciones atmosféricas, su alta resolución temporal y la densidad de estaciones en esta red, la hacen ideal para observar la TSP y otros eventos de convección profunda (Adams *et al.* 2015).

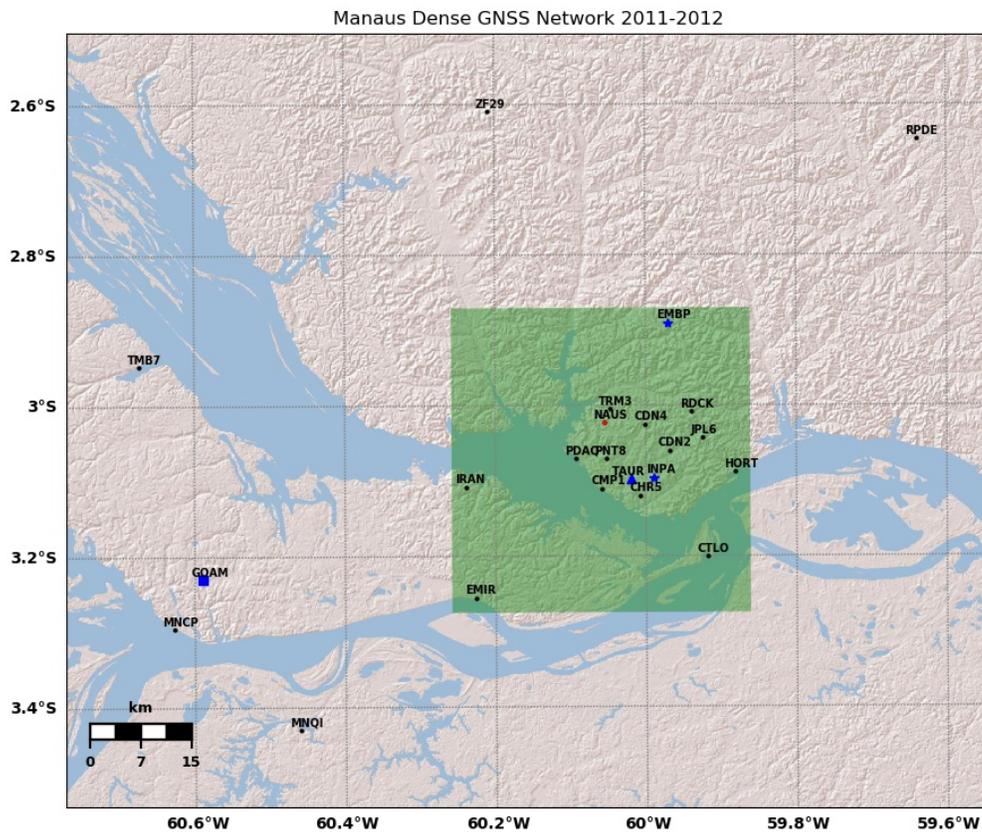


Figura 2.1: Mapa de la Red Densa de GNSS de Manaus, que funcionó desde abril 2011 a abril 2012 (Adams *et al.* 2015). El cuadro verde indica lo que se denota como la parte central de la red que contiene la mayoría de la red (13 de las 21 estaciones) y se encuentra cerca de la ciudad de Manaus. Nota: estrellas azules indican estaciones con datos de precipitación y viento; triángulo azul indica estación TAUR que funcionó por dos meses (oct. y nov.) en el 2011; cuadro azul indica estación GOAM que solo funcionó en el 2012; círculo rojo indica la estación de NAUS que no tenía datos superficiales durante todo el experimento.

### 2.1.2. Datos de TRMM

Debido a que los datos de precipitación disponibles por medio de las estaciones no contaban con todos los datos para el 2012 en la parte central de la red, se utilizaron datos del satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) para completar la base de datos de precipitación. Estos datos de satélite han sido utilizados en otros estudios para la identificación de la convección profunda en la Amazonas (Lima y Wilson 2007, Adams *et al.* 2017). El satélite proporcionó la intensidad de la precipitación cada 3 horas para una área de 25 km  $\times$  25 km centrada en la estación CHR5 (Adams *et al.* 2017). Aunque estos datos dan una medición de la lluvia en la región central de la red, la resolución temporal no es la ideal, debido a que la escala de tiempo de la TSP y de los eventos de convección profunda es menor a 6 horas (Adams *et al.* 2013) y solamente el satélite puede proporcionar de 1 a 2 mediciones de lluvia para un evento convectivo.

### 2.1.3. Datos de GOES-12

Varios estudios previos han utilizado datos de satélite para investigar las piscinas frías y la TSP en los trópicos (Hohenegger y Stevens 2013, Zuidema *et al.* 2012). En este estudio se utilizaron datos de infrarrojo y visible del satélite GOES-12 desde abril del 2011 hasta principios de abril del 2012. Los datos del infrarrojo (canal 4 del satélite; longitud de onda de  $10.7\mu\text{m}$ ) se obtienen calculando la temperatura correspondiente a la radiación infrarroja emitida por la atmósfera utilizando la ley Stefan-Boltzmann de un cuerpo negro y se interpretan como temperatura de tope de nube (CTT por sus siglas en inglés). Estos datos tienen una resolución espacial de 4 km  $\times$  4 km y son medidos cada 15 minutos durante todo el día. Los datos del visible (canal 1 del satélite; longitud de onda de  $0.63\mu\text{m}$ ) proporcionan información sobre el albedo, que se interpreta como la temperatura de brillo (denotado BTN temp) y tienen una resolución espacial de 1 km  $\times$  1 km, con mediciones cada 15 minutos desde las 10Z a las 22Z (durante el día). Para obtener la información necesaria en una menor escala de tiempo, 5 minutos, se realizó una interpolación lineal ponderada en ambos conjuntos de datos. Esta interpolación sólo se aplicó si el intervalo de tiempo entre las mediciones de ambos conjuntos de datos era de 30 minutos o menos. El objetivo de esta interpolación fue obtener una mejor visualización a través de animaciones de la evolución de los eventos convectivos.

#### 2.1.4. Radiosondeos

Adicionalmente, siguiendo el estudio del perfil vertical de la atmósfera durante la TSP de Zhuang *et al.* (2017), se utilizaron datos de radiosondeos que fueron lanzados desde el aeropuerto militar Ponta Pelada cerca de la estación CHR5, en Manaus, dos veces al día (00Z y 12Z) por un año (2011-2012) (Adams *et al.* 2015). Los mismos fueron filtrados para eliminar sondeos con fallas técnicas y se utilizaron principalmente para profundizar en el análisis de las piscinas frías y agregar información de las condiciones termodinámicas de la atmósfera durante la TSP y otros tipos de días para dar una explicación de la importancia de las piscinas frías en la TSP.

## 2.2. Metodología

Con los datos disponibles, el primer desafío fue identificar qué variables son útiles para identificar la ocurrencia de una piscina fría. Como se vio en los trabajos de Zuidema *et al.* (2012), Feng *et al.* (2015), Schiro y Neelin (2018), entre otros, existen criterios diferentes para identificar las piscinas frías. Por ejemplo, Schiro y Neelin (2018) identificó piscinas frías de eventos de MCS en la misma región utilizando la temperatura potencial equivalente, y Zuidema *et al.* (2012) identificó los cambios en la temperatura ambiental causado por las piscinas frías de eventos de convección somera en la zona de los vientos alisios. Por lo tanto, es importante obtener un criterio adecuado para los datos disponibles y relevante para la TSP de la Amazona central. En este estudio, debido a la falta de datos de precipitación y de viento en casi toda la red densa, excepto en tres estaciones (GOAM (2012), EMBP (2011-2012) e INPA (2008-2011)), se analizaron las piscinas frías a partir de los datos presentes en estas estaciones. Esto permitió seleccionar un criterio o marcador que indicara la posible existencia de las piscinas frías someras. Dicho criterio se realizó mediante un análisis estadístico a partir de las distribuciones de frecuencias de los cambios en las variables termodinámicas disponibles. El criterio/marcador de las piscinas frías obtenido fue el cambio en la temperatura superficial. Una vez que se determinó el criterio, el siguiente paso fue analizar si las piscinas frías someras jugaban un papel en la TSP. Este análisis se dividió en dos partes, la primera fue la identificación y la evaluación de los casos de estudio de la TSP, utilizando los cambios de temperatura, CTT y PWV en las gráficas de las series de tiempo y en las animaciones, para intentar determinar las posibles piscinas frías. Sin embargo, como se discutirá en los resultados del siguiente capítulo, dados los pequeños cambios de las variables que se asocian con las piscinas frías observadas directamente, la

segunda parte empleó una aproximación estadística al problema. Con pruebas de medias, se analizaron las distribuciones de los cambios en las variables seleccionadas para días con y sin convección profunda. Es decir, si las distribuciones de los cambios de las variables para los días de convección profunda, son estadísticamente diferentes de las distribuciones de los días sin convección profunda, se puede concluir que las piscinas frías someras están asociadas con la TSP. Finalmente, se analizaron los sondeos de los días con y sin convección profunda con el objetivo de encontrar una posible explicación de por qué las piscinas frías someras son importantes en la TSP o, en el caso de que no lo sean, encontrar otro posible mecanismo importante involucrado en la TSP. Las siguientes subsecciones proporcionan una descripción más detallada de la metodología que se empleó para realizar estos pasos.

Un punto importante de agregar antes de continuar con la metodología es el uso del término de TSP durante el resto del trabajo. En las secciones anteriores, la TSP se refirió a la transición de la convección de somera a profunda que incluye la ocurrencia de convección profunda. Sin embargo, desde este punto en adelante, la TSP solo considera la transición antes del desarrollo de la convección profunda. Esto implica que los eventos de precipitación que pueden ocurrir durante la TSP solo pueden ser de convección somera.

### **2.2.1. Características de las piscinas frías de sistemas de convección profunda.**

En un inicio, fue necesario investigar las características de las piscinas frías en la región de estudio para tener una idea preliminar de la magnitud del cambio en las variables termodinámicas. El estudio que proporcionó estas aproximaciones preliminares fue el de Schiro y Neelin (2018), que encontraron el promedio del cambio observado en las distintas variables termodinámicas causadas por las piscinas frías de precipitación profunda de celdas aisladas (piscinas frías profundas) y de sistemas de mesoescala (piscinas frías organizadas) en la misma región. Los siguientes cambios fueron los observados: para la convección aislada, el PWV tuvo un incremento de 4.5 mm en las dos horas previas al evento, mientras que la caída de  $\Theta_e$  en promedio fue de 9.6 K cuando el sistema estaba pasando. La humedad relativa subió alrededor de un 20% en un lapso de tiempo de 30 minutos antes del evento. La temperatura descendió de 4.2 K dentro de una hora. Finalmente, la presión superficial se incrementó alrededor de 0.6 hPa. Para eventos de sistemas de mesoescala, el PWV tuvo mayores valores de 1 a 3 horas antes del evento y  $\Theta_e$  y la temperatura en superficie fueron menores que la de eventos aislados.

Como se mencionó anteriormente, aunque el área de estudio de Schiro y Neelin (2018) y

la de este trabajo son similares, se debe tomar nota que los cambios descritos en Schiro y Neelin (2018) fueron para eventos de convección profunda. Por lo tanto, es posible que dichos criterios no sean aplicables para los eventos de convección somera/precipitación ligera y las piscinas frías someras que forman. Por lo que es necesario obtener un criterio utilizando los datos disponibles para los eventos que ocurren durante la TSP (precipitación generada por convección somera, no profunda ni organizada) en la región de estudio.

### 2.2.2. Análisis preliminar de cambios de temperatura, humedad relativa, $\Theta_e$ , $\Theta_V$ , velocidad de viento y presión

Siguiendo el paso de estudios previos que utilizan los cambios de ciertas variables termodinámicas como marcadores de piscinas frías (e.g., Tompkins 2001a, Torri *et al.* 2015, Schiro y Neelin 2018), el primer análisis realizado fue determinar los cambios de temperatura, humedad relativa,  $\Theta_e$ ,  $\Theta_V$ , velocidad de viento y presión que se producen durante un evento de precipitación. Para ello se emplearon los datos de las estaciones anteriormente mencionadas: INPA, EMBP y GOAM. La motivación para realizar este análisis y cumplir con los objetivos del estudio fue obtener un criterio general de la magnitud del cambio en estas variables causado por la precipitación en el lugar de estudio. La suposición principal que se hizo fue que se puede inferir la existencia de piscinas frías en las estaciones que no contienen datos de precipitación y vientos, a partir de los marcadores derivados de este análisis. Para llevar a cabo esta investigación, fue necesario evaluar las distribuciones de los cambios de temperatura ( $\Delta$ temperatura o  $\Delta$ temp) causados por la precipitación en la parte central de la red. Estas distribuciones de frecuencia, se calcularon utilizando la ecuación 2.1, entre el tiempo de la primer medición de la precipitación (considerada como el inicio de un evento de precipitación) en la estación y 5, 15, 20, 30, 45 y 60 minutos después y 15 minutos antes. Se utilizaron estos intervalos debido al hecho de que estudios previos han observado cambios en estas variables dentro de la hora después del inicio de la precipitación (e.g., Zuidema *et al.* 2012, Schiro y Neelin 2018). También, se deja un mínimo de 6 horas (o periodo mayor al tiempo de vida de eventos de convección profunda y sistemas en propagación (Adams *et al.* 2013)) entre el inicio de los eventos para eliminar la superposición de eventos. Finalmente, la media, mediana, moda y el coeficiente de sesgo se calcularon para cada distribución, lo que permitió obtener una idea de la naturaleza de estas distribuciones y determinar el tipo de cambio y su magnitud sobre la temperatura debido a la precipitación. El mismo procedimiento se realizó para calcular  $\Delta$ humedad relativa ( $\Delta$ relh),  $\Delta$ presión ( $\Delta$ pres),  $\Delta$ velocidad del viento ( $\Delta$ wspd),  $\Delta\Theta_V$  y  $\Delta\Theta_e$ . Para no causar confusión con otros análisis, estas distri-

buciones se refieren como distribuciones ‘preliminares’. Con este análisis se observó como la variación en la intensidad de precipitación afecta los cambios de las variable termodinámicas y ayudar a crear el criterio para identificar piscinas frías someras.

$$\Delta Temp = Temp(tiempo_2) - Temp(tiempo_1) \text{ con } tiempo_2 > tiempo_1 \quad (2.1)$$

### 2.2.3. Porcentajes de CTT

Una vez identificado el criterio para detectar las piscinas frías someras que pueden ocurrir durante la TSP, el siguiente paso fue distinguir entre los diferentes tipos de eventos convectivos (TSP o MCS) utilizando los datos de GOES-12 para poder identificar casos de TSP. El primer análisis fue el de porcentajes de CTT para poder evaluar las condiciones convectivas de la atmósfera cuantitativamente y determinar el tipo de piscinas frías que se pueden formar. Este análisis involucró lo siguiente: para cada archivo de GOES-12 de CTT, se calculó el porcentaje de pixeles debajo o igual a cierto valor de CTT. El porcentaje se obtuvo para la área que contiene toda el red con límites 60.7°W - 59.61°W lon, 3.45°S - 2.59°S lat, y el área de la parte central de la red, con límites 60.26°W - 59.86°W lon, 3.28°S - 2.87°S lat. Para este estudio, se calcularon los porcentajes de pixeles de CTT  $\leq$  280K, 270K, 245K y 230K. La razón por el uso de estos rangos es para poder detectar días sin convección (o días sin piscinas frías), con convección somera (o días con piscinas frías someras) y con convección profunda (o días donde los tres tipos piscinas frías pueden ocurrir). El rango de CTT que representa a la convección somera se consideró de 270 K a 245 K, siendo valores similares a los empleados por Hohenegger y Stevens 2013 (o nubes con alturas entre 4km y 9 km). La convección profunda ocurrió cuando el valor de CTT estuvo por debajo de 245K, mientras que la convección ligera o cielo despejado ocurrió cuando CTT fue mayor a 270K. El periodo de análisis comprendió del 2008 al 2011 y los datos se obtuvieron cada 15 minutos a partir del GOES-12 IR (solo datos originales no interpolados en tiempo) para comparar con los valores de precipitación de INPA que corren durante este periodo de tiempo. Aunque esta metodología da una buena distinción entre periodos sin y con convección profunda, ésta tiene sus limitaciones, ya que no toma en cuenta la ocurrencia de nubes altas no convectivas (como cirrus); por lo tanto, este criterio limita mucho el número de eventos totales en cada categoría. Este problema se resolvió utilizando los criterios para detectar convección profunda de Adams *et al.* 2013, 2017 que se describen con más detalle en el siguiente capítulo. Con estos porcentajes se pudo obtener posibles casos de TSP para analizar e intentar determinar si piscinas frías ocurrieron durante la transición.

#### 2.2.4. Imágenes de GOES CTT y BRT temp

Se crearon imágenes para animaciones de la evolución espacial y temporal de los datos de GOES CTT y BRT temp (o la temperatura de brillo del satélite GOES-12) para el área que rodea y contiene la red. El objetivo principal de estas imágenes fue poder categorizar visualmente los eventos de convección profunda en eventos de transición y eventos de propagación. También, las imágenes y animaciones de las mismas fueron útiles para verificar la ocurrencia de posibles eventos de precipitación o de nubes pequeñas que pudieron causar ciertos cambios en otros datos y gráficas del análisis.

#### 2.2.5. Distribuciones de $\Delta$ temp de eventos

Como se mencionó previamente, muchos de los estudios involucrando la identificación de piscinas frías en los trópicos han utilizado variables como  $\Theta_e$  o  $\Theta_p$  (e.g., Tompkins 2001a, Torri *et al.* 2015, Schiro y Neelin 2018). Sin embargo, para este estudio, la temperatura superficial resultó ser el mejor indicador de piscinas frías debido a la disponibilidad de datos. Además, como se observará en el siguiente capítulo, la naturaleza de los datos de  $\Theta_e$  causa que los cambios de esta causados por las piscinas frías de precipitación de baja intensidad son menores que el ruido que se encuentra en los datos. Por lo tanto, para poder observar si hay piscinas frías antes del desarrollo de eventos de transición, se calcularon distribuciones de  $\Delta$ temp durante cada intervalo de 15 minutos en las 4 horas antes del desarrollo de convección profunda en todas las estaciones de la parte central de la red. Específicamente, se calculó el cambio de la temperatura (con la ecuación 2.1) para cada intervalo de 15 minutos consecutivo del periodo de 4 horas (o el periodo de transición; Adams *et al.* 2013) empezando desde las 4 horas antes del inicio de la convección profunda ( $t = -4$  horas) y terminando en el tiempo del inicio de la disminución de CTT ( $< 245\text{K}$ ) representativa del desarrollo de la convección profunda ( $t = 0$ ). Con esto, se obtuvo una distribución para cada evento que incluyó las  $\Delta$ temp de todas las estaciones que se encuentran en el centro de la red, lo que permitió obtener una cantidad adecuada de datos para realizar un análisis estadístico con mayor precisión y confiabilidad. Estas distribuciones fueron útiles para determinar si hay cambios de temperatura que siguen el criterio de piscinas frías someras para cada caso de TSP y otros tipos de convección profunda y determinar la probabilidad de la ocurrencia de las piscinas frías someras durante la TSP con la ayuda de las pruebas estadísticas discutidas en la subsección 2.2.7.

### **2.2.6. Series de tiempo de temperatura de superficie, PWV y CTT**

Una vez que se encontraron las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  de los eventos, se obtuvieron gráficas de series de tiempo para ciertos casos de transición (descritos en la sección 3.2.1 y 3.2.2) con el objetivo de intentar observar la propagación y/o existencia de piscinas frías someras durante la TSP de estos eventos, aunque este objetivo no se pudo cumplir para todos los casos de TSP. Estas gráficas contienen las series de tiempo de la temperatura en superficie, el PWV y la CTT. La CTT que se utilizó para cada estación fue la CTT del pixel más cercano a la estación. El intervalo de tiempo de estas son de 4 horas antes (el periodo de transición) y 2 horas después del tiempo indicado.

### **2.2.7. Análisis estadístico de las distribuciones de $\Delta\text{temp}$**

Debido a la falta de resultados consistentes en relación a la observación de piscinas frías durante la TSP, fue necesario utilizar dos pruebas estadísticas. Éstas se utilizaron con las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  para poder determinar la probabilidad de la ocurrencia de las piscinas frías someras durante el inicio de la TSP. La primera fue la prueba de Kolmogorov-Smirnoff (prueba KS). Aunque el uso más común de esta es como una prueba de bondad de ajuste, o la comparación de una distribución contra un cierto tipo de distribución de probabilidad continua (como la normal o Gaussiana) (Wilks 2006), esta también es útil para comparar dos distribuciones discretas independientes. La prueba KS utiliza las diferencias máximas entre las dos distribuciones para obtener el coeficiente de KS y determinar si se rechaza la hipótesis nula, que dice que las dos distribuciones son iguales (estadísticamente) para cierto nivel de confianza (Wilks 2006).

La segunda prueba estadística que se utilizó fue la prueba no-paramétrica de Wilcoxon-Mann-Whitney o Mann-Whitney (prueba MW) de suma de rangos, que compara dos muestras independientes e indica si estas tienen la misma media (Wilks 2006). Esta prueba compara la suma de los rangos de las dos muestras y determina si estas se originan de la misma distribución (hipótesis nula) (Wilks 2006). Es decir, esta prueba determina si dos muestras independientes provienen de poblaciones con las mismas distribuciones (Wilks 2006).

### **2.2.8. Análisis de radiosondeos**

Finalmente, una vez que se determinó si las piscinas frías someras ocurren durante la TSP, se analizaron radiosondeos para entender las condiciones termodinámicas de los días sin y con transición, lo cual puede dar una posible explicación del papel de las piscinas frías para

la TSP. Es decir, este análisis proporcionó la oportunidad de evaluar las diferencias entre las condiciones del perfil termodinámico vertical de la atmósfera entre días con y sin TSP, que puede indicar porque las piscinas frías ayudan al desarrollo de la convección profunda. El análisis de los radiosondeos involucró el cálculo del perfil vertical de las variable  $\Theta$ ,  $\Theta_e$ ,  $\Theta_{es}$  ( $\Theta_e$  saturada), CAPE y CIN utilizando las ecuaciones 2.9 y 2.10 de la siguiente subsección, asumiendo un ascenso pseudoadiabático.

## 2.2.9. Variables termodinámicas húmedas

En las subsecciones anteriores se describieron las variables termodinámicas que se utilizaron en este estudio. Algunas de estas son variables ‘básicas’ meteorológicas, como presión atmosférica, temperatura y humedad relativa, por lo que no es necesario dar una descripción de estas. En contraste, algunas variables meteorológicas se derivan de las variables básicas, por lo que requieren una descripción más detallada. Esta subsección describe brevemente estas variables termodinámicas, además, de incluir una breve descripción cualitativa de la formación de una piscina fría.

### 2.2.9.1. Temperatura Potencial Equivalente

La primera variable es la temperatura potencial equivalente. Para iniciar, la temperatura potencial ( $\Theta$  en la ecuación 2.2) de una parcela húmeda no saturada es la temperatura que la parcela tendría si se expande/comprime adiabáticamente desde una altura (con presión  $p$ ) a la altura de la superficie (con presión  $p_0 = 1000\text{mb}$ ). Esta variable es conservada durante procesos adiabáticos no saturados (Tsonis 2007).

$$\Theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}(1-0.26r)} \quad (2.2)$$

donde  $c_{pd}$  y  $R_d$  son la capacidad calorífica específica y la constante de gas para aire seco, y  $r$  es la razón de mezcla (Tsonis 2007). La temperatura potencial equivalente ( $\Theta_e$ ) es aproximadamente la temperatura potencial que una parcela de aire tendría si condensa todo su contenido de agua. Este proceso se llama un proceso “adiabático húmedo reversible” y la  $\theta_e$ , descrita en al ecuación 2.3, es conservada durante este tipo de procesos (Tsonis 2007).

$$\Theta_e = T \left( \frac{p_0}{p_d} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}+c_w r_{wt}}} \times \exp \left[ \frac{l_v r_s}{(c_{pd} + c_w r_{wt})T} \right] \quad (2.3)$$

Donde  $r_{wt}$ ,  $c_w$  y  $r_s$  son la razón de agua total, la capacidad calorífica específica y la razón de mezcla saturada. Se tiene que tomar en cuenta que la ecuación 2.3 es para una parcela heterogénea que incluye aire seco, vapor de agua y agua líquida. Esta cantidad se puede usar para una parcela no saturada sustituyendo la temperatura por la temperatura del nivel de ascenso por condensación ( $T_{LCL}$ ) y  $r_s$  con  $r$  (Tsonis 2007).

Para procesos pseudoadiabáticos, el camino es similar al adiabático reversible, con la excepción de que se supone que toda el agua cae de inmediato de la parcela al condensarse. Esto causa que el proceso sea irreversible, ya que hay pérdida de masa y energía (Tsonis 2007). Para este tipo de procesos, la temperatura potencial equivalente sólo se puede calcular numéricamente utilizando la ecuación 2.4 (Tsonis 2007).

$$\Theta_e = \left( T \frac{p_0}{p} \right)^{(0.285(1-0.28r))} \exp \left[ r * (1 + 0.81r) \left( \frac{3376}{T_{LCL}} - 2.54 \right) \right] \quad (2.4)$$

En relación con las piscinas frías,  $\Theta_e$  se ha utilizado como marcador de piscinas frías (e.g., Schiro y Neelin 2018) debido al hecho que esta se conserva en procesos pseudoadiabáticos. Por lo tanto, el  $\Theta_e$  de aire ascendente que forman las piscinas frías es más frío que el de la capa límite, ya que proviene de mayores altitudes.

### 2.2.9.2. Temperatura Potencial Virtual

Otra variable que se ha utilizado para identificar piscinas frías, aunque con menos frecuencia que  $\Theta_e$ , es la temperatura potencial virtual (Feng *et al.* 2015). La temperatura virtual es la temperatura que una parcela de aire seco tiene con la misma presión y densidad que la parcela húmeda (con temperatura  $T$ ) (Tsonis 2007). Esta se describe en la ecuación 2.5.

$$T_V = (1 + 0.6q)T \quad (2.5)$$

con  $q$  = humedad específica.

La temperatura virtual potencial es la temperatura potencial para el aire seco (ec. 2.2 con  $r = 0$ ) reemplazando la temperatura de la parcela con la temperatura virtual y se describe con la ecuación 2.6 (Tsonis 2007).

$$\Theta_V = T_V \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p^d}} \quad (2.6)$$

con  $p_0 = 1000\text{mb}$ .

### 2.2.9.3. PWV

El PWV es la cantidad integrada de vapor de agua en una columna de la atmósfera por metro cuadrado. Esta variable es útil para obtener una idea del contenido de humedad en la atmósfera (Tsonis 2007). PWV es calculada utilizando la ecuación 2.7.

$$PWV = \frac{1}{\rho_w} \int_0^z q\rho_v(z')dz' \quad (2.7)$$

Debido al hecho que es más fácil y común trabajar con presiones que con densidades y alturas, la ecuación del balance hidrostático  $\left(\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_v(z)g\right)$  se utiliza para reescribir PWV como la ecuación 2.8 (Tsonis 2007).

$$PWV = \frac{1}{g\rho_w} \int_{p_2}^{p_1} qdp' \quad \text{con } p_2 < p_1 \quad (2.8)$$

Como se observó en Adams *et al.* 2013, 2017, la convergencia de PWV es un buen indicador de la precipitación profunda. Por lo tanto, esta variable fue útil para poder deducir la ocurrencia de este tipo de eventos en estaciones que no cuentan con datos de precipitación.

### 2.2.9.4. CAPE y CIN

Zhuang *et al.* 2017 analizaron los valores de ciertas variables termodinámicas durante la TSP, las cuales incluyeron CAPE y CIN. El CAPE es el trabajo hecho por una parcela ascendiendo desde el nivel de convección libre (nivel donde la parcela empieza a ser más cálida que el aire ambiente y obtiene empuje positivo) al nivel de empuje neutral (nivel donde la parcela tiene la misma temperatura que el aire ambiente) (Tsonis 2007). Esta se define con la ecuación 2.9. La  $T_V$  de la ecuación es la temperatura virtual del ambiente y  $T'_V$  es la temperatura virtual de la parcela.

$$CAPE = -R_d \int_{LFC}^{LNB} (T'_V - T_V)dlnP \quad (2.9)$$

Por su parte, el CIN es el trabajo necesario para levantar una parcela de la superficie a su nivel de convección libre (Tsonis 2007). Ésta está definida por la ecuación 2.10.

$$CIN = R_d \int_{SUP}^{LFC} (T'_V - T_V)dlnP \quad (2.10)$$

Estas variables dan una idea de la inestabilidad atmosférica. CAPE da una idea de la intensidad de las tormentas que se pueden generar (que tan inestable se encuentra la atmósfera arriba de la capa límite) y el CIN da una indicación de la probabilidad del desarrollo de la convección (indica que tan estable se encuentra la capa límite) (Tsonis 2007). Aunque estas no se utilizaron en el análisis de las piscinas frías, estas variables nos dieron una idea de las condiciones de inestabilidad atmosférica que pueden también afectar la TSP.

#### **2.2.9.5. Mecanismo básico de las piscinas frías someras y profundas**

Finalmente, esta subsección dará una breve explicación cualitativa del mecanismo involucrado en la creación de las piscinas frías. Durante un evento convectivo, las corrientes descendentes se forman como resultado de la evaporación de la precipitación y en un menor grado, el ‘water loading’ o el arrastre de las gotas de agua (Doswell 2001). Cuando precipita, la evaporación del agua causada por el entrainment de aire seco en la celda convectiva disminuye la temperatura de las parcelas de aire y causa que este aire frío obtenga un empuje negativo y como consecuencia comienza a descender (Houze 1993). Por otra parte, el arrastre de las gotas de agua ocurre cuando las gotas de agua precipitando ‘jalan’ el aire hacia abajo (Houze 1993). Debido a estos mecanismos, la intensidad de las corrientes descendentes depende de la cantidad de humedad/precipitación presente en el ambiente. Por esta razón, las corrientes descendentes de la precipitación somera tienden a ser de menor intensidad que las corrientes creadas por la convección profunda (Houze 1993). Las piscinas frías se forman cuando las corrientes descendentes llegan a la superficie y se propagan como una corriente de gravedad (Houze 2004). Debido al mecanismo de la formación de la corriente descendente, las piscinas frías contiene aire más frío que el aire en la capa límite que las rodea. Adicionalmente, la altura de formación de estas corrientes descendentes varía en dependencia del estudio en cuestión, pero en los trópicos, los modelos numéricos y el análisis de datos observacionales han mostrado que el aire de una corriente descendente se origina en la troposfera media inferior cercas de la altura de la base de las nubes (Schiro y Neelin 2018, Torri y Kuang 2016). El hecho que estas se forman arriba de la capa límite y que el perfil vertical de temperatura potencial equivalente muestra una disminución de esta con altura causa que su  $\Theta_e$ , sea menor que la  $\Theta_e$  de la capa límite (Schiro y Neelin 2018). Estas diferencias de temperatura,  $\Theta_e$  y humedad se utilizan con frecuencia para identificar una piscina fría.

# Capítulo 3

## Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos en este estudio siguiendo la metodología descrita en el capítulo anterior. Los resultados están divididos en tres partes: la primera incluye el análisis para obtener un marcador de las piscinas frías someras. La segunda parte es la evaluación de la ocurrencias de las piscinas frías durante la TSP. Por último, se describen resultados adicionales, como la investigación del comportamiento de la temperatura en días sin convección profunda y de los sondeos, que se utilizaron para completar el análisis del presente trabajo y cumplir con los objetivos planteados en las sección 1.1.

### 3.1. Parte 1: Criterio de identificación de las piscinas frías someras

Para iniciar, esta sección muestra los resultados del criterio de identificación de las piscinas frías someras creado con las variables y datos disponibles.

#### 3.1.1. Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ preliminares

El primer análisis que se realizó fue la evaluación estadística del cambio de la temperatura ( $\Delta\text{temp}$ ) con la ocurrencia de la precipitación. Las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  para los varios intervalos de tiempo discutidos en la sección 2.2.2 se pueden observar en la figura 3.1 y los parámetros estadísticos se encuentran en la tabla 3.1. Para iniciar, la primera observación es el hecho que estas distribuciones no tiene una forma normal y esto se comprobó con la prueba de KS (no mostrado). También, se puede observar visualmente en las gráficas de distribuciones y a partir del sesgo (tabla 3.1), que la mayoría de  $\Delta\text{temp}$  contienen valores negativos indicando

que la temperatura tiende a disminuir después del inicio de la precipitación en las tres estaciones analizadas. La media y la mediana de todas estas distribuciones fueron menores a  $0^{\circ}\text{C}$ , indicando que en promedio se produce una disminución de la temperatura. No obstante, la moda indica que en todos los intervalos el valor más común de  $\Delta\text{temp}$  estuvo entre  $-0.0^{\circ}\text{C}$  y  $-0.3^{\circ}\text{C}$ , pero el porcentaje de valores igual a la moda disminuye al aumentar el intervalo de tiempo después del inicio de la precipitación, lo que muestra que el número de casos con cambios pequeños disminuye con el incremento del intervalo de tiempo. En general, estos resultados muestran que en promedio la temperatura disminuye, pero los valores de la media obtenidos, los cuales fueron entre  $-1.05^{\circ}\text{C}$  y  $-0.38^{\circ}\text{C}$ , no fueron los esperados, ya que se suponía que la disminución de la temperatura causada por las piscinas frías fuera de  $4^{\circ}\text{C}$  en esta región (Schiro y Neelin 2018). Sin embargo, los valores del criterio de las piscinas frías que fueron referenciados son para tormentas convectivas profundas y la metodología que se utilizó para calcular  $\Delta\text{temp}$  no distingue entre precipitación profunda, y la ligera o estratiforme que no causan piscinas frías tan fuertes (Zuidema *et al.* 2012). La forma no-normal con sesgo negativo indica que las disminuciones de temperatura grandes no son tan frecuentes que las disminuciones pequeñas, lo que sugiere que eventos de convección profunda que causan caídas en la temperatura de esta magnitud no ocurren tan frecuentemente que otros eventos, pero no se puede concluir con certeza. Otro punto a notar es que después de 30 minutos, el valor medio del cambio en la temperatura comienza a disminuir ligeramente y la número de los cambios positivos de la temperatura comienza a aumentar. Esto es un indicativo de la posible recuperación de la temperatura. Este tiempo es consistente con el inicio del tiempo de recuperación (dentro de una hora) observado por varios estudios (Tompkins 2001a, Feng *et al.* 2015, Schiro y Neelin 2018).

	media ( $^{\circ}\text{C}$ )	mediana ( $^{\circ}\text{C}$ )	moda ( $^{\circ}\text{C}$ )	% moda	sesgo
15 min antes	-0.36	-0.10	0.00	18.37	-2.56
5 min después	-0.39	-0.10	0.00	25.87	-2.90
15 min después	-0.91	-0.40	0.00	11.09	-1.80
20 min después	-1.00	-0.50	-0.10	8.62	-1.67
30 min después	-1.10	-0.60	0.00	6.27	-1.38
45 min después	-1.09	-0.60	-0.30	6.05	-1.23
60 min después	-1.01	-0.60	0.00	5.36	-0.92

Tabla 3.1: Parámetros estadísticos de las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  en INPA (2008-2011), EMBP (2011-2012) y GOAM (2011) para los intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. % moda es el porcentaje de valores iguales a la moda. Sesgo positivo indica distribución tiene sesgo a la derecha y sesgo = 0 indica una distribución simétrica.

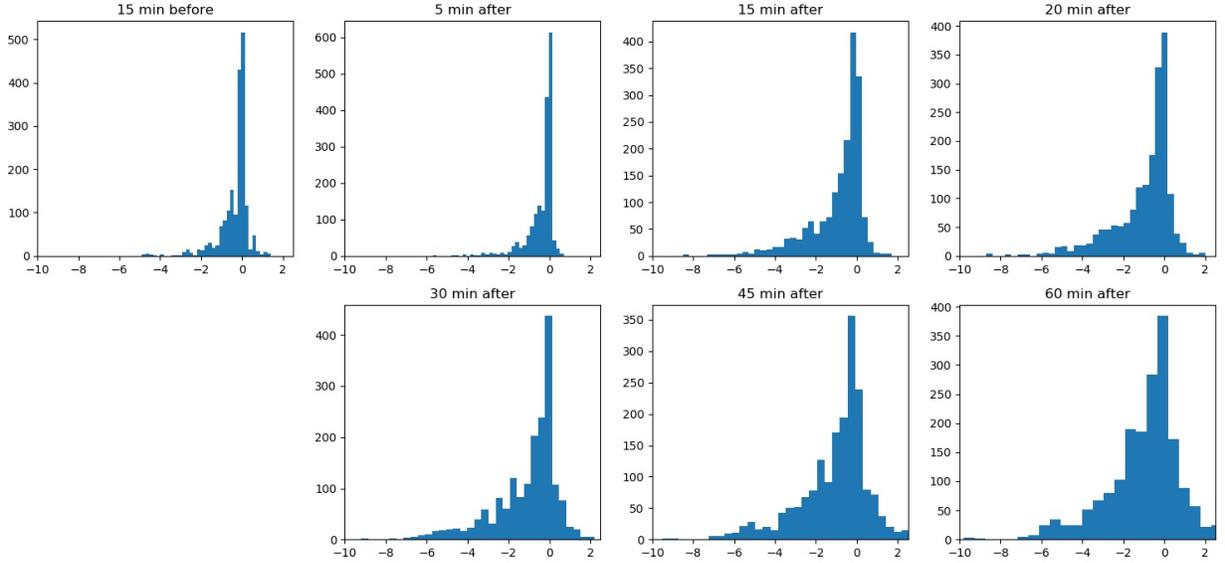


Figura 3.1: Histogramas de  $\Delta\text{temp}$  en INPA de los años 2008-2011 para los varios intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. Eje x es la  $\Delta\text{temp}$  con unidades de  $^{\circ}\text{C}$  y el eje y es el número de eventos.

### 3.1.2. Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ , $\Delta\text{pres}$ , $\Delta\text{relh.}$ , $\Delta\Theta_e$ , $\Delta\Theta_V$ y $\Delta\text{wspd}$ preliminares

Además de los cambios de temperatura que se analizaron en la sección anterior, se calcularon los cambios después de 15 minutos de las otras variables disponibles en las estaciones antes mencionadas. Los resultados para los parámetros estadísticos de la distribución de  $\Delta\text{temp}$ ,  $\Delta\text{pres}$ ,  $\Delta\text{relh.}$ ,  $\Delta\Theta_e$ ,  $\Delta\Theta_V$  y  $\Delta\text{wspd}$  se encuentran en la tabla 3.2. Los histogramas correspondientes a cada variable se aprecian en la figura 3.2. Otra observación importante es el hecho de que los vientos disminuyen, lo que difiere de las observaciones de Schiro y Neelin 2018. Similar a los resultados de temperatura, la magnitud del cambio para todas las variables no es tan grande como los observados por Schiro y Neelin (2018) y Drager y van den Heever (2017), especialmente para  $\Theta_e$  que disminuyó sólo 0.6 K como promedio mientras que Schiro y Neelin (2018) y Drager y van den Heever (2017) observaron cambios entre 4 y 10K. Estas discrepancias pueden deberse a que estos resultados incluyen todo tipo de eventos de precipitación, mientras que los cambios observados por Schiro y Neelin (2018) y Drager y van den Heever (2017) son específicamente para eventos de convección profunda. Adicionalmente, la metodología empleada para calcular  $\Theta_e$  utiliza la humedad relativa y la temperatura, pero los resultados muestran que estas dos variables actúan de manera opuesta (la temperatura disminuye y la humedad relativa aumenta), lo cual puede afectar los cambios observados

debidos a la piscinas frías.

Variable	Media	Mediana	Moda	% Moda	Sesgo
$\Delta\text{temp}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	-0.91	-0.40	0.00	11.69	-1.80
$\Delta\text{relh}$ (%)	4.70	2.30	0.00	6.11	1.54
$\Delta\text{pres}$ (hPa)	-0.06	-0.10	-0.10	15.37	0.27
$\Delta\text{wspd}$ (knots)	-0.21	-0.10	0.00	13.55	-0.30
$\Delta\Theta_e$ (K)	-0.57	-0.01	0.24	1.07	-2.92
$\Delta\Theta_V$ (K)	-0.88	-0.38	0.00	1.93	-1.83

Tabla 3.2: Parámetros estadísticos (ver descripción de la tabla 3.1) de las distribuciones de todos los eventos de precipitación (descripción en sección 2.2.2) de cada variable para un intervalo de tiempo de 15 minutos.

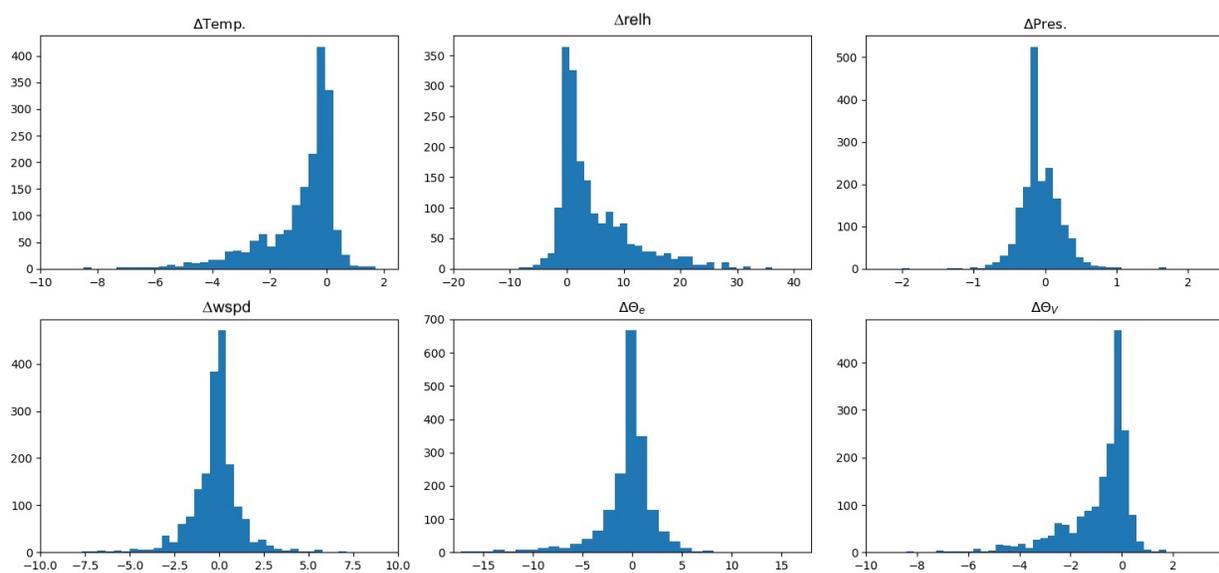


Figura 3.2: Histogramas de  $\Delta\text{temp}$ ,  $\Delta\text{pres}$ ,  $\Delta\text{relh}$ ,  $\Delta\Theta_e$ ,  $\Delta\Theta_V$  y  $\Delta\text{wspd}$  en INPA, EMBP y GOAM de los años 2008-2011 para los varios intervalos de tiempo mencionados en 2.2.2. Eje x son las variables con las unidades correspondientes ( $\Delta\text{temp}$  -  $^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta\text{pres}$  - hPa,  $\Delta\text{relh}$  - %,  $\Delta\Theta_e$  - K,  $\Delta\Theta_V$  - K y  $\Delta\text{wspd}$  - knots) y el eje y es el número de eventos

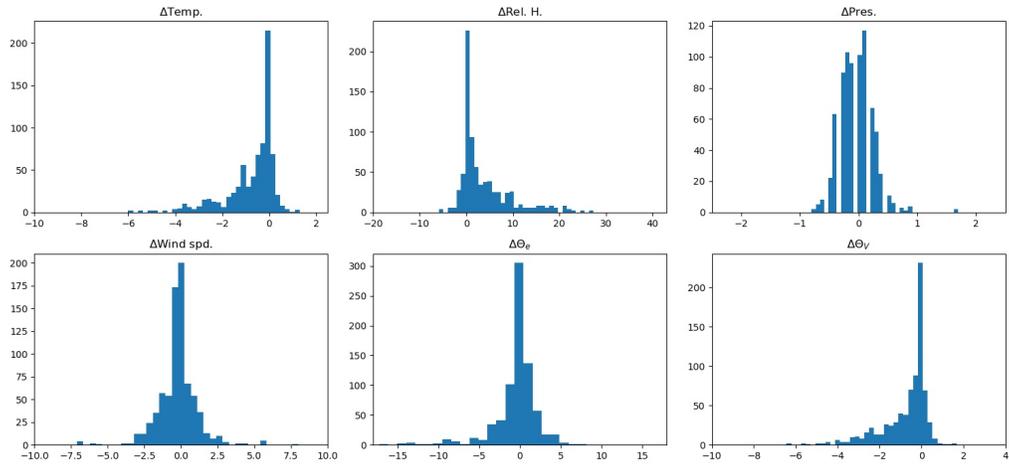
### 3.1.2.1. Variación temporal

Para profundizar el análisis de la sección anterior y ser consistentes con los estudios de Zhuang *et al.* 2017 y Adams *et al.* 2013, se realizó el análisis de las distribuciones del cambio de las variables termodinámicas para cada temporada del año. Las temporadas se clasificaron como la temporada de lluvia (enero a abril), la temporada seca (julio a septiembre) y la temporada de transición (los dos periodos intermedios)(Adams *et al.* 2013).

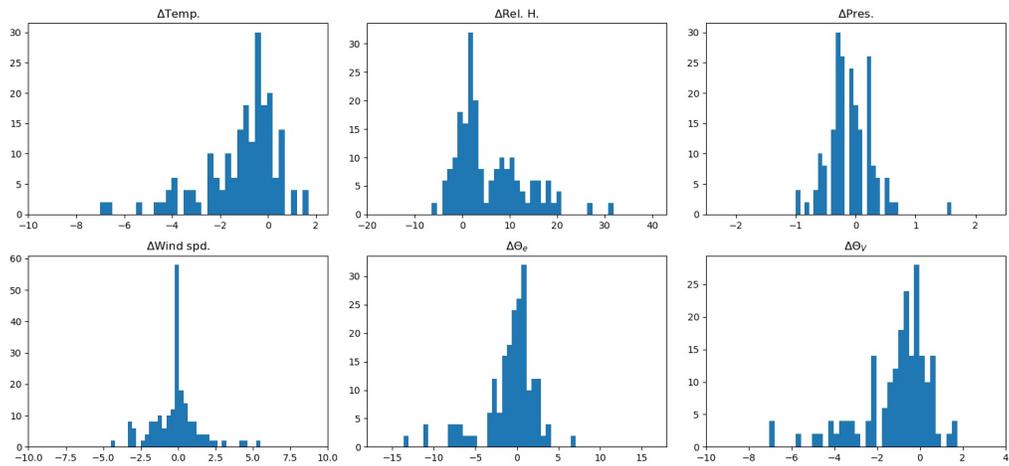
Comparando las distribuciones de los cambios de todas las variables para todos los casos de precipitación de la temporada de lluvia, la seca y la de transición (figura 3.3), se observan que la forma de distribución de cada variable es similar, mientras que la mayor diferencia entre las tres temporadas es el número de casos presentes en cada una de ellas. Profundizando el análisis con los parámetros estadísticos de la tabla 3.3, se puede observar que para la temporada de lluvias los valores de estos parámetros son menores en magnitud que durante la temporada de transición y la seca. La única excepción es  $\Delta\text{wspd}$ , la cual es similar para las tres temporadas, y  $\Delta\Theta_e$ , que tuvo la media más pequeña en la temporada de transición. Los cambios son menores durante la temporada de lluvias, debido a que el ambiente es más frío y más húmedo por la nubosidad (Zhuang *et al.* 2017), y por lo tanto, la disminución de la temperatura o el aumento de la humedad relativa no son tan grandes como los que se aprecian durante la temporada seca.

Temporada	Variable	Media	Mediana	Moda	% Moda	Sesgo
Húmeda	$\Delta\text{temp}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	-0.75	-0.30	0.00	14.54	-1.72
	$\Delta\text{relh}$ (%)	3.75	1.35	0.00	9.18	1.62
	$\Delta\text{pres}$ (hPa)	-0.04	-0.05	0.10	14.92	0.80
	$\Delta\text{wspd}$ (knots)	-0.21	-0.10	0.00	9.18	-0.09
	$\Delta\Theta_e$ (K)	-0.72	-0.02	0.00	1.53	-3.49
	$\Delta\Theta_V$ (K)	-0.74	-0.26	0.00	2.55	-1.75
Seca	$\Delta\text{temp}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	-1.11	-0.60	-0.30	6.80	-1.32
	$\Delta\text{relh}$ (%)	5.60	2.80	1.60	3.88	1.08
	$\Delta\text{pres}$ (hPa)	-0.10	-0.10	-0.30	14.56	0.76
	$\Delta\text{wspd}$ (knots)	-0.17	0.00	0.00	21.36	0.44
	$\Delta\Theta_e$ (K)	-0.82	-0.11	2.53	1.94	-1.47
	$\Delta\Theta_V$ (K)	-1.08	-0.69	0.17	1.94	-1.42
Transición	$\Delta\text{temp}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	-1.00	-0.40	-0.10	10.15	-1.82
	$\Delta\text{relh}$ (%)	5.34	2.90	0.00	4.79	1.51
	$\Delta\text{pres}$ (hPa)	-0.06	-0.10	-0.10	19.04	-0.31
	$\Delta\text{wspd}$ (knots)	-0.22	0.00	0.00	15.62	-0.68
	$\Delta\Theta_e$ (K)	-0.38	0.00	0.24	1.82	-1.93
	$\Delta\Theta_V$ (K)	-0.95	-0.42	0.00	1.82	-1.87

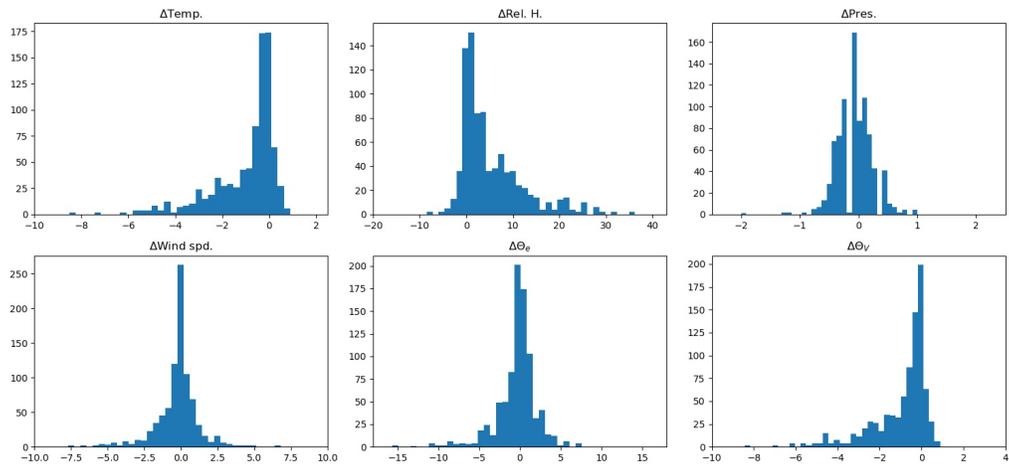
Tabla 3.3: Mismo que la tabla 3.2 para las temporadas indicadas.



(a)



(b)



(c)

Figura 3.3: Lo mismo que 3.2 para (a) la temporada de lluvia, (b) la temporada seca y (c) la temporada de transición.

### 3.1.3. Análisis de cambios en las variables termodinámicas con respecto a la precipitación

Como se observó en la sub-sección 3.1.2, el cambio de las variables termodinámicas con la precipitación no son consistentes con los cambios causados por eventos de precipitación profunda. Esto llevó a la conclusión que la magnitud del cambio en las variables termodinámicas posiblemente depende de la intensidad de la precipitación. Para verificar esta relación, se calcularon los cambios de estas variables con respecto a la precipitación inicial de cada evento lluvioso. El cambio de cada variable se calculó utilizando la ecuación 2.1 para la temperatura, la presión, la humedad relativa,  $\Theta_e$  y  $\Theta_V$ . Los intervalos de tiempo de cada cambio fueron de 15, 30, 45 y 60 minutos después del inicio de la precipitación. Los eventos de precipitación son los descritos en la sección 2.2.2 pero están separados en dependencia de la cantidad de precipitación que tuvo lugar durante la primera medición.

La tabla 3.4 muestra los cambios promedios de cada variable con respecto a la cantidad de precipitación inicial. Como se observa, la magnitud del cambio de cada variable aumenta con el incremento de la precipitación. Es decir, la precipitación débil causa, en promedio, piscinas frías débiles. La variable con el cambio más grande resultó ser la humedad relativa, con un aumento entre 3.5% - 4% para precipitaciones menores a 0.2 mm y de 7% a 9% para aquella precipitación mayor a 2.0 mm. Aunque este gran aumento en humedad relativa indica que esta variable puede ser un buen marcador de las piscinas frías, este cambio es relativamente pequeño ya que su variación diurna puede de casi 50%, y la variación de la humedad relativa puede llegar a ser más del 5% del promedio diario (alrededor de 3% a 4%), lo cual causa que los cambios de 3-5% de las piscinas frías se pierdan en este ruido. Adicionalmente, no hay suficiente literatura previa que pueda apoyar los cambios observados, especialmente para los eventos de precipitación somera. Por lo tanto se decidió limitar las opciones de marcadores a las temperatura potenciales y la temperatura. Los cambios en la presión fueron los más pequeños en comparación con todas las variables, con una disminución general entre 0.1 hPa y 0.5 hPa. En el caso de las temperaturas, los cambios de  $\Theta_V$  y de la temperatura son consistentes entre sí, con magnitudes similares para una precipitación inicial mayor de 0.2 mm. Para  $\Theta_e$ , los cambios fueron diferentes, es decir, para los intervalos de precipitación mayores a 0.4 mm, la disminución de esta variable es casi el doble (o más) que el de la temperatura y el de  $\Theta_V$ , a excepción del intervalo de 0.6-1.0 mm donde los cambios fueron similares para las tres temperaturas. Esto nos indica que  $\Theta_e$  es el mejor marcador de piscinas frías, especialmente para la precipitación fuerte. Sin embargo, la metodología empleada para calcular esta variable y  $\Theta_V$  causó una cantidad significativa de ruido en los

datos, llegando a ser mayor a 1K (figura 3.4) y no se pudo eliminar aplicando promedios corridos. Por esta razón, el cambio promedio de estos resultados no fue suficiente para poder discriminar entre la variación inducida por otros mecanismos (e.g., variación de los datos o el paso de nubes que se explora en la sección 3.3) y los cambios causados por las piscinas frías de eventos de precipitación moderadamente intensos (como precipitación de convección somera). El problema de esta variación en los datos también afecta la temperatura, pero en un menor grado, lo que causa que esta variable sea un mejor marcador de las piscinas frías. Zhuang *et al.* 2017).

Var	Rango (mm)	Rango # casos	15 min	20 min	30 min	45 min	60 min
Temp.	0.0 - 0.2	835 - 811	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.7
	0.2 - 0.4	240 - 223	-1.0	-1.1	-1.2	-1.2	-1.1
	0.4 - 0.6	53 - 45	-1.2	-1.4	-1.5	-1.4	-1.5
	0.6 - 1.0	59 - 51	-1.2	-1.5	-1.5	-1.5	-1.3
	1.0 - 2.5	65 - 55	-1.6	-1.9	-2.0	-2.0	-1.9
	2.5 - 5.0	28 - 21	-2.1	-2.8	-2.8	-2.8	-2.7
	5.0 $\leq$	17 - 11	-2.1	-2.4	-2.6	-2.7	-2.7
Pres.	0.0 - 0.2	835 - 811	-0.0	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
	0.2 - 0.4	240 - 223	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2
	0.4 - 0.6	53 - 45	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
	0.6 - 1.0	59 - 51	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
	1.0 - 2.5	65 - 55	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2	-0.3
	2.5 - 5.0	28 - 21	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5
	5.0 $\leq$	17 - 11	-0.2	-0.4	-0.2	-0.3	-0.5
H. Rel.	0.0 - 0.2	835 - 811	3.5	3.9	4.1	3.9	3.5
	0.2 - 0.4	240 - 223	4.5	5.0	5.2	4.8	4.4
	0.4 - 0.6	53 - 45	5.0	5.8	4.9	4.8	4.5
	0.6 - 1.0	59 - 51	5.8	7.0	6.3	6.6	5.6
	1.0 - 2.5	65 - 55	6.5	8.0	7.5	7.8	6.9
	2.5 - 5.0	28 - 21	6.4	8.7	8.3	8.9	8.6
	5.0 $\leq$	17 - 11	7.2	9.4	6.9	7.5	6.9
$\Theta_V$	0.0 - 0.2	835 - 811	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.7
	0.2 - 0.4	240 - 223	-1.0	-1.1	-1.2	-1.2	-1.1
	0.4 - 0.6	53 - 45	-1.3	-1.5	-1.6	-1.5	-1.6
	0.6 - 1.0	59 - 51	-1.2	-1.5	-1.5	-1.5	-1.3
	1.0 - 2.5	65 - 55	-1.7	-1.9	-2.1	-2.0	-2.0
	2.5 - 5.0	28 - 21	-2.3	-3.0	-3.0	-3.1	-2.9
	5.0 $\leq$	17 - 11	-2.3	-2.4	-2.9	-3.0	-3.0
$\Theta_e$	0.0 - 0.2	835 - 811	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.9
	0.2 - 0.4	240 - 223	-1.1	-1.5	-1.5	-1.9	-1.7
	0.4 - 0.6	53 - 45	-2.3	-2.7	-3.6	-3.4	-4.1
	0.6 - 1.0	59 - 51	-1.1	-1.7	-2.1	-1.7	-1.6
	1.0 - 2.5	65 - 55	-2.5	-2.5	-3.8	-3.5	-3.7
	2.5 - 5.0	28 - 21	-5.6	-6.8	-7.7	-7.5	-6.7
	5.0 $\leq$	17 - 11	-5.2	-3.8	-8.0	-7.9	-8.3

Tabla 3.4: Cambio de las variables para los intervalos de tiempo indicados con respecto a al rango de precipitación inicial (Rango)  $[(prec_{inf} - prec_{sup}) = (prec_{inf} < prec \leq prec_{sup})]$ .

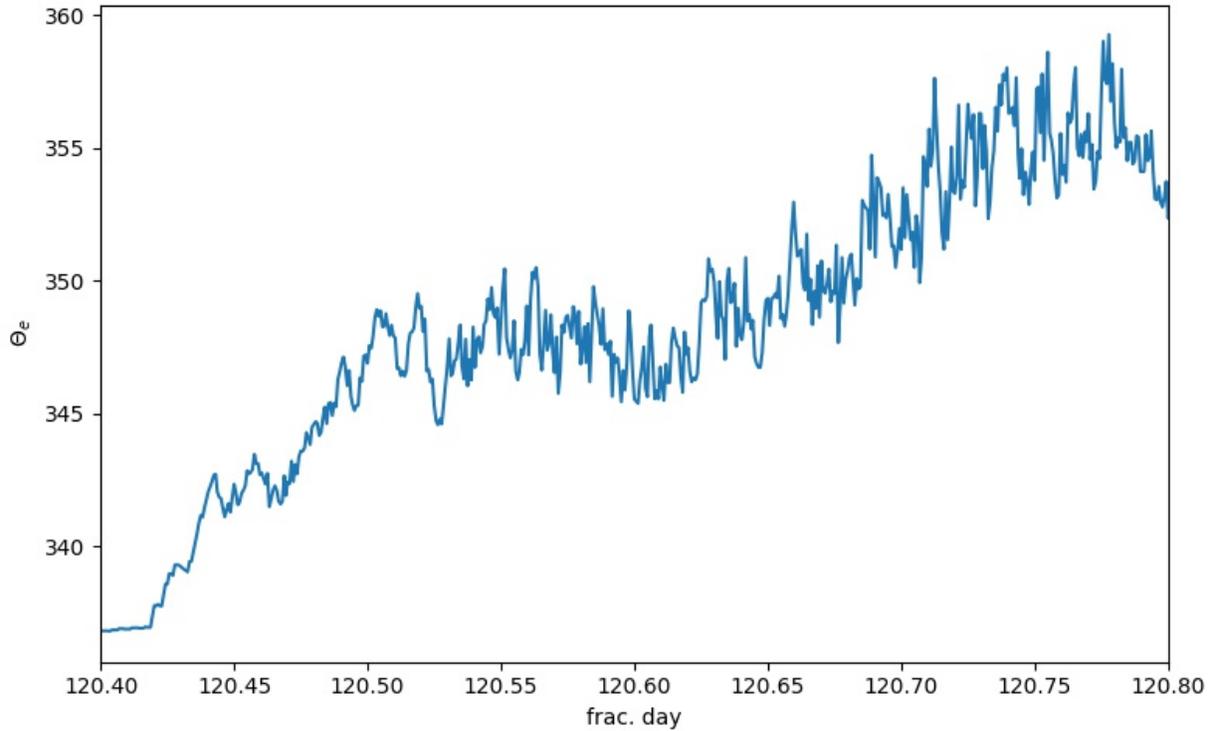


Figura 3.4: Series de tiempo de  $\Theta_e$  para el día 120 (abril 30) del 2011 en INPA que muestra la magnitud de la variación en estos datos.

### 3.1.4. Distribución de $\Delta\text{temp}$ para eventos someros en INPA

Con los resultados obtenidos en las cuatro subsecciones anteriores, es claro que la magnitud del cambio en las variables causadas por las piscinas frías obtenido por Schiro y Neelin 2018 no son representativos de todos los eventos de precipitación, especialmente los eventos de precipitación de convección somera. Por lo tanto, para encontrar un posible marcador de la precipitación somera y las piscinas frías someras, fue necesario filtrar estos eventos y obtener los cambios en la temperatura.

Para realizar esto, se utilizaron los datos de precipitación en INPA y los porcentajes de CTT descritos en la sección 2.2.3. La metodología para obtener los días de convección somera fue la siguiente: se buscaron los días donde se reportó precipitación en INPA y no hubo valores de CTT menores a 245K, o el valor mínimo de CTT asociado con convección somera (nubes cumulus congestus) de Hohenegger y Stevens 2013. Para asegurar que los eventos fueran de precipitación somera y no del inicio de la precipitación profunda, se tuvo en cuenta que la temperatura de CTT no fuera menor a 245 K en los 30 minutos antes y

después de la medición de la precipitación. También, se consideró que en estos días no se produjeran caídas de CTT de 30 K o más sobre INPA durante el intervalo de tiempo de 1 hora analizado, para garantizar que no hubo un desarrollo de convección profunda. Con estos días, se calculó el inicio de esta precipitación (dentro de la hora antes del tiempo indicado) y se calculó el cambio de temperatura a 10, 15, 30, 45 y 60 minutos después. En total, se encontraron 15 eventos de precipitación somera.

Los resultados de los cambios en la temperatura se muestran en la tabla 3.5. La media marcada para cada intervalo se hizo considerando que no hubieran caídas menores a 0.2 °C, lo cual eliminó cualquier cambio debido a otros factores físicos que pudieran bajar la temperatura y generar ruido en los datos. Se puede observar que los cambios no superan 1°C para cualquier intervalo de tiempo, reforzando la idea de que la precipitación ligera produce piscinas frías más débiles que la convección profunda. También, se puede deducir que la recuperación de la temperatura ocurre dentro de 30 minutos después de la lluvia. Estos datos son consistentes con los resultados de Zuidema *et al.* (2012), quienes obtuvieron cambios y tiempos de recuperación de temperatura cercanos a estos valores para la precipitación somera. Sin embargo, como se observará en las siguientes secciones, este cambio es muy pequeño y no es un indicador claro de piscinas frías.

$\Delta t$ (mins)	Prom. (°C)	Min. (°C)	Max. (°C)
10	-0.7	-0.8	-0.5
15	-0.9	-1.6	-0.3
30	-0.6	-1.9	0.8
45	-0.5	-2.3	0.9
60	-0.5	-1.9	1.6

Tabla 3.5: Tabla de resultados de  $\Delta temp$  del intervalo indicado para precipitación somera. Prom es el promedio, Max es el máximo y Min es el mínimo.

No obstante, con los resultados de esta subsección y de las subsección anteriores, el marcador de cambio de temperatura para identificar una piscina fría de precipitación somera fue una disminución mínima de la temperatura de 1°C para 15 minutos o 30 minutos.

### 3.1.5. Análisis con los datos de precipitación de INPA y de CTT de la región central

Otra variable importante e indicativa de la convección y posible precipitación es la CTT. Esta variable ya se utilizó en este estudio para encontrar eventos de precipitación somera

(3.1.4) y en la siguiente subsección se presentan resultados del análisis realizado para investigar la relación entre la CTT y la precipitación sobre la estación de INPA. Esto incluye un análisis del cambio en porcentajes de pixeles de CTT con la precipitación y el cambio en CTT sobre INPA con la precipitación.

### 3.1.5.1. Análisis preliminar de la precipitación de INPA y CTT sobre la parte central de la red

Primero, se obtuvo el cambio de los porcentajes de pixeles por debajo de ciertos valores de CTT (sección 2.2.3) debido al aumento de la precipitación y los resultados se muestran en la tabla 3.6. Como se observa en la tabla, para casos sin precipitación en INPA, el porcentaje de CTT menor a 280 K es del 44 %. Es decir, la mayoría de la zona tiene presente un cielo despejado. También el porcentaje de pixeles menor al valor de CTT indicado, decrece con la disminución de este valor de CTT. Para todos los casos con precipitación, la región contiene un 85.6 % o más de pixeles por debajo de 270 K, que indica que en la mayoría de la región, por lo menos, está presente la convección somera. En términos de convección profunda, el intervalo entre 0.6 - 1.0 mm contiene la mayor cantidad de pixeles de convección totalmente profunda ( $\leq 230K$ ). Aunque los valores del porcentaje de pixeles por debajo de 230 K es más del 50 % para los intervalos de precipitación mayores a 1.0 mm, los intervalos con menor precipitación (entre 0.0mm y 0.6mm) contiene una cantidad significativamente mayor a 50 % de estos pixeles. Esto se debe al hecho de que la medición de los porcentajes son regionales y la precipitación es una medida puntual. Por lo tanto, la medición de la precipitación no es necesariamente representativa de toda la región, ya que es suficientemente grande para que la precipitación pueda ocurrir en parte de la región pero no en otras. Esta discrepancia entre la escala espacial de las mediciones también explica el gran valor de la desviación estándar de cada resultado.

Rango (mm)	# casos	$\overline{prec}$ (mm)	% $\leq 280K$	$\sigma_{280}(K)$	% $\leq 270K$	$\sigma_{270}(K)$	% $\leq 245K$	$\sigma_{245}(K)$	% $\leq 230K$	$\sigma_{230}(K)$
0.0	71407	0.00	45.0	43	32.8	41	13.5	29	7.1	22
0.0 - 0.2	750	0.13	94.4	18	89.0	25	70.5	38	52.4	42
0.2 - 0.4	257	0.35	93.9	21	90.0	26	75.3	37	62.2	41
0.4 - 0.6	154	0.55	94.4	18	90.6	23	74.1	37	57.7	42
0.6 - 1.0	156	0.82	94.0	18	88.8	25	73.7	37	64.9	41
1.0 - 2.5	227	1.62	93.4	17	87.8	26	75.5	35	63.2	40
2.5 - 5.0	144	3.56	93.1	17	86.7	25	68.5	38	59.2	42
5.0 $\leq$	132	8.49	92.9	16	85.4	25	67.9	36	56.3	39

Tabla 3.6: Tabla de resultados para el análisis de porcentaje de pixeles. Rango es el rango de precipitación considerado para el calculo porcentajes promedio, Rango de Num. Casos es el rango de número de casos considerados,  $\overline{prec}$  es la precipitación promedio y %  $\leq$  CTT es el porcentaje de pixeles menor o igual al CTT indicado.

La tabla 3.7 muestra lo mismo que la tabla anterior, pero para los eventos que ocurren entre las 13hrs a 18hrs local, o el horario de ocurrencia de eventos de precipitación en esta región (Adams *et al.* 2013, Zhuang *et al.* 2017). Para estos casos, el % de pixeles de convección somera o sin convección ( $\leq 280K$  y  $\leq 270K$ ) son similares o ligeramente menores a los resultados cuando se toman en cuenta todos los eventos. Para los pixeles con temperaturas  $\leq 245K$  y  $\leq 230K$ , los porcentajes aumentan ligeramente, excepto para el intervalo de mayor precipitación.

Rango (mm)	# casos	$\overline{prec}$ (mm)	% $\leq 280K$	$\sigma_{280}(K)$	% $\leq 270K$	$\sigma_{270}(K)$	% $\leq 245K$	$\sigma_{245}(K)$	% $\leq 230K$	$\sigma_{230}(K)$
0.0	16656	0.00	49.0	43	40.1	42	23.4	35	14.2	29
0.0 - 0.2	249	0.13	92.3	20	87.5	25	74.1	36	60.2	40
0.2 - 0.4	78	0.34	88.4	29	83.5	33	75.5	39	65.6	40
0.4 - 0.6	47	0.56	93.1	21	89.9	24	80.2	34	71.1	38
0.6 - 1.0	42	0.82	87.5	27	82.9	31	76.5	38	72.8	40
1.0 - 2.5	79	1.64	92.6	19	88.7	25	79.1	33	69.0	39
2.5 - 5.0	52	3.49	91.4	20	86.9	24	75.0	36	66.8	40
5.0 $\leq$	36	8.58	86.6	24	74.3	32	61.7	41	53.3	41

Tabla 3.7: Lo mismo que la tabla 3.6 para casos entre 13hrs a 18 hrs (local).

### 3.1.5.2. Análisis de la CTT y la precipitación en INPA

Como se mencionó en la sección anterior, el problema con el análisis previo es que las mediciones de precipitación no son completamente representativas del centro de la red. Por lo tanto, como análisis adicional, se compararon los valores de CTT sobre INPA con los valores de precipitación en la misma estación, con el objetivo de disminuir los efectos de la disparidad espacial entre los datos de precipitación y de CTT. El promedio de los valores de CTT para los mismos intervalos de precipitación de la tabla 3.6 se puede observar en la tabla 3.8. Como se observa, para 0.0 mm de precipitación, la CTT es la más alta, como era de esperarse. Adicionalmente, se observa una disminución general de 44-50 K con la precipitación. Para eventos con precipitación, el CTT promedio solamente varió 6 K. El intervalo de la precipitación de 0.0-0.2mm resultó en la CTT más grande y disminuye al aumentar la cantidad de precipitación hasta llegar al intervalo de 0.6-1.5 mm, la cual tiene la CTT promedio menor. Después de este intervalo, la CTT promedio se incrementa ligeramente con la precipitación, siendo un resultado no esperado ya que la relación CTT-precipitación es negativa. El hecho de que la CTT con precipitación es menor que la CTT sin precipitación es el resultado que se esperaba. La falta de variación en el promedio de la CTT entre los intervalos con precipitación, se debe al hecho que aunque la CTT indica precipitación profunda, no es necesario que esté lloviendo fuerte en INPA, ya que puede estar ocurriendo la precipitación en otra área dentro de los 4 km<sup>2</sup> que cubre el píxel de CTT.

Rango (mm)	$\overline{CTT}$ (K)
0.0	276.0
0.0 - 0.2	232.7
0.2 - 0.4	229.9
0.4 - 0.6	227.9
0.6 - 1.5	226.2
1.0 - 2.5	227.9
2.5 - 5.0	228.6
$5.0 \leq$	229.0

Tabla 3.8: Tabla de resultados para el análisis de CTT y precipitación en INPA. Rango es el rango de precipitación considerado para el cálculo del CTT promedio y el  $\overline{CTT}$  es el CTT promedio sobre INPA.

Para resumir la parte 1 de los resultados, se realizó un análisis estadístico de los cambios en las variables termodinámicas con la ocurrencia de precipitación en INPA/GOAM/EMBP. Se observó que los cambios en las variables dependen de la intensidad y el tipo de evento de precipitación, y los valores de referencia de Schiro y Neelin 2018 no son útiles para detectar las piscinas frías someras que ocurren durante la TSP, especialmente con los resultados de la sección 3.1.1, indicando que los eventos de convección profunda que causan piscinas frías intensas no ocurren frecuentemente. Por lo tanto se obtuvo un criterio específico para la precipitación de convección somera utilizando los datos disponibles. Éste fue la disminución de la temperatura de  $1^{\circ}C$  o mayor, en 15 minutos y se utilizó como un indicador de posibles piscinas frías someras durante la TSP en la siguiente sección. Adicionalmente, se observó que el CTT disminuye, por lo menos, debajo de 276 K (CTT promedio sin precipitación en INPA), con la ocurrencia de lluvias. Entonces, si se observa una disminución de temperatura y de CTT ( $<270$  K) alrededor del mismo tiempo, es probable que un evento de precipitación esté ocurriendo. Finalmente, se limitó el uso de  $\Theta_e$  en la siguiente sección debido que el cambio que está atribuido a las piscinas frías someras, es más pequeño que la variación natural de los datos y crea mucha incertidumbre en los resultados.

## 3.2. Parte 2: Piscinas frías y la transición a convección profunda

Antes de empezar, es necesario recordar que para este estudio, cuando se discute de la TSP, se está considerando solo el proceso de transición y la convección somera que ocurre antes del desarrollo de la convección profunda. Por lo tanto, se considera que la precipitación

y las piscinas frías que ocurren durante la TSP son someras.

Habiendo identificado el criterio de piscinas frías someras para eventos que ocurren durante la TSP, el siguiente paso fue determinar si estas ocurren para casos de estudios individuales de eventos de TSP. Esto se realizó intentando observar la ocurrencia de las mismas durante la TSP, analizando las caídas de temperatura que obedecen el criterio establecido durante el periodo de transición. Sin embargo, obtener conclusiones claras con esta metodología resultó ser difícil, y por lo tanto, se realizaron pruebas de medias de las distribuciones de cambios en la temperatura y  $\Theta_e$  de días sin y con convección profunda, para determinar la probabilidad de ocurrencia de las piscinas frías. Es decir, si las distribuciones entre estos dos tipos de días son diferentes, es probable que la diferencia fue causada por el desarrollo de las piscinas frías someras. La siguiente sección muestra los resultados de esta investigación.

### **3.2.1. Búsqueda de eventos de transición utilizando datos de precipitación y % de CTT.**

Una parte fundamental del objetivo de este estudio es analizar eventos de transición de la convección, por lo que es necesario identificar estos eventos. Para poder determinar si un evento es posiblemente de TSP (denotado evento/día de transición desde este punto en adelante), se obtuvieron días donde hubo precipitación sobre INPA y la CTT estuvo por encima de 245K (indicando únicamente convección somera). De estos eventos, se analizaron las 4 horas antes y las 4 horas después para determinar si un evento es de transición. Para estos casos, un evento es de transición cuando no se observa convección profunda 4 horas antes (no hay pixeles de  $CTT \leq 245$  K) de la medición de la precipitación con CTT por encima de 245 K en el sitio específico de INPA y sí hay convección profunda dentro de las 2 horas después (hay  $CTT \leq 245$  K durante este periodo). Esta aproximación dará una clara indicación de que durante estas 6 horas hubo evolución a convección profunda empezando con condiciones de nubosidad convectiva somera.

Iniciando con el 2011, se encontraron 9 eventos que cumplieron con estos requisitos. Para confirmar que estos 9 eventos realmente representan una transición a convección profunda, se crearon animaciones de CTT y BTN temp durante todo el día correspondiente a cada uno de los eventos para determinar si la TSP ocurre o es un sistema en propagación. Para este estudio, si se observa que las primeras celdas de convección profunda se desarrollan en la región de la red (el área total que se muestra en la figura 2.1), esto se considera como un evento de transición; si la convección profunda se desarrolló y organizó fuera de la región de la red y sólo viaja por esta área, esto se considera como un sistema de propagación. Viendo

las animaciones resultó que ninguno de estos 9 eventos era de transición. Es decir, la convección profunda de todos estos eventos resultó ser de sistemas convectivos ya desarrollados y propagándose sobre la red. No obstante, se obtuvo el histograma y la distribución de  $\Delta\text{temp}$  descrita en 2.2.5 para todos estos eventos aproximadamente a 15-30 minutos antes del desarrollo de la convección profunda. La tabla 3.9 muestra el número de eventos con al menos una caída igual o mayor a  $4^{\circ}\text{C}$ ,  $3^{\circ}\text{C}$ ,  $2^{\circ}\text{C}$  y  $1^{\circ}\text{C}$ . Se puede observar que sólo en 7 de los 9 días analizados hubo caídas mayores a  $1^{\circ}\text{C}$ . Como se discutió en la sección 3.1.4, las piscinas frías de convección somera causan decaimientos de temperatura de 1 grado en promedio. Por lo tanto, es probable que en 2 de estos días no se observaran piscinas frías someras antes del paso de la convección profunda. Las disminuciones de temperatura que se observaron en 7 de los casos pueden ser causadas por tres fenómenos: estas son piscinas frías débiles del sistema de convección profunda que pasaron por la red antes del sistema mismo; estas son causadas por precipitación somera independiente al sistema que ocurrieron antes del paso de la convección profunda, o estas disminuciones no son causadas por piscinas frías (otras posibles causas de estos cambios en temperatura se discuten en el siguiente capítulo).

	$\geq 4^{\circ}\text{C}$	$\geq 3^{\circ}\text{C}$	$\geq 2^{\circ}\text{C}$	$\geq 1^{\circ}\text{C}$
2011	3	4	6	7
2012 (p)	0	2	5	9

Tabla 3.9: Número de eventos de sistemas en propagación obtenidos con % de CTT y precipitación en INPA con al menos una caída mayor o igual a la temperatura indicada para intervalos de 15 minutos de cada año. El (p) indica únicamente los casos de propagación.

Para el 2012, el mismo procedimiento se realizó utilizando 3 bases de datos de precipitación: datos de GOAM, datos de EMBP y datos de TRMM. Con estos datos se encontraron 11 casos que siguen el criterio marcado. Al observar las imágenes de CTT y BTN temp, solo 1 de estos casos resultó ser de transición aunque las primeras tormentas convectivas no ocurrieron sobre el centro de la red. Realizando el mismo análisis de distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  se mostró que en 9 de los 11 días con eventos de propagación hubo cambios de temperatura de  $1^{\circ}\text{C}$  o más. Por lo tanto, dos días no tienen señales de piscinas frías someras antes de la convección profunda. No obstante, es necesario realizar otros análisis para obtener más información y conclusiones definitivas sobre la ocurrencia de las piscinas frías someras, pero esto sólo se realizó para los eventos de transición ya que se pudo ver que es muy difícil distinguir las piscinas frías someras de otros fenómenos, como el paso de nubes por el sol sobre las estaciones.

Para el día de transición, se observaron 4 caídas de 1-2  $^{\circ}\text{C}$  y dos de mayor magnitud.

Esto indica la ocurrencia de posibles piscinas frías someras, pero es necesario tener más información y eventos para arribar a una conclusión. Por esta razón, se utilizaron las series de tiempo de CTT, de la temperatura y el PWV durante la transición, para ver si hay un indicativo de piscinas frías someras durante estos eventos. Es necesario recordar que sí hay mediciones de precipitación y piscinas frías someras antes del desarrollo de la convección profunda en este caso. Sin embargo, esta ocurrió fuera de la parte central de la red (GOAM es en el suroeste de la red entera), por lo que se utilizaron estas series de tiempo para analizar la existencia de piscinas frías someras en el centro de la red. Las series de tiempo en las figuras 3.5 muestran las caídas claras de temperatura que se obtuvieron en las distribuciones, pero no hay ningún indicio de posible convergencia de vapor de agua o disminuciones de la CTT que tienen lugar con la precipitación. CTT muestra pequeñas oscilaciones en varias estaciones (HORT, JPL6, RDCK, CDN2, CDN4, CTLO, RDCK, entre otras) que indican el paso de nubes (lo que fue verificado con las animaciones de CTT/BTN temp no mostradas). Con estos resultados complementarios, aún no se puede concluir con certeza que piscinas frías someras ocurrieron durante el TSP de estos eventos.

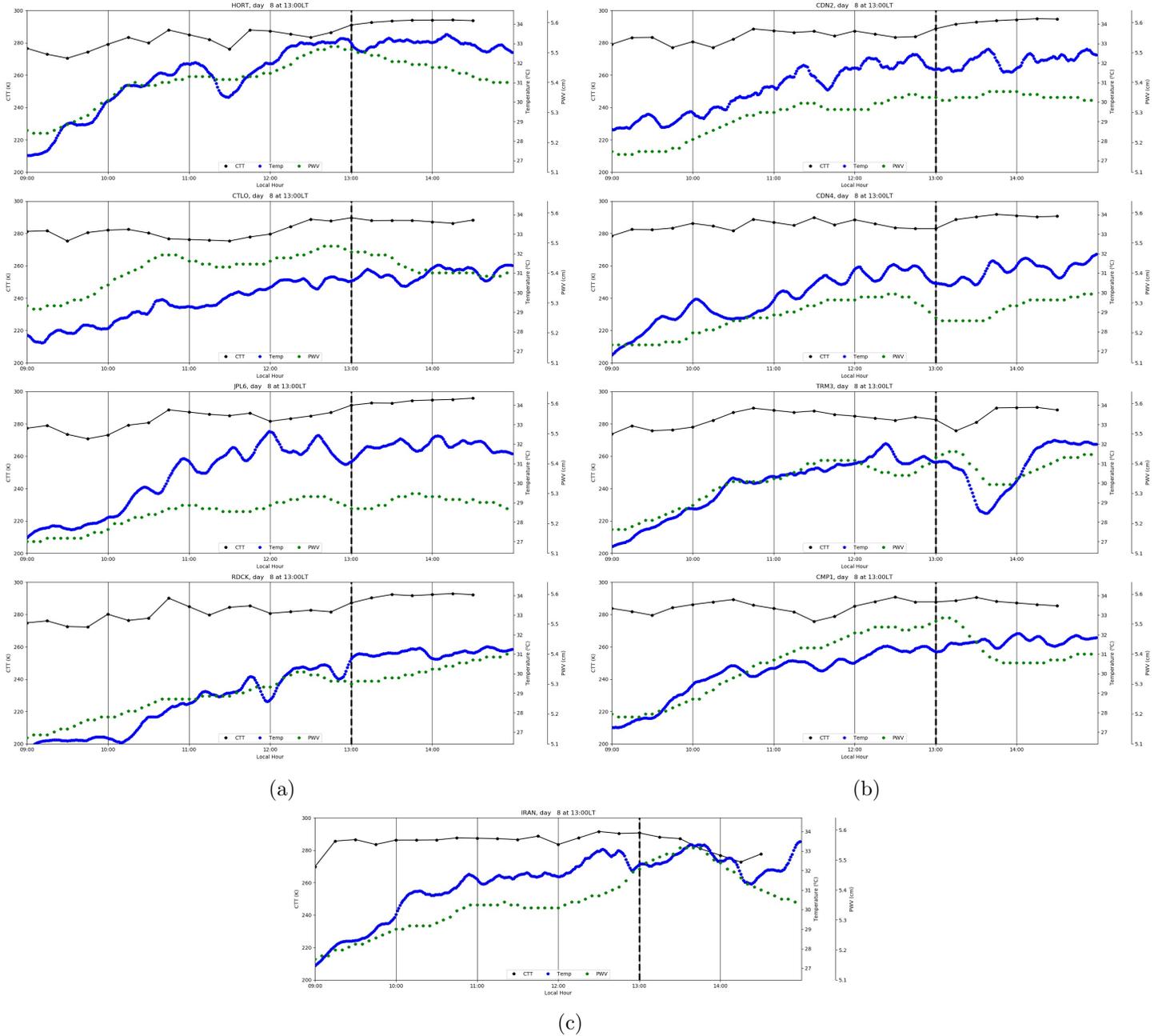


Figura 3.5: Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) HORT, CTLO, JPL6, RDCK, (b) CDN2, CDN4, TRM3, CMP1 y (c) IRAN para el caso de transición del día 8 del 2012.

### 3.2.2. Análisis de los días con convección profunda

En la subsección anterior, se obtuvieron eventos de transición utilizando datos de precipitación y de porcentajes de CTT, pero esta metodología no arrojó un número significativo de

eventos. Por lo tanto, para intentar obtener más posibles casos de transición, se tuvieron en cuenta los eventos de convección profunda que obedecen los criterios establecidos en Adams *et al.* (2013, 2017). Los eventos considerados debe tener: 1) una caída fuerte de CTT de 50 K o más en un periodo menor a 2h para CTT menores a 235 K, 2) un aumento máximo de PWV (convergencia de vapor de agua) debe de ocurrir dentro de una hora de la CTT mínima, y 3) debe de ocurrir precipitación. De forma similar a la sección anterior, se utilizaron los datos de precipitación en INPA para el 2011 y los datos del TRMM para el 2012. En total, se obtuvieron 43 eventos para el 2011 y 24 eventos para el 2012, que obedecen los criterios establecidos durante el periodo de estudio.

Una vez determinado el número total de eventos cada año, los mismos se categorizaron entre sistemas en propagación y eventos de transición. Esta separación se hizo a partir del uso de las imágenes de CTT y BTN temp de manera similar a los eventos de la sección anterior. Como se mencionó previamente en la subsección 3.2.1, los casos de ‘transición’ son los eventos donde la convección pasa de somera a profunda en la área general de la red. Esta categorización cualitativa resultó en 10 casos de transición para el 2011 y 2 casos para el 2012.

El siguiente paso fue obtener las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  para cada uno de los casos y los resultados se muestran en la tabla 3.10. Para el 2011, se puede observar que todos los casos contienen caídas de  $1\text{-}2^\circ\text{C}$ , indicando la posible existencia de piscinas frías. Adicionalmente, 5 casos mostraron caídas de  $2\text{-}3^\circ\text{C}$ , dentro de los cuales, 3 mostraron descensos de temperatura más grades, lo que aseguró la presencia de piscinas frías en estos casos en particular. Para el 2012, en ambos casos se observaron cambios de temperatura mayores a  $3^\circ\text{C}$ , indicando nuevamente la existencia de piscinas frías.

	$\geq 4^\circ\text{C}$	$\geq 3^\circ\text{C}$	$\geq 2^\circ\text{C}$	$\geq 1^\circ\text{C}$
2011	1	3	5	10
2012	1	2	2	2

Tabla 3.10: Mismo que 3.9 para los casos de transición obtenidos utilizando el criterio de Adams *et al.* (2013, 2017).

Con los resultados de las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  para esta cantidad de casos, se puede decir que las piscinas frías están presentes durante la transición de convección somera a profunda. Sin embargo, las piscinas frías someras no son las únicas causas de caídas de temperatura de  $1^\circ\text{C}$  o más en 15 minutos. Por ejemplo, se sabe que las nubes causan una disminución en la temperatura en los trópicos (Groisman *et al.* 2000, Zhuang *et al.* 2017); por lo tanto, es posible que la propagación de una nube que cubre al sol, puede causar cambios

similares o menores a los cambios causados por piscinas frías. Por esta razón, fue necesario profundizar en el análisis de estos casos.

Para poder determinar la probabilidad de la ocurrencia de las piscinas frías someras en los días con caída menores a  $2^{\circ}C$ , se utilizaron dos recursos: las series de tiempo de CTT, temperatura y PWV durante la transición y los datos de precipitación. Si hay mediciones de precipitación se puede deducir que los cambios son de piscinas frías someras, pero estas mediciones son muy limitadas. Si no hay precipitación en INPA, no se puede descartar la ocurrencia en otras estaciones del centro de la red y los datos de TRMM sólo se obtienen cada 3 horas (existiendo 1 o 2 mediciones para un tiempo de transición de 4 horas) en una área de  $25\text{ km}\times 25\text{ km}$  sobre la red. Entonces, para cada caso, también se analizó el comportamiento de estas variables durante la transición, permitiendo determinar si los cambios de temperatura pudieron ser causados por piscinas frías someras. Si el CTT disminuye por debajo de  $270\text{ K}$  y hay convergencia de vapor de agua (Adams *et al.* 2013, 2017) durante las caídas de temperatura, es probable la ocurrencia de precipitación somera y piscinas frías someras.

En los casos con  $\Delta\text{temp}$  de  $2^{\circ}C$  o más, las series de tiempo sí apuntan al hecho de que la disminución se debe a la presencia de piscinas frías someras en 3 de los 4 casos analizados. En estos tres casos, las mismas ocurrieron dentro de la hora antes del desarrollo de la convección profunda. En un caso en particular, se puede observar una caída similar a las esperadas con piscinas frías profundas y convergencia de vapor de agua aproximadamente 1 hora antes de la disminución de la CTT. En términos de precipitación, se registró lluvia en INPA en uno de estos casos, alrededor de 3-4 horas antes y se observaron los cambios en la temperatura y la CTT en las estaciones cercanas. Estos cambios se pueden observar en la series de tiempo de este caso (ver figura 3.6): la CTT disminuye sobre CMP1, CHR5 y ligeramente sobre INPA alrededor de las 11:30 hrs local y hay una ligera convergencia en vapor de agua en estas estaciones, excepto en INPA debido a la falta de datos. Esto es acompañado por una ligera disminución de la temperatura en estas estaciones. En otras estaciones un poco más alejadas, también se observa una disminución en la temperatura después de las 12 hrs (CTLO, JPL6, RDCK, PDAQ, TRM3, CDN4), pero es difícil determinar si dicha disminución se debe a la propagación de la misma piscina fría. Finalmente, para el cuarto caso, la convección profunda ocurrió antes de las 4 horas consideradas en el periodo de transición. No obstante, al analizar el periodo antes de esta convección profunda, no se observaron indicios fuertes de precipitación somera o piscinas frías someras antes de las tormentas convectivas profundas y ni precipitación en INPA, EMBP o TRMM.

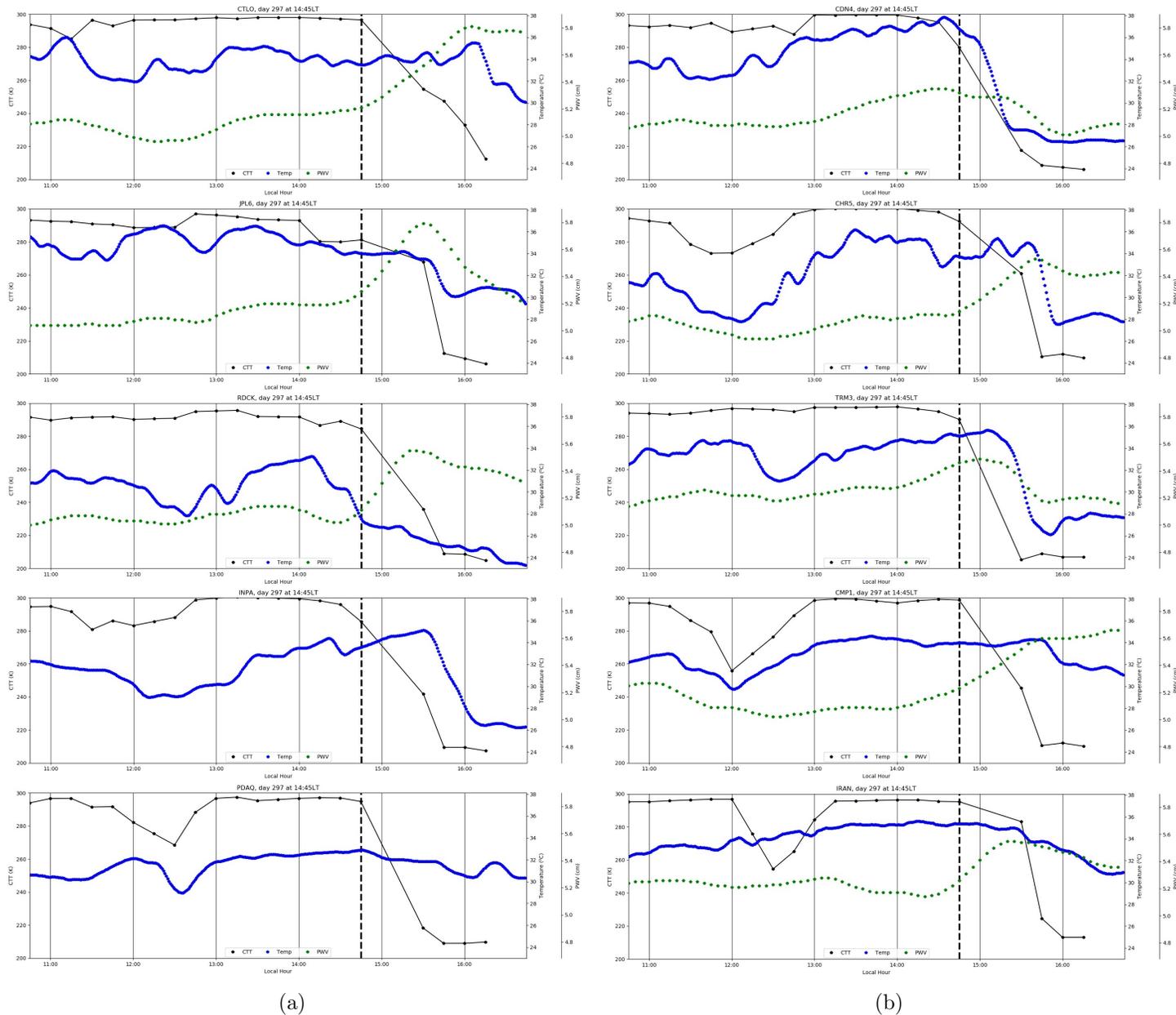


Figura 3.6: Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) CTLO, JPL6, RDCK, INPA, PDAQ (b) CDN4, CHR5, TRM3, CMP1 y IRAN para el caso de transición del día 297 del 2011.

Para los casos con  $\Delta\text{temp}$  de  $1 - 2^{\circ}\text{C}$ , los resultados no fueron consistentes. Hay casos donde no se pudo deducir la ocurrencia de precipitación durante la disminución de la temperatura por medio de los cambios en la CTT y el PWV (3 casos). Un ejemplo de estos se muestra en la figura 3.7. Como se observa en la gráfica, las caídas de temperatura son claras durante las 4 horas antes del desarrollo de la convección profunda, especialmente 2 horas

antes. Sin embargo, el PWV o la CTT no indican posible precipitación, debido a que no hay convergencia de vapor de agua y la CTT no baja de 270 K, aunque hay un posible patrón de propagación de la caída de la temperatura en las estaciones de JPL6, CDN4 y TRM3. Por otra parte, sólo dos de los casos de transición tienen series de tiempo que muestran las caídas de la CTT, lo que que indica posibles transiciones de piscinas frías en las 4 horas antes del desarrollo de la convección profunda. Finalmente, ninguno de los casos con caídas entre  $1 - 2^{\circ}C$  registraron precipitación en INPA, EMBP o TRMM.

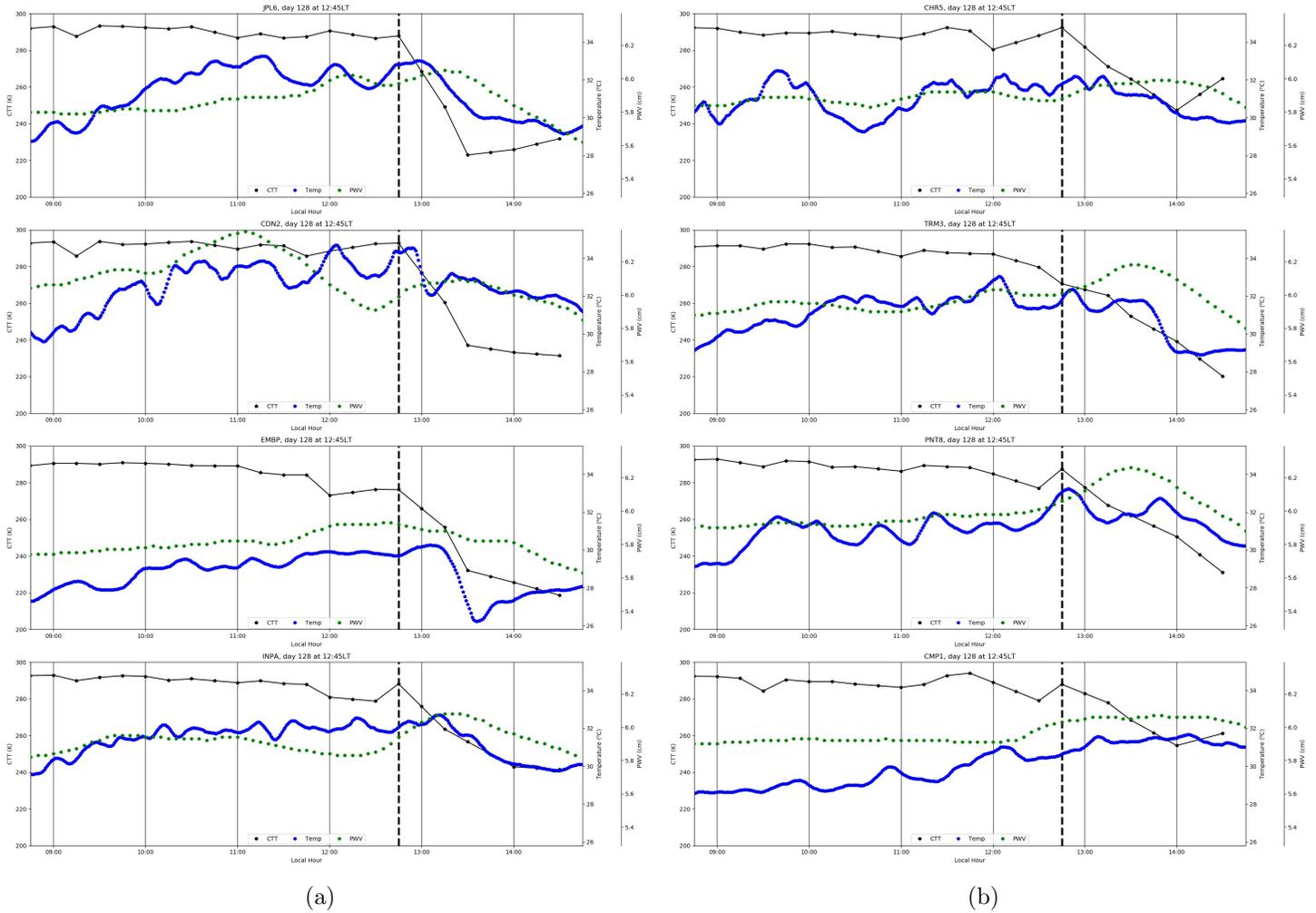


Figura 3.7: Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV de las estaciones (a) JPL6, CDN2, EMBP, INPA, (b) CHR5, TRM3, PNT8 y CMP1 para el caso de transición del día 128 del 2011.

Estos resultados muestran la dificultad para determinar con certeza la ocurrencia de las piscinas frías someras a partir de los cambios de la temperatura debido a la variación de los datos. Además, existen la posible presencia de otros fenómenos (como nubes creando sombra

sobre una estación, lo que se investigará con más detalle en la sección 3.3) que causan cambios similares a los creados por las piscinas frías. Adicionalmente, el análisis de distribuciones se realizó para la temperatura y  $\Theta_e$ . Sin embargo, como se mencionó previamente,  $\Theta_e$  tiene un comportamiento muy variable. Esta variación es muy aparente debido al hecho de que todos los casos contienen al menos 10 caídas mayores a 2 K en el periodo de transición. Como se determinó en la parte 1 de los resultados, para una precipitación moderada (con 0.2-2.5 mm inicial), el cambio de  $\Theta_e$ , en promedio, es de 1-2.5 K. Por lo tanto, se dificulta más poder distinguir entre la variabilidad causada por diferentes mecanismos físicos y los cambios causados por las piscinas frías someras con  $\Theta_e$ , que los que se producen con la temperatura.

### 3.2.3. Distribución de $\Delta\text{temp}$ para los casos de sistemas en propagación

En esta sección se calculó la distribución de  $\Delta\text{temp}$  para los casos de propagación de los eventos analizados, siendo consistente con el análisis de los casos de propagación en la sección 3.2.1. En la tabla 3.11 se observa el número de días con caídas de temperatura mayores a los valores de temperatura indicados. En total fueron 57 casos, pero sólo 54 casos contiene caídas de  $1^\circ C$  o más grandes. Esto nos indica que hay tres casos donde las piscinas frías someras y la precipitación somera posiblemente no ocurrieron antes del desarrollo de la convección profunda. Para el resto de los días, en 29 casos ocurrieron caídas  $\geq 2^\circ C$ . Como se discutió en la sección anterior, estas pueden ser causadas por posibles piscinas frías someras y lluvias ligeras que ocurrieron antes e independientemente del sistema de convección profunda en propagación. Por otra parte, la mayoría de estas caídas ocurren durante la hora antes del desarrollo de la convección profunda, por lo tanto es posible que estén causadas por las piscinas frías del sistema que se esté propagando por la red (es decir, son piscinas frías organizadas) y no por la precipitación somera. También, las caídas de temperatura pueden tener otras causas que no involucran piscinas frías (ver capítulo 3.3).

	$\geq 4^\circ C$	$\geq 3^\circ C$	$\geq 2^\circ C$	$\geq 1^\circ C$
2011	3	7	15	31
2012	1	8	14	23

Tabla 3.11: Mismo que 3.9 para los casos de sistemas de propagación.

### 3.2.4. Distribución de $\Delta\text{temp}$ y otras variables durante convección profunda

Antes de continuar con el análisis de la ocurrencia de piscinas frías someras durante la TSP, se realizó un análisis simple de los cambios máximos de las variables termodinámicas de piscinas frías profunda con el objetivo de evaluar las observaciones de Schiro y Neelin (2018) con los datos de la red densa. Esto se realizó obteniendo las mismas distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  para el periodo de 1 hora después del inicio del desarrollo de convección profunda pero también se calculó  $\Delta\text{PWV}$ ,  $\Delta\text{relh}$ ,  $\Delta\Theta_e$  y  $\Delta\text{CTT}$ . Se consideraron casos con caídas máximas de temperatura mayores a  $1^\circ\text{C}$  para ver los cambios extremos que la convección profunda puede causar y se ordenaron de acuerdo al valor de  $\Delta\text{CTT}$ . El máximo valor solo se consideró si CTT disminuyó más de 20 grados para garantizar que fue causada por el desarrollo de la convección profunda. En la tabla 3.12 se puede observar que la disminución máxima promedio es de la temperatura es de  $2.5 - 3^\circ\text{C}$  y de  $\approx 6.5\text{K}$  para  $\Theta_e$ . La humedad relativa brincó alrededor de  $9.6\%$ - $10.5\%$ . El PWV tuvo una disminución de  $0.1\text{ cm}$ . Estos cambios son más similares a los observados por Schiro y Neelin (2018), especialmente para los valores de  $\Theta_e$ , que los obtenidos con las distribuciones de la sección 3.1.2. Esto indica que la red densa sí es capaz de detectar los cambios vistos en las variables termodinámicas durante la convección profunda.

$\Delta\text{CTT}$	$\Delta\text{temp}$	$\Delta\text{relh}$	$\Delta\Theta_e$	$\Delta\text{PWV}$
20 - 30	-2.5	+ 9.8	-6.4	-0.1
30 - 40	-2.6	+ 9.6	-6.5	-0.1
40 - 50	-2.7	+ 9.7	-6.5	-0.1
50 - 60	-2.9	+ 10.5	-6.4	-0.1
60 - 70	-2.9	+ 10.5	-6.5	-0.1

Tabla 3.12: Cambios máximos de temperatura, humedad relativa, PWV y  $\Theta_e$  durante la convección profunda para intervalo de disminución indicado de CTT. El signo negativo indica un decaimiento y el signo positivo un aumento.

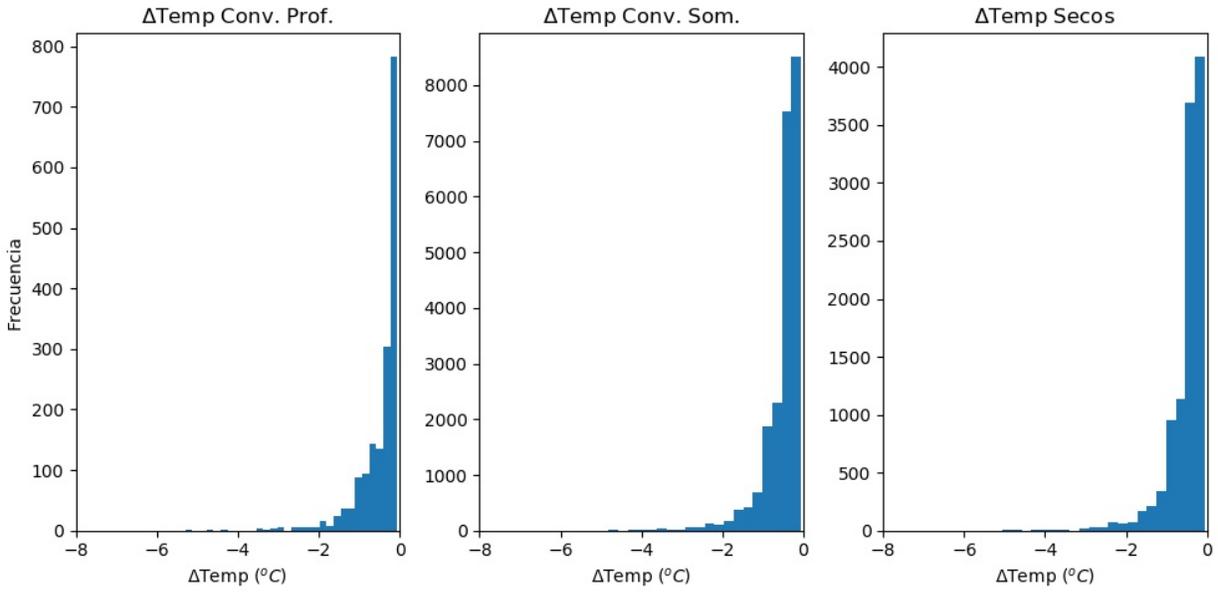
### 3.2.5. Distribuciones de $\Delta\text{temp}$ y $\Delta\Theta_e$

Continuando con el análisis de las piscinas frías someras durante la TSP, en la subsección 3.2.2 se observó que es muy difícil deducir con certeza la existencia de las piscinas frías con el marcador del cambio de la temperatura para la convección somera con los datos disponibles. En casi todos los casos, la variabilidad inherente en los datos y el hecho de que las piscinas frías pueden causar cambios menores a  $1^\circ\text{C}$ , provoca confusión y no permite

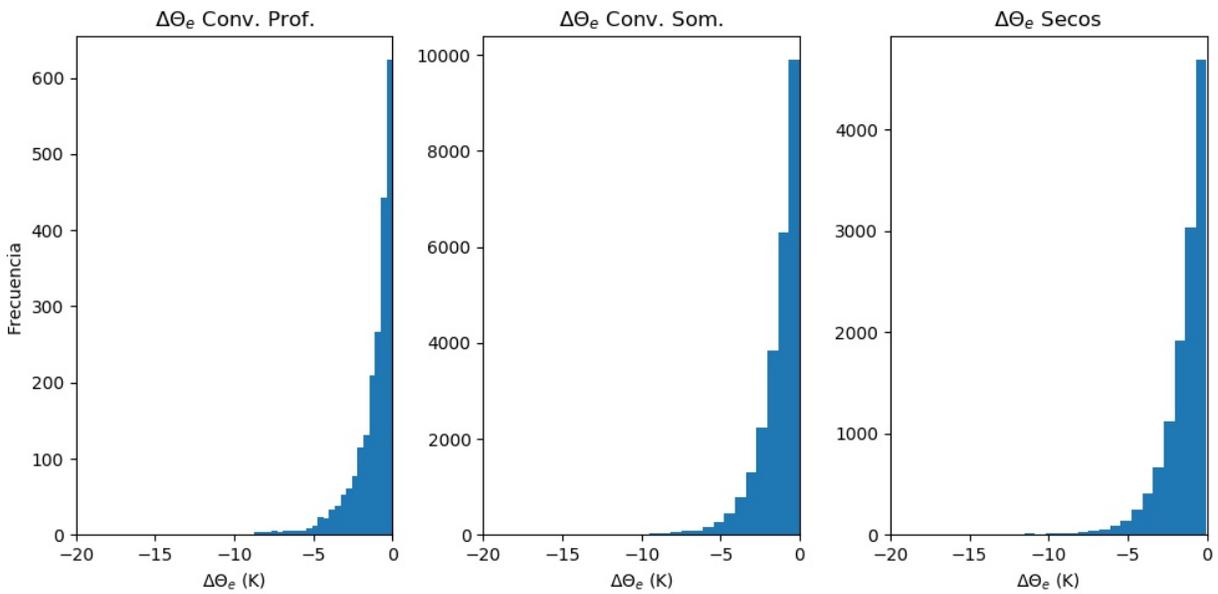
determinar con exactitud la existencia de piscinas frías. Adicionalmente, como se mostrará en la siguiente sección, hay otros factores que pueden causar este tipo de cambios en la temperatura, como el paso de una nube que bloquea el sol por unos momentos (minutos). Por lo tanto, para intentar dar respuesta a la interrogante de si las piscinas frías someras tiene un papel importante en la TSP, se calcularon las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$  y  $\Delta\Theta_e$  para los días con y sin convección profunda. Los días sin convección profunda, se definieron como los días que no obedecen el criterio marcado en la subsección 3.2.2 en toda la red. De estos días, se distinguió otra categoría de días: días sin convección o días secos. Estos días no contienen valores de CTT por debajo de 275 K en toda la red. Las distribuciones para los días con convección profunda contienen las  $\Delta\text{temp}/\Theta_e$  de cada 15 minutos para el periodo entre 4 horas ( $t = -4$  hrs) y 2 horas ( $t = -2$  hrs) antes del desarrollo de la convección profunda. Este intervalo se eligió ya que marca la primera mitad del periodo de la TSP y garantiza que no se estén considerando piscinas frías profundas u organizadas creadas por el sistema de convección profunda en comparación con el caso de sistemas en propagación. Para los otros días, el periodo de tiempo fue de 6 hrs a 18 hrs local, debido a que no hay un tiempo exacto de inicio de convección profunda. En este análisis se utilizaron las pruebas descritas en 2.2.7 de MW y KS. Estas se pudieron emplear debido al hecho de que las distribuciones de los días sin y con convección profunda se pueden considerar independientes a pesar de la autocorrelación que puede existir entre los dos tipos de días. Los valores de  $\Delta\text{temp}/\Theta_e$  de dos días distintos son independientes (aunque sean días consecutivos) y ya que las tres categorías (sin convección profunda, secos y con convección profunda) no comparten días, las diferentes distribuciones los tres tipos de días son independientes.

En la figura 3.8(a) se observan las distribuciones de las caídas de la temperatura de los tres tipos de días y en la figura 3.8(b) las distribuciones de las caídas de  $\Theta_e$ . Visualmente, estas distribuciones son similares, aunque hay algunos picos en algunos valores en la distribución de  $\Delta\text{temp}$  de los días con convección, que no se observan en las otras dos distribuciones. Sin embargo, la figura 3.9 de las distribuciones acumuladas muestra ligeras diferencias en la forma de la distribución de los días con convección profunda y al realizar la prueba MW y la prueba de KS, los resultados también contradicen esta primera observación. La tabla 3.13 muestra los resultados de ambas pruebas. Los resultados del valor-p de la prueba KS indican que las distribuciones de los días con convección profunda son significativamente diferentes a las distribuciones de los otros días para ambas variables, aunque el coeficiente de KS es menor a 0.1, lo que indica que la diferencia es pequeña. Los resultados de la prueba de MW también muestran que los conjuntos de datos de las tres categorías de días no provienen po-

blaciones con distribuciones iguales. Es decir, estos conjuntos de datos son significativamente y estadísticamente diferentes. Este resultado indica que hay un factor que ocurren en los días con convección profunda y que afecta la distribución de las disminuciones de la temperatura y  $\Theta_e$  en una manera significativa. Es muy probable que el factor responsable por este cambio en las distribuciones son las piscinas frías someras, ya que otras causas de disminuciones de temperatura también ocurren en días sin convección profunda (lo que se discute en detalle el siguiente capítulo).

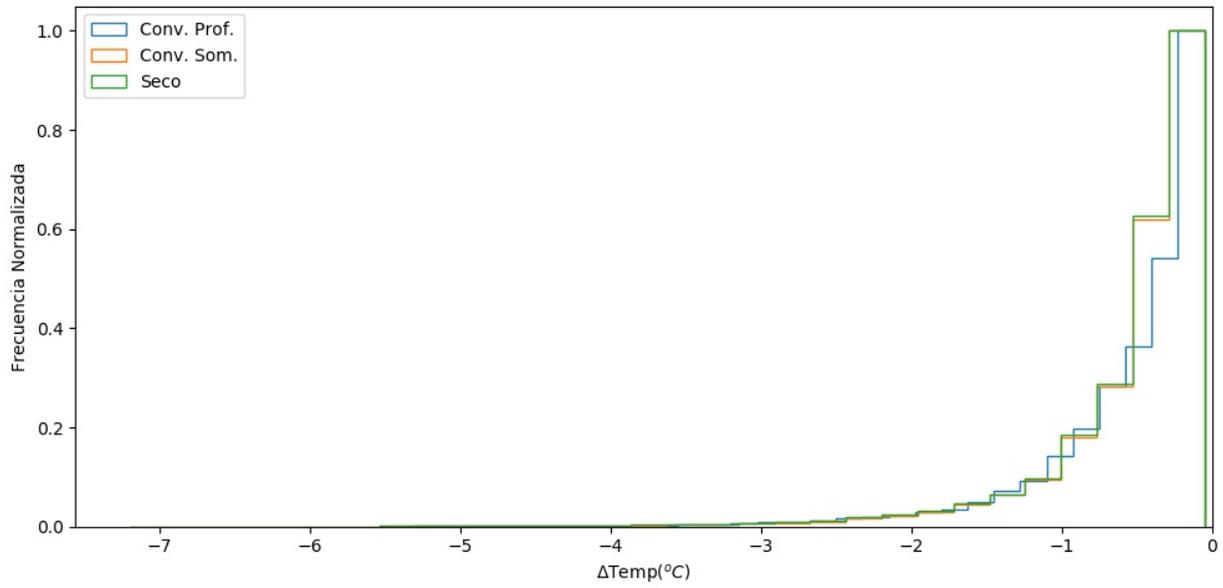


(a)

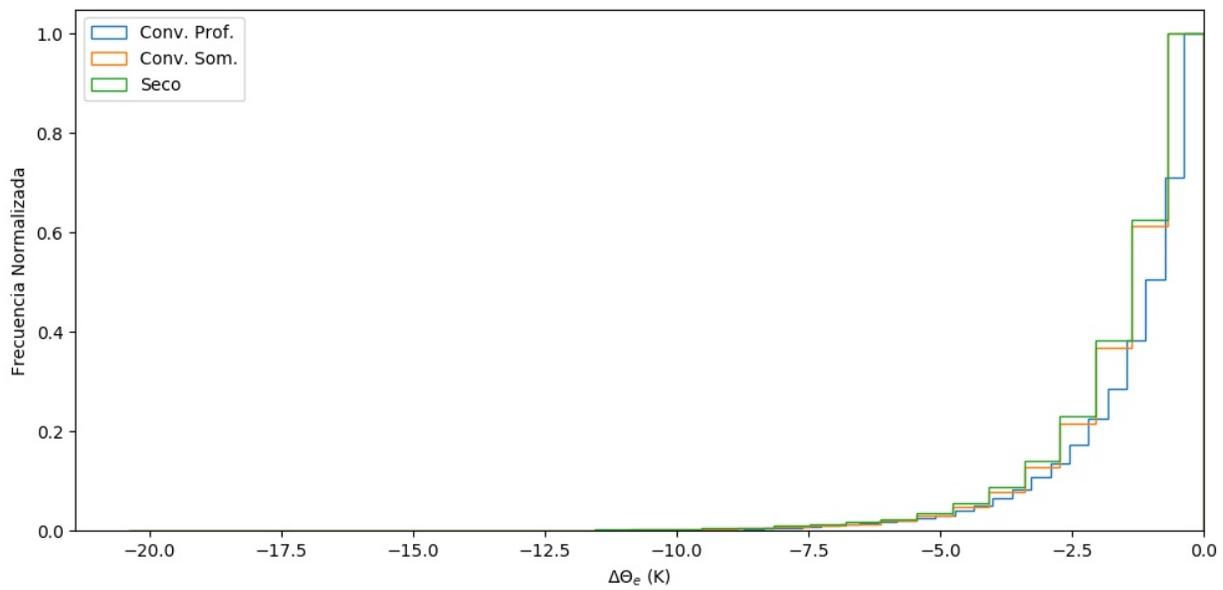


(b)

Figura 3.8: Distribuciones de (a)  $\Delta\text{temp}$  y (b)  $\Delta\Theta_e$  para días con convección profunda, sin convección profunda y días secos.



(a)



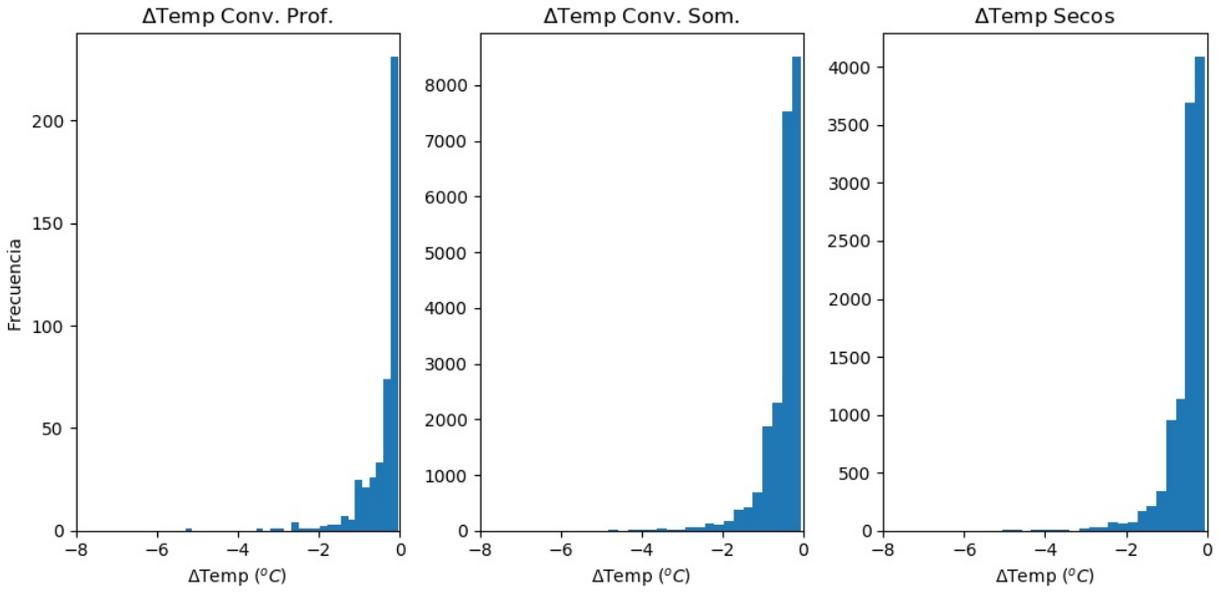
(b)

Figura 3.9: Distribuciones acumuladas normalizadas de (a)  $\Delta\text{temp}$  y (b)  $\Delta\Theta_e$  para días con convección profunda, sin convección profunda y días secos.

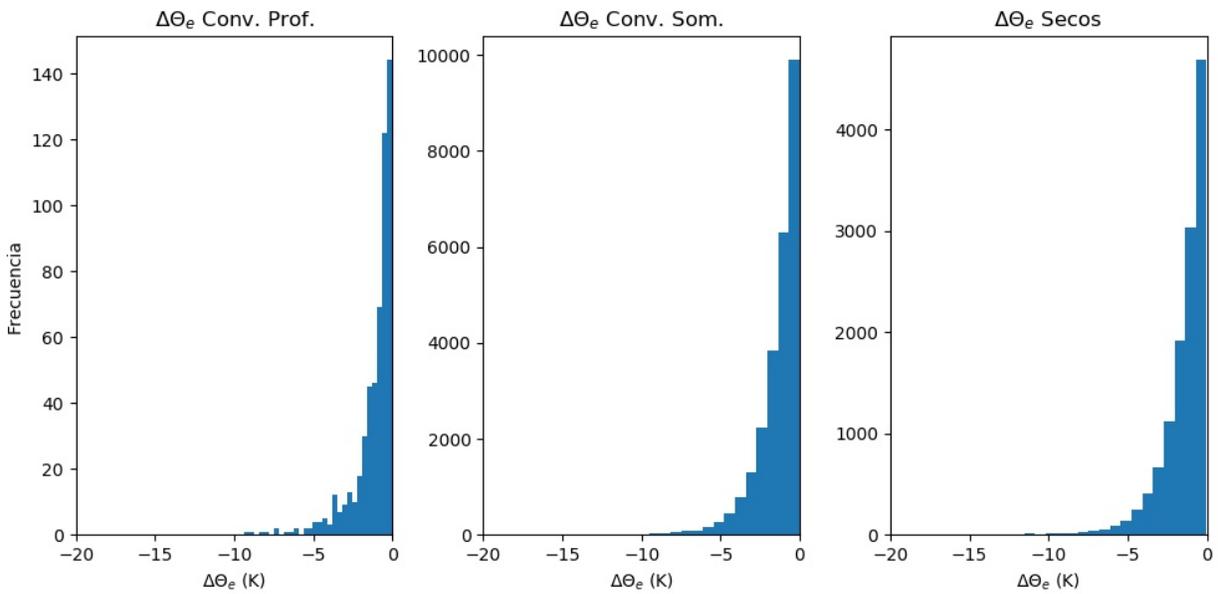
Var	Comp	KS coef	KS p-val	MW p-val
Temp	CP - s/CP	0.1	<0.01	<0.01
	CP- SC	0.1	<0.01	<0.01
$\Theta_e$	CP - s/CP	0.09	<0.01	<0.01
	CP- SC	0.1	<0.01	<0.01

Tabla 3.13: Parámetros estadísticos de las pruebas Kolmogorov-Smirnov (KS) y Mann-Whitney (MW). Columna de ‘Comp’ indica cuales días se compararon (CP-días con convección profunda, s/CP - días sin convección profunda, SC - días secos.

El análisis también se realizó considerando sólo los eventos de transición y los resultados se observan en la figura 3.10 y la tabla 3.14. Las distribuciones visualmente son similares, con algunos picos en la distribución de los eventos de transición. Pese a esta observación, la distribuciones acumuladas (figura 3.11 muestran una pequeñas diferencias y las pruebas estadísticas indican que las distribuciones y los conjuntos de datos son significativamente diferentes (estadísticamente hablando) para la temperatura y  $\Theta_e$ . Por lo tanto, de igual forma que las piscinas frías someras probablemente causaron el cambio en las distribuciones, pudieron hacerlo para estos casos exclusivos, indicando que, probabilísticamente, las piscinas frías someras ocurren durante la TSP. Sin embargo, se debe tomar en cuenta que existen más casos para los días sin convección que para los días de transición. Esta diferencia en eventos causa que los resultados tengan una incertidumbre no ignorable debido al hecho de que las pruebas pierden precisión con el aumento en la diferencia de los tamaños de las muestras que se están comparando.

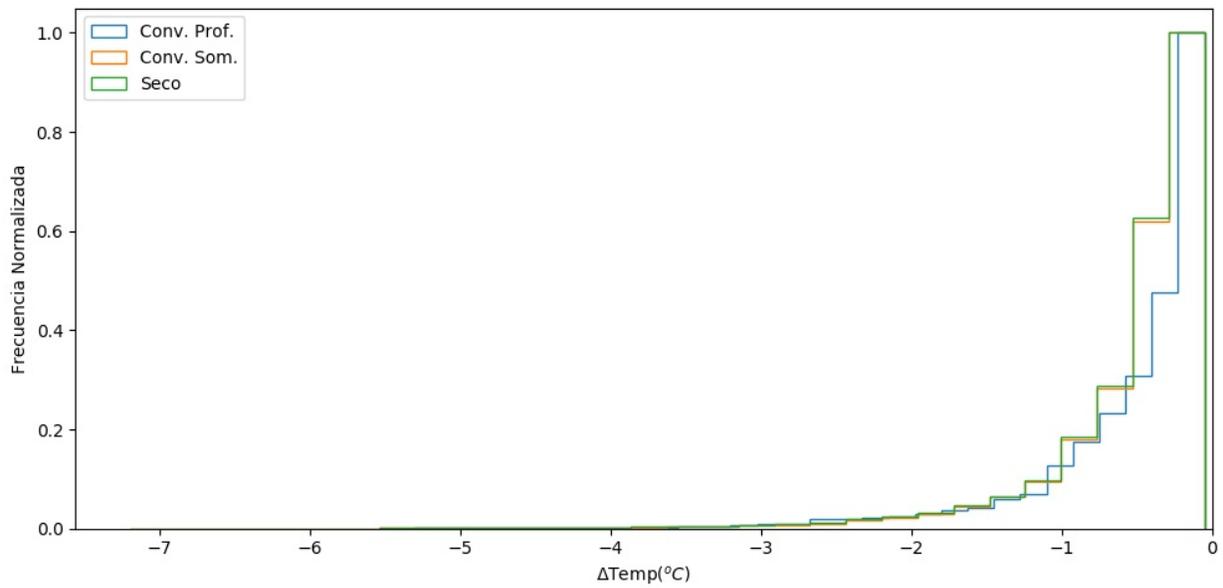


(a)

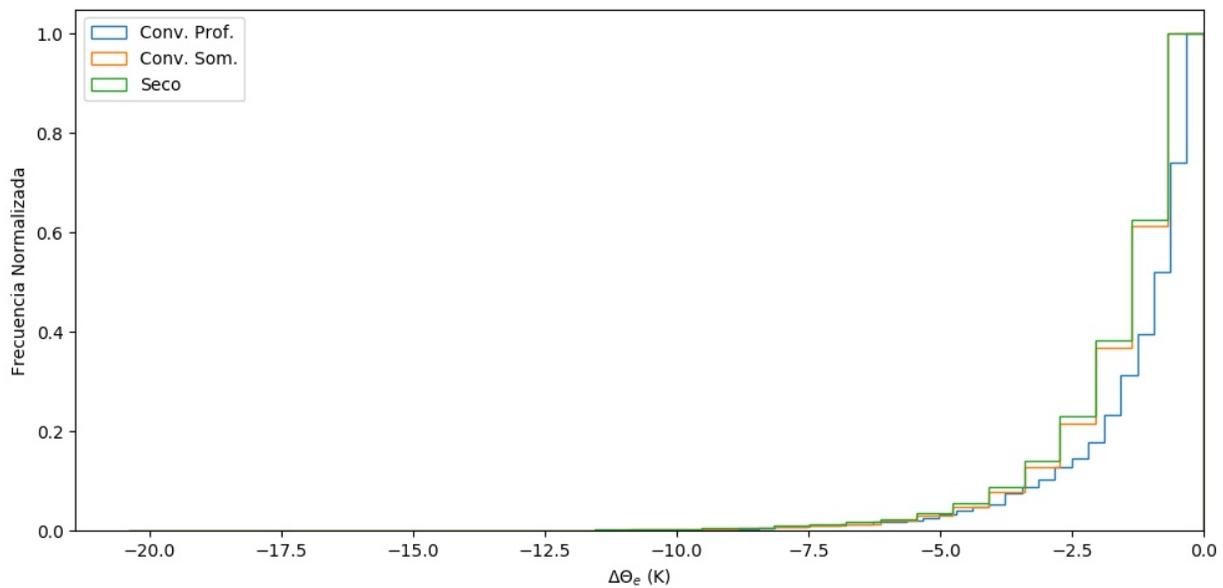


(b)

Figura 3.10: Mismo que 3.8 pero para días con transición local y los días sin convección profunda.



(a)



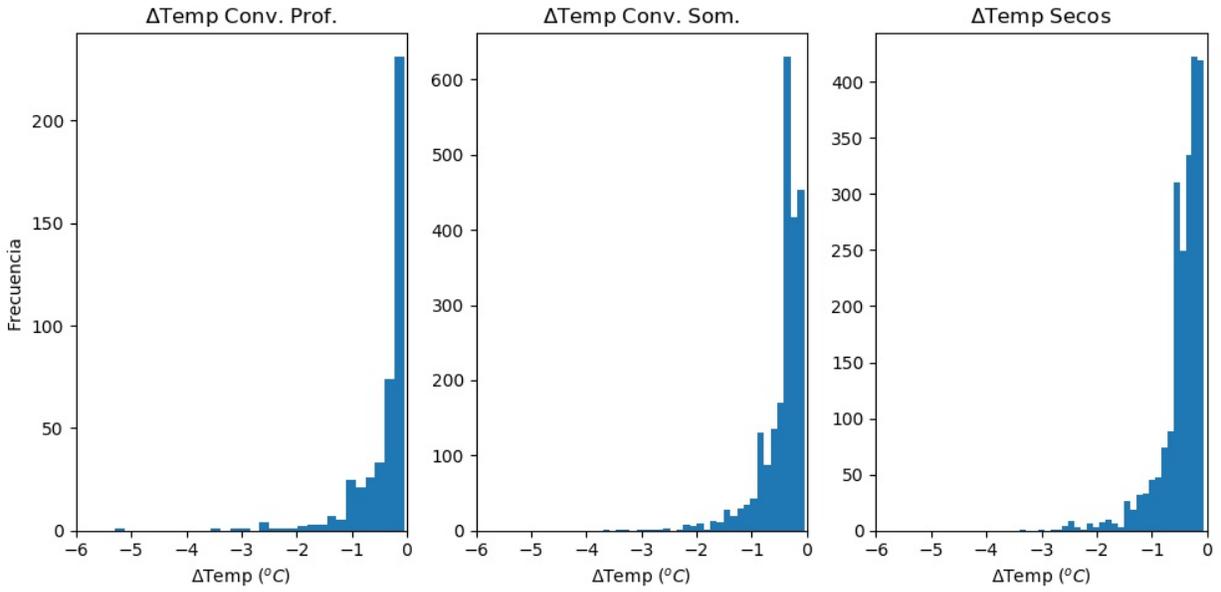
(b)

Figura 3.11: Mismo que 3.9 pero para días con transición local y los días sin convección profunda.

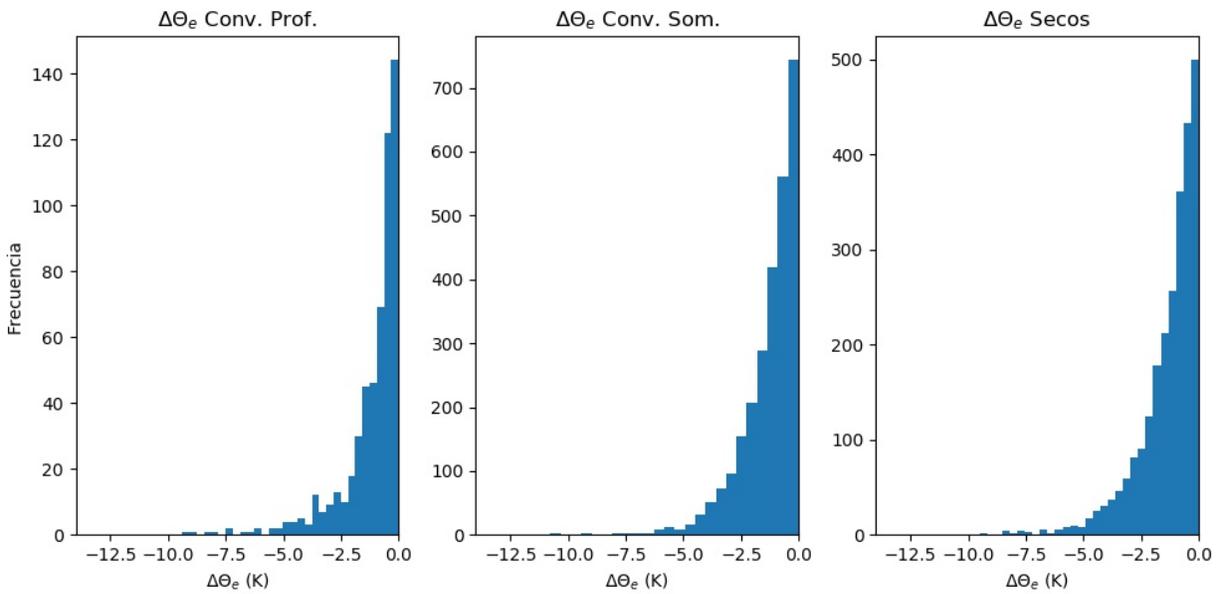
Var	Comp	KS coef	KS p-val	MW p-val
Temp	TL - s/CP	0.15	<0.01	<0.01
	TL- SC	0.15	<0.01	<0.01
$\Theta_e$	TL - s/CP	0.13	<0.01	<0.01
	TL- SC	0.14	<0.01	<0.01

Tabla 3.14: Mismo que 3.13 pero comparando solo días con transición local (TL) con los días sin convección profunda.

Se intentó limitar la incertidumbre causada por la gran diferencia en los tamaños de las muestras, limitando los días que se consideran días sin convección profunda y días secos. Esto se realizó utilizando los porcentajes de CTT. Estos porcentajes crean un criterio más estricto de estos días que limita y disminuye el número de días. Los días sin convección profunda se consideraron como días sin pixeles de CTT por debajo de 245 K entre 4 hrs y 24 hrs local y días secos, como días sin pixeles de CTT debajo de 280 K en el mismo intervalo de tiempo. Con estos, se obtuvieron 12 días secos y 15 días sin convección profunda (sin contar los días secos). Con estos días, los resultados (figuras 3.12 y 3.13 y tabla 3.15) son esencialmente iguales a los obtenidos utilizando todos los días sin convección profunda: las pruebas de MW y KS indican que las distribuciones y conjuntos de datos no son iguales. Estos resultados similares muestran que la diferencia en el tamaño de las muestras no afecta significativamente los resultados de estas pruebas. Entonces, estos resultados llevan a la conclusión que la distribución de los cambios en la temperatura y  $\Theta_e$  son diferentes para días con y sin convección profunda. Esta conclusión muestra que las piscinas frías ocurren suficientemente para modificar la distribución de las caídas de temperatura para los días de convección profunda y por lo tanto, se puede decir que probabilísticamente, las piscinas frías someras ocurren durante la TSP.

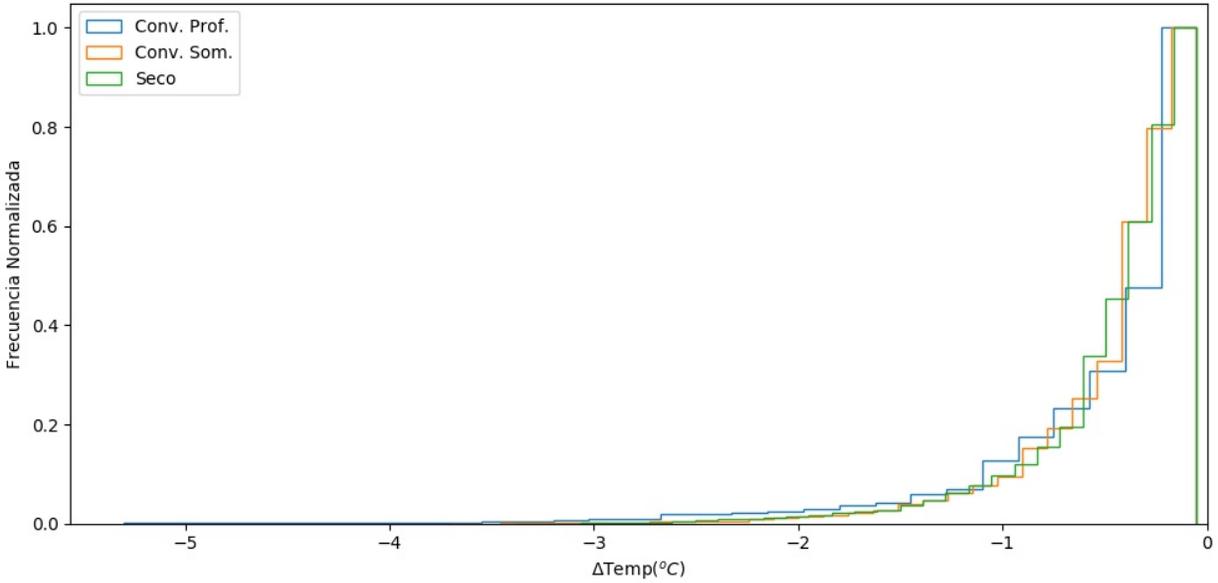


(a)

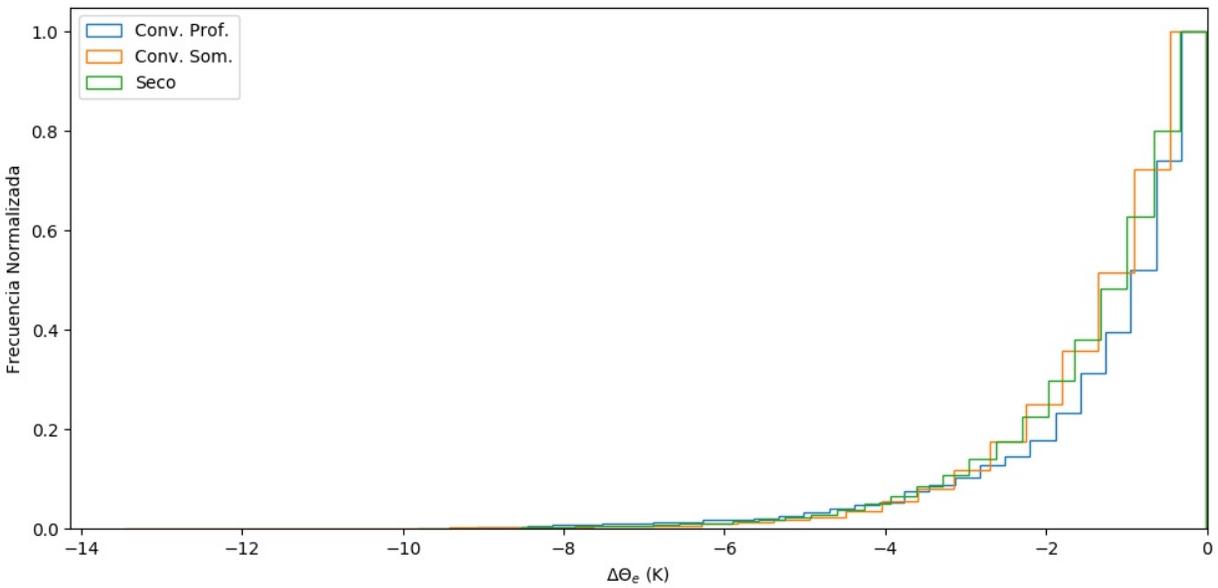


(b)

Figura 3.12: Distribuciones de (a)  $\Delta\text{temp}$  y (b)  $\Delta\Theta_e$  para días con convección profunda, sin convección profunda limitados y días secos limitados.



(a)



(b)

Figura 3.13: Distribuciones acumuladas normalizadas de (a)  $\Delta\text{Temp}$  y (b)  $\Delta\Theta_e$  para días con convección profunda, sin convección profunda limitada y días secos limitada.

Var	Comp	KS coef	KS p-val	MW p-val
Temp	TL - s/CP	0.14	<0.01	<0.01
	TL- SC	0.14	<0.01	<0.01
$\Theta_e$	TL - s/CP	0.12	<0.01	<0.01
	TL- SC	0.13	<0.01	<0.01

Tabla 3.15: Mismo que 3.14 para días sin convección profunda limitados.

### 3.3. Parte 3: Análisis adicionales para complementar y profundizar los resultados principales

En esta sección se presentan los resultados adicionales que complementan los resultados obtenidos en las secciones anteriores. Estos incluyen el análisis de los días sin convección profunda, incluyendo los radiosondeos y una comparación de radiosondeos de días sin y con convección profunda para poder determinar si existe otro mecanismo importante involucrado en la TSP.

#### 3.3.1. Resultados de la distribución de $\Delta\text{temp}$ para los días sin convección profunda

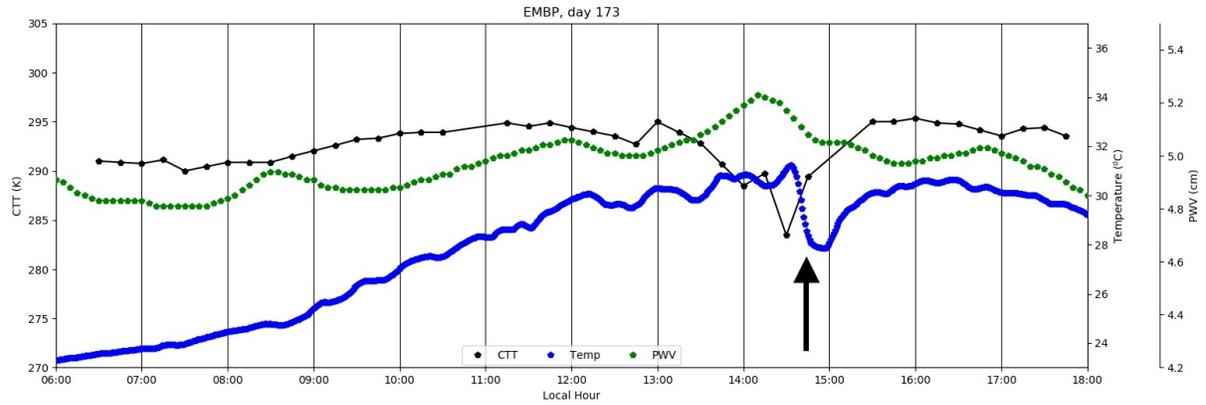
Para analizar si existe algún mecanismo u otra explicación, aparte de las piscinas frías, con un papel importante en la TSP, se analizaron los días sin convección profunda, que incluyen: días con convección somera y días secos (o sin convección). Los días de convección somera son los días sin convección descritos en la sección 3.2.5 sin considerar los días secos. Los días secos también son los descritos en la sección 3.2.5. En total, se obtuvieron 71 días de convección somera y 66 días secos.

De manera similar a los días de convección profunda, se obtuvieron las distribuciones de  $\Delta\text{temp}$ , pero se calcularon entre las 6 a 19 horas tiempo local, ya que no se tiene un tiempo de inicio preciso de la convección profunda. Para todos los días con convección somera, se pueden observar disminuciones de  $1 - 2^\circ\text{C}$  y en 54 de estos días, las caídas pudieron superar los  $2^\circ\text{C}$ . Esto es esperado ya que la convección somera puede resultar en precipitación, especialmente en un ambiente húmedo como en los trópicos. Aún así, estas disminuciones no necesariamente son debidas a las piscinas frías someras, ya que pueden existir otros fenómenos que causen estos cambios, lo que se explicarán en los siguientes párrafos con los días secos.

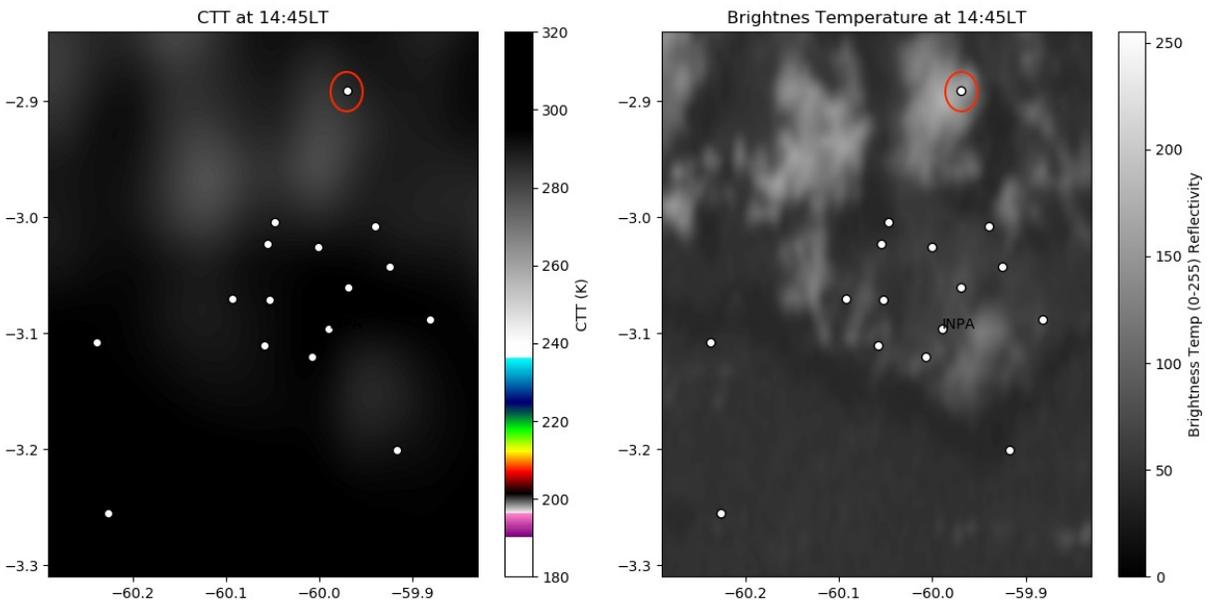
	$\geq 4^{\circ}C$	$\geq 3^{\circ}C$	$\geq 2^{\circ}C$	$\geq 1^{\circ}C$
Conv. Somera	9	20	54	71
Secos	10	24	54	66

Tabla 3.16: Mismo que 3.10 para el intervalo de tiempo de 6 a 19 horas local para eventos sin convección profunda.

Por otra parte, en los días secos se observaron caídas que llegan hasta  $4^{\circ}C$  para algunos casos. Al analizar las series del tiempo de los días con estas caídas, se observaron varios comportamientos. Por ejemplo, para el día (seco) 173 (22 de junio del 2011), las estaciones de EMBP (figura 3.14), CDN2 e INPA mostraron una caída de temperatura. Esto es indicativo de una piscina fría pasando por la estación, pero se puede observar una capa de nubes cubriendo el área de esta estación en las imágenes de BTN temp, lo cual puede causar un disminución local de temperatura al cubrir el sol. Algo similar ocurrió en el día 212 (31 de agosto del 2011), donde un ligero aumento en la presión y una disminución en varias estaciones ( e.g., CDN2 en la figura 3.15) alrededor del mismo tiempo, pero la CTT no disminuyó más de 290 K. Como en el caso anterior, se pueden observar pequeñas nubes cumulus en las imágenes de BTN temp que pueden causar disminuciones locales de la temperatura al cubrir el sol. En general, estas observaciones se encontraron en todos los días con descensos de temperatura de  $1-3^{\circ}C$ .

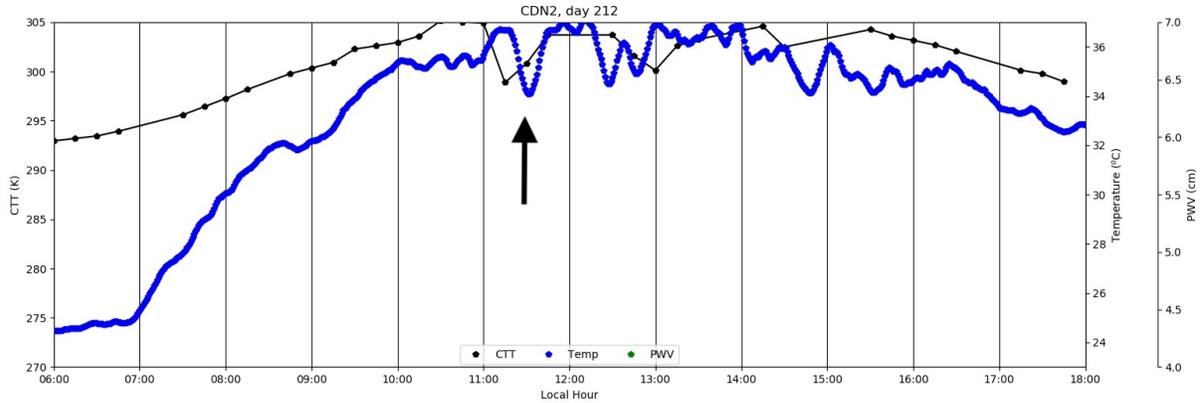


(a)

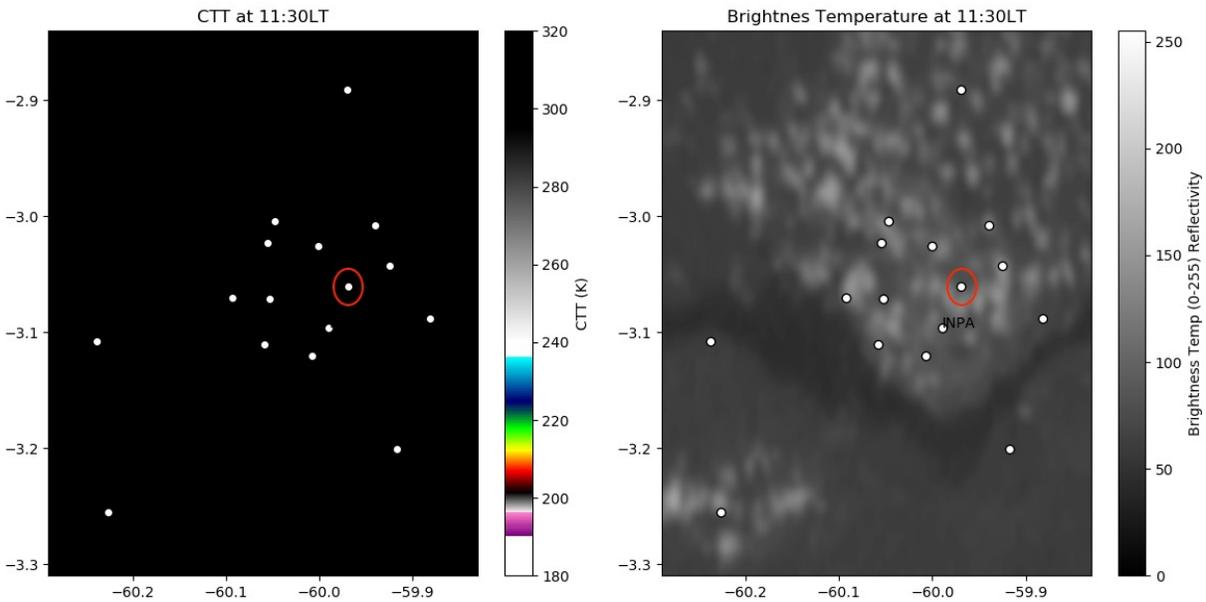


(b)

Figura 3.14: (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones EMBP y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 173. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo indica la estación EMBP.



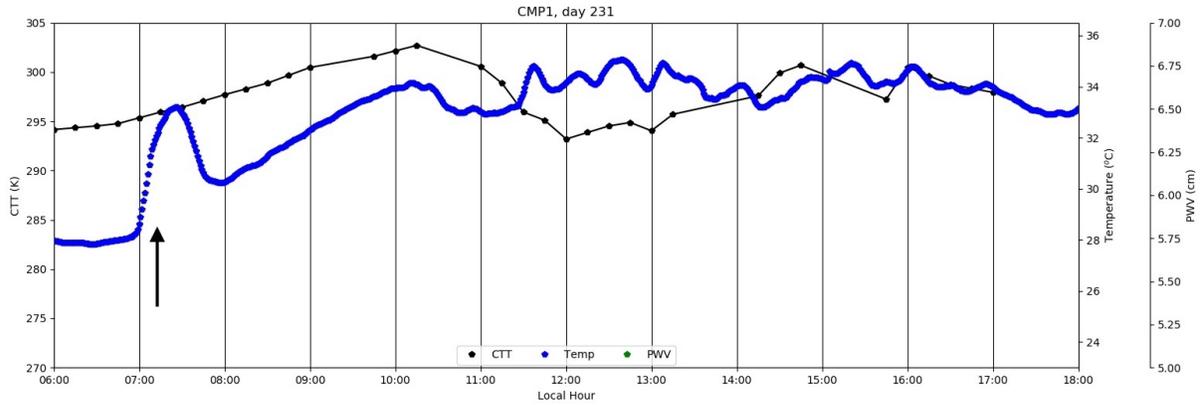
(a)



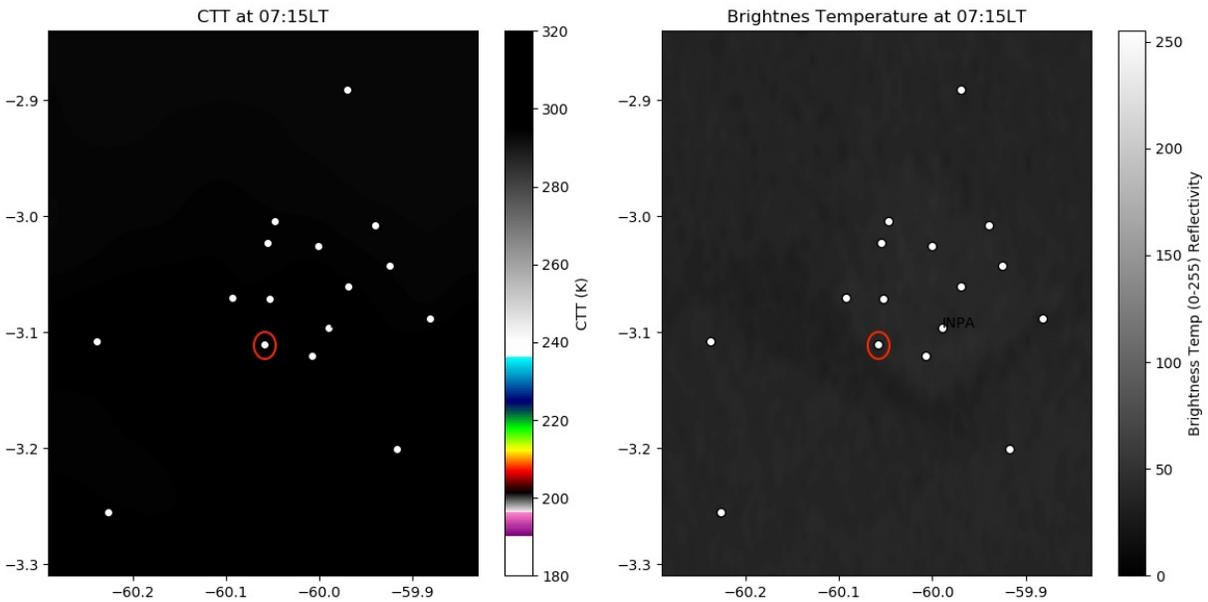
(b)

Figura 3.15: (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones CDN2 y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 212. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo indica la estación CDN2.

Otra explicación de las disminuciones grandes en los días secos podría ser una falla mecánica de las estaciones. En particular, para el día 231 (19 de agosto del 2011) (figura 3.16), la estación CMP1 tuvo un incremento brusco de  $\sim 4^{\circ}C$  y una disminución de  $\sim 3^{\circ}C$  en una hora. El tiempo de ocurrencia, el hecho que otras estaciones cercanas no observaron un comportamiento similar y los valores de CTT no indican una causa ‘natural’, es decir, la causa de este cambio fue mecánico/error humano. Lo mismo se puede observar para el día (seco) 230 (no mostrado).



(a)



(b)

Figura 3.16: (a) Series de tiempo de temperatura, CTT y PWV (sin datos) de las estaciones CMP1 y imágenes de GOES CTT y BTN temp sobre la red para el día seco 231. Fecha indica tiempo de la imagen de GOES y círculo rojo marca la estación CMP1.

En conclusión, estos resultados muestran la dificultad para distinguir entre disminuciones de la temperatura causadas por las piscinas frías someras y las que son efecto de otros factores, como el paso de nubes sobre la estación (sin precipitación), con los datos de las estaciones que no cuentan con datos de precipitación.

### 3.3.2. Resultados de los sondeos

Los resultados estadísticos discutidos en la parte 2 muestran que es probable que las piscinas frías someras ocurran durante la TSP. Sin embargo, este resultado no muestra un indicativo del tipo o del grado de importancia del papel que estas tienen durante la TSP. Por esta razón, se construyeron los radiosondeos de los días secos, los días de convección somera y los días con convección profunda para poder determinar si hay factores termodinámicos que complementan o explican el papel de las piscinas frías en la TSP.

#### 3.3.2.1. Sondeos de los días sin convección profunda

Primero se presentan los resultados de los sondeos promedios para los días con convección somera y los días secos. El sondeo promedio de los días secos se puede observar en la figura 3.17a. Este sondeo muestra una atmósfera seca y caliente cerca de las superficie y muy seca arriba del nivel de 800 hPa con un nivel LCL de 943.8 hPa y de LFC de 846.2hPa. El perfil vertical de las temperatura potenciales en la figura 3.17b también muestra la presencia de una atmósfera seca. La curva de  $\Theta_e$  se acerca más a la curva de  $\Theta$ , especialmente arriba de 800 hPa, y la curva de  $\Theta_{se}$  se encuentra con valores muy altos cerca de la superficie (es decir, la temperatura de saturación es muy alta debido a la falta de humedad). El nivel de convección libre (o la intersección de la línea vertical puesta sobre el valor de  $\Theta_e$  en la superficie y la curva de  $\Theta_{se}$ ) se encuentra aproximadamente a 850 hPa. El CAPE del sondeo promedio resultó ser de 1056.2.2 J/kg con un CIN igual a 67.0 J/kg y el PWV fue de 42.4 mm. Estos resultados muestran una atmósfera generalmente seca y estable durante los días secos.

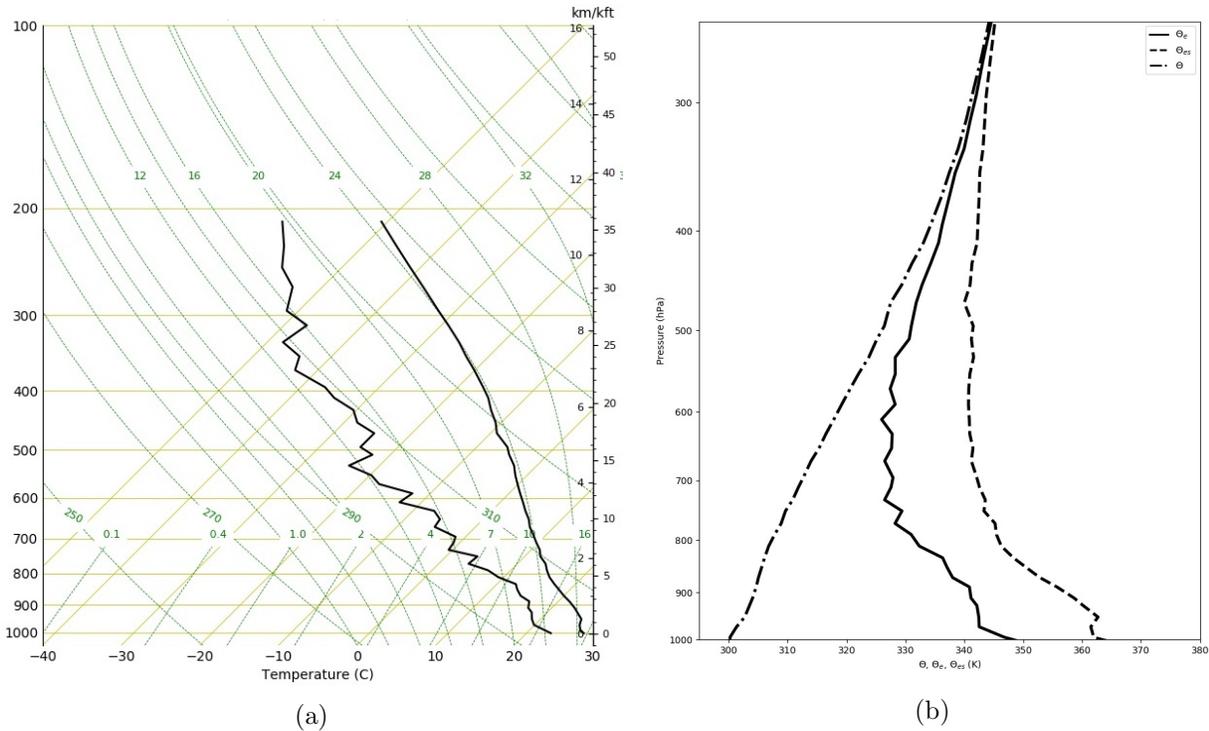


Figura 3.17: Resultados de sondeos para los días secos. (a) es el diagrama Skew-T del sondeo promedio y (b) el perfil vertical de  $\Theta$  de todos los sondeos y el sondeo promedio (línea negra),  $\Theta_e$  y  $\Theta_{se}$ .

En la figura 3.18a, se observa el sondeo promedio de los días de convección somera. Se puede ver que en la superficie y en los niveles por debajo de 850 hPa, el ambiente tiene mayor humedad que durante los días secos con un LCL de 953.7 hPa y LFC de 869.0hPa. Por encima de 850 hPa, la atmósfera se seca significativamente. En la figura 3.18b, se observa que en promedio, el comportamiento de  $\Theta_e$  muestra una atmósfera moderadamente húmeda al compararla con los días secos. Adicionalmente se puede observar el nivel de aire seco arriba de 850 hPa, ya que  $\Theta_e$  se acerca más a la curva de  $\Theta$  en estos niveles. El nivel de convección libre se encuentra próximo a 850hPa y el PWV del sondeo promedio resultó ser 45.9 mm, lo cual no es muy diferente al valor obtenido para los días secos (5.5 mm más alto). En términos de inestabilidad atmosférica, el sondeo promedio tuvo un CAPE de 1238.7 J/kg y un CIN de 34.2 J/kg, los cuales son más altos en comparación con los valores de los días secos. Estos resultados del sondeo promedio muestran que cerca de la superficie, los días con convección somera son inestables, y por otra parte, los niveles arriba de 850hPa son secos. Estos niveles secos causan que cualquier parcela de aire inestable húmeda ascienda desde la superficie, se seque por medio de entrainment y suprima el desarrollo de la convección profunda. Como nota adicional, se debe de mencionar que estos resultados tienen una incertidumbre significativa

debido al número de sondeos que se utilizaron para calcular estos sondeos promedios, lo que se discutirá con más detalle en la siguiente sección.

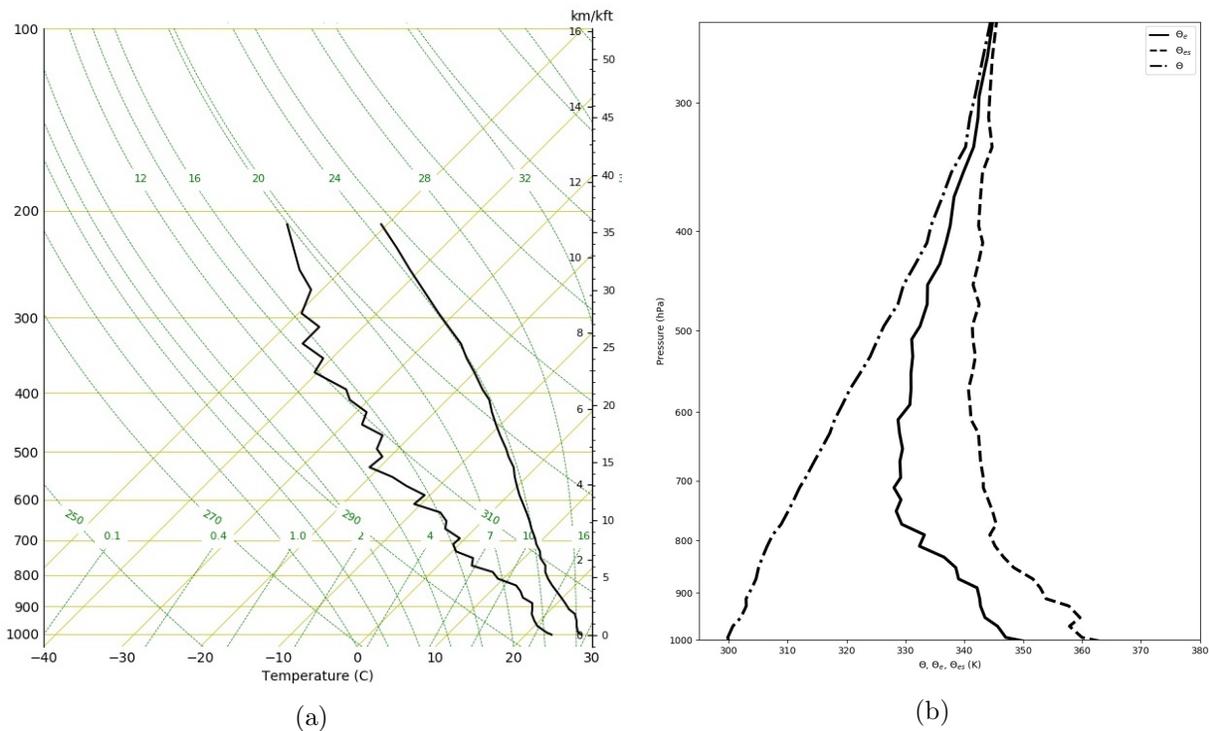


Figura 3.18: Lo mismo que 3.17 para días con convección somera.

### 3.3.2.2. Comparación entre los días con y sin convección profunda

Finalmente, se mostrarán los resultados de la comparación del perfil vertical de días sin y con convección profunda con el objetivo de ver si hay alguna diferencia importante entre ambos conjuntos de días. Para ello se calculó el sondeo promedio de los días de transición y los días con sistemas en propagación de todos los casos que se discutieron en las secciones 3.2.1 y 3.2.2 y se compararon con los sondeos de los días sin convección profunda de la subsección anterior.

La figura 3.19a muestra los cuatro sondeos juntos. La primera observación importante es que los días con sistemas en propagación (DPS) contienen la humedad alta en toda la columna. Segundo, los días secos (DD) y los días de transición (DLT) tenían valores similares humedad superficial. La diferencia en la humedad entre DLT y los días sin convección profunda es la humedad arriba de la capa 900 hPa-850 hPa, que se incrementa a valores más altos para los DLT, en comparación con los DPS. Por encima de 800 hPa, el contenido de humedad de DLT y DPS son muy similares. Para los días con convección somera (DSC), la

humedad en los niveles cerca de la superficie son similares a los de DPS, sin embargo, en los niveles superiores a 900 hPa, la humedad disminuye significativamente a valores similares a los de DD. Aunque las diferencias en la humedad cerca de la superficie se observan claramente en los sondeos, se debe de tomar en cuenta que son menores que las diferencias de humedad que se observan arriba de los 900 hPa. Para la temperatura, DD muestra la temperatura más alta, lo que es consistente con las observaciones de Zhuang *et al.* (2017), y se debe a la falta de nubes que pueden bloquear el sol, lo que disminuye la radiación solar. Los otros días tiene temperaturas superficiales similares y menores a las observadas en DD. El perfil vertical de las  $\Theta_s$  en la figura 3.19b nos indica que: los DLT y DD contiene  $\Theta_e$  similares en la superficie, pero ambas variables se incrementan significativamente para DLT por arriba de los 900 hPa. Para los DSC, la  $\Theta_e$  es similar cerca de la superficie al igual que en los días DPS, pero disminuye arriba de los 900 hPa. Estos resultados muestran que la humedad arriba de la capa límite determina si hay desarrollo de convección profunda y son consistentes con las observaciones de varios estudios ( e.g., Derbyshire *et al.* 2004, Schiro *et al.* 2016, Schiro y Neelin 2018) que remarcan la importancia de la humedad en la tropósfera media inferior en el desarrollo de la convección atmosférica.

Continuando con el análisis, en la tabla 3.17 se presentan los resultados de variables termodinámicas obtenidas con los sondeos. Los resultados para los días DPS son los esperados: los valores de CAPE y PWV son altos, el CIN es pequeño y  $P_{LCL}/P_{LFC}$  cerca en baja altitud. Los DD tienen un CAPE similar a los DPS, pero con  $P_{LCL}$ ,  $P_{LFC}$  y PWV menores y valores de CIN que son el doble de los DPS. Los días DSC resultaron tener el CAPE más alto y el CIN y  $P_{LFC}$  similar a los de DPS, pero el PWV, y  $P_{LCL}$  son bajos y más cercanos a los valores de los DS. Los valores de CAPE, CIN y  $P_{LFC}$  no esperados resultaron ser los de DLT. Estos días tuvieron un CAPE con una magnitud igual a la mitad de los otros días, el CIN más alto y el  $P_{LFC}$  más bajo. El PWV también es el más alto y el  $P_{LCL}$  tiene un valor similar a los días DSC. Estos resultados también se pueden observar en el diagrama de la figura 3.19: el CAPE y el CIN indican una capa muy estable (la cual se encuentra cerca de la superficie), pero el PWV indica que la columna contiene una gran cantidad de humedad, que se encuentra arriba de la capa límite. Con estos resultados y los resultados discutidos en el párrafo anterior, se puede caracterizar cada tipo de día: los días secos en general son calientes y contienen muy poca humedad en toda la columna, especialmente arriba de 800 hPa, y lo opuesto ocurre para los días con sistemas de propagación (son húmedos y ligeramente más fríos). Los días someros ocurren debido a la estabilidad de la atmósfera presente por arriba de los 900hPa. Para los días de transición, la superficie se encuentra muy estable, pero la

atmósfera arriba de los 900 hPa es muy húmeda. Por lo tanto, si las parcelas llegan a estos niveles, las mismas pueden aumentar su empuje positivo al pasar por esta capa húmeda y ascender a niveles altos y desarrollar la convección profunda. Este posible proceso que ocurre en los días de transición puede ser facilitado por las piscinas frías someras. Es decir, las colisiones e interacciones de las piscinas frías entre ellas mismas y el aire de la superficie, pueden empujar a las parcelas de aire a este nivel con abundante humedad y facilitar el desarrollo de la convección profunda.

Por otra parte, es importante mencionar que estas estadísticas y valores se calcularon utilizando un número limitado de sondeos para cada tipo de día. En la tabla 3.17 se observa un número limitado de sondeos para cada tipo de día que causa una incertidumbre en los resultados que se aproximó con los valores de desviación estándar ( $\sigma$ ) para cada variable termodinámica calculada con los sondeos. Estas  $\sigma$ s son significativamente grandes, especialmente para el CIN y CAPE, pero estas también puede ser afectadas por el hecho de que los datos no tienen una distribución normal y por el número reducido de casos. No obstante, esta falta de casos y los valores de las  $\sigma$ s indican que los resultados y las conclusiones que se obtuvieron con este análisis se deben de tomar con precaución debido a que tienen un grado de incertidumbre que no se puede despreciar. Sin embargo, las observaciones hechas no se descartan por completo ya que estos resultados sugieren una posible explicación de los procesos que ocurren durante la TSP y se debe de investigar con más profundidad en estudios futuros.

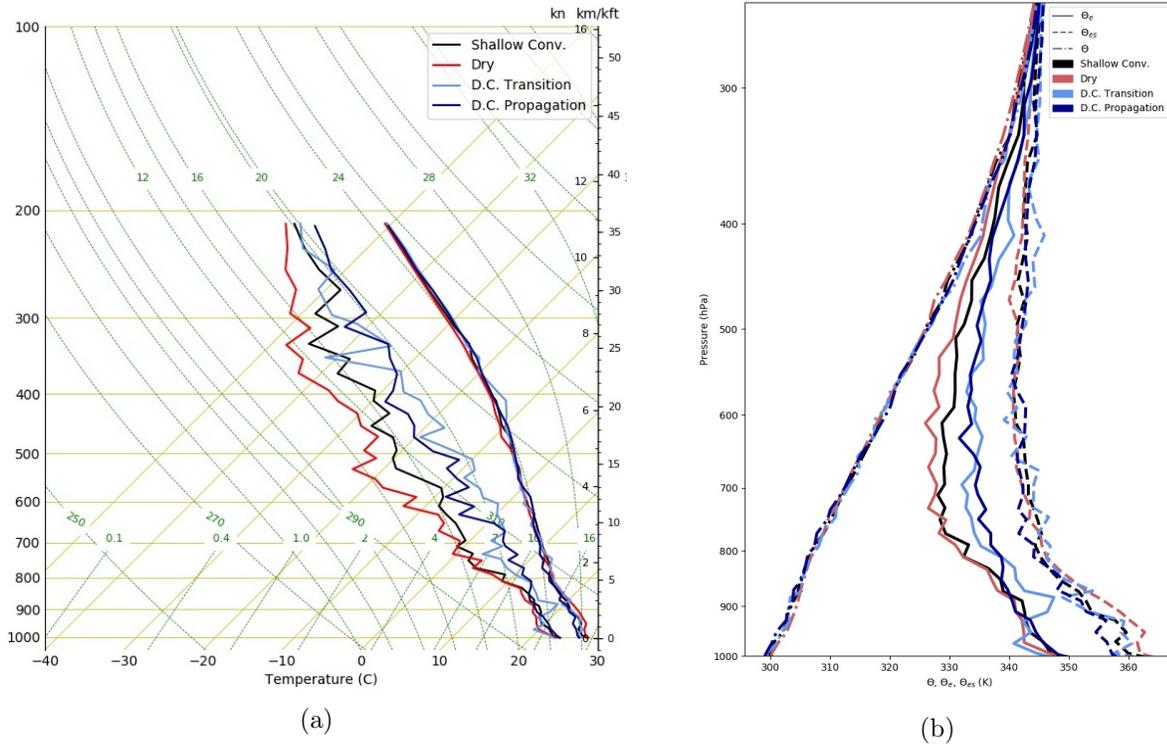


Figura 3.19: Lo mismo que 3.17 para todos los tipos de días.

Día	Casos	PWV (mm)	$\sigma_{PWV}$	$P_{LCL}(hPa)$	$\sigma_{P_{LCL}}$	CAPE (J/kg)	$\sigma_{CAPE}$	CIN (J/kg)	$\sigma_{CIN}$	$P_{LFC}(hPa)$	$\sigma_{P_{LFC}}$
SECO	34	42.4	6.1	943.8	31	1056.2	652	67.0	45	846.2	53
SOME	47	45.9	6.4	953.7	22	1238.7	497	34.2	39	869.0	56
TRAN	8	52.9	7.0	950.3	58	527.8	527	82.0	90	825.4	64
PROP	27	52.5	6.2	968.9	17	1092.5	556	33.1	26	875.0	55

Tabla 3.17: Variables de PWV,  $P_{LCL}$ , CAPE, CIN y  $P_{LFC}$  del sondeo promedio de cada tipo de día indicado.  $\sigma$  indica la desviación estándar de cada variable y tiene las mismas unidades de estas.

# Capítulo 4

## Discusión

En la primera parte de los resultados se observó que el cambio en las variables termodinámicas causados por piscinas frías depende de la intensidad de la precipitación. Al considerar todos los eventos de precipitación, los cambios observados eran significativamente menores a los observados por Schiro y Neelin (2018), especialmente, los cambios en  $\Theta_e$ , que fueron alrededor de 10 veces más pequeños. En contraste con los resultados de la temperatura, también se observó que al considerar solo los eventos de precipitación somera fueron consistentes con los observados por Zuidema *et al.* (2012), quienes investigaron piscinas frías de precipitación somera. Por otra parte, al considerar exclusivamente los eventos de precipitación profunda, los cambios incrementaron en magnitud y resultaron ser más consistentes con los de Schiro y Neelin (2018). Estos resultados muestran que diferentes tipos de precipitación (e.g., lluvias ligeras, tormentas convectivas) crean piscinas frías de diferentes intensidades, lo que remarcó la importancia de distinguir entre estos diferentes eventos de precipitación al estudiar las piscinas frías. Por esta razón, se obtuvo el criterio de identificación de piscinas frías someras formadas por precipitación de convección somera que ocurre durante la TSP antes del desarrollo de la convección profunda.

El criterio que se obtuvo para identificar las piscinas frías someras resultó ser una disminución de temperatura de  $1^\circ\text{C}$  en 15 minutos. Aunque una gran cantidad de literatura utiliza  $\Theta_e$  (e.g., Schiro y Neelin 2018), se utilizó la temperatura debido la gran cantidad de ruido en los datos de  $\Theta_e$ . En este caso, el ruido de datos se refiere a la diferencia entre mediciones y los valores reales de la variable causadas por el método/instrumento de recolección de datos y se puede propagar a variables las calculadas. Para determinar porque los datos de esta variable contenían mucho ruido, primero se obtuvieron las derivadas parciales de  $\Theta_e$  con respecto a la temperatura y la humedad relativa para un día de la estación INPA.

Sin embargo, estas dos variables no son independientes, y sólo se mostró que ambas causan variación en los datos de  $\Theta_e$ , aunque se pudo observar que existe más ruido causados por los datos de la humedad relativa. Por esta razón, se compararon variaciones relativas de las variables empleadas para calcular  $\Theta_e$  para ver cual causó el ruido en los datos. Para realizar esto, se calculó las presiones de vapor de agua ( $e$ ) y de vapor de agua saturado ( $e_s$ ) y la razón de mezcla ( $r$ ) con la temperatura, la presión y la humedad relativa, que se fueron necesarias para obtener la  $\Theta_e$ , para el mismo día de INPA. Además, se calculó la variación relativa, o la diferencia entre dos mediciones consecutivas dividida entre el promedio del día, para cada variable. Los resultados mostraron que de estas variables, los datos de  $r$  y  $e$  tenían las variaciones más grandes, con una variación media de 0.7% de sus promedios respectivos y el máximo cercas de 10%. En comparación, para  $e_s$ , las variaciones tuvieron una media de 0.2% de su promedio y no superaron el 3%. Con respecto a las presiones de vapor de agua, la diferencia entre la  $e$  y  $e_s$  es que  $e$  se calculó utilizando datos de la humedad relativa en adición a los de temperatura. Es decir, al incluir los datos de la humedad relativa, el ruido en  $e$  aumento, lo que también ocurrió en los datos de  $r$  y  $\Theta_e$ . Por lo tanto, se concluyó que el uso de los datos de la humedad relativa en el cálculo de  $\Theta_e$  causo que esta temperatura potencial tenga ruido significativo en sus datos. Adicionalmente a este análisis de ruido en los datos de  $\Theta_e$ , se intentó investigar la sensibilidad de esta con respecto a los cambios en la temperatura y la humedad obteniendo sus derivadas parciales. El problema que surgió al realizar esta parte fue que los datos de humedad disponibles (humedad relativa) no son independientes de la temperatura y por lo tanto, no se pueden distinguir entre los cambios causados por la temperatura y los causados por la humedad.

Una vez obtenido el criterio de identificación de las piscinas frías someras, se intentó observar su ocurrencia durante la TSP antes del desarrollo de la convección profunda. Sin embargo, el número de casos de transición que se pudieron obtener fue muy limitado con un total de 13 casos y de estos, la ocurrencia de las piscinas frías durante la TSP solo se pudo observar en ciertos casos. No obstante, estas observaciones son consistentes con los resultados de Khairoutdinov y Randall (2006), que observaron la ocurrencia de piscinas frías en la transición de la convección a profunda. Con base en este análisis, no se pudo llegar a una clara conclusión acerca que las piscinas frías ocurren durante la transición. Esto motivó a realizar un análisis probabilístico de las disminuciones de la temperatura y de  $\Theta_e$  en días con convección y sin convección profunda durante el inicio de la TSP. Estos resultados mostraron que las distribuciones y el conjunto de valores de  $\Delta\text{Temp}/\Theta_e$  de todos los días con convección profunda y de sólo los días de transición fueron estadísticamente

y significativamente diferentes a aquellos días sin convección profunda y días secos. Con ello se denotó la existencia de procesos, durante el periodo de transición, que modificaron las caídas de temperatura en días con convección profunda y días de transición durante el inicio de la TSP. Los procesos con mayor probabilidad de modificar las distribuciones de las disminuciones de la temperatura fueron las piscinas frías, ya que otros procesos que provocan cambios similares en la temperatura también ocurren durante días con convección somera y días secos. Por lo tanto, estos resultados sugieren que las piscinas frías probablemente ocurren durante la TSP en días de transición y en días con convección profunda en general. Estas conclusiones son consistentes con los resultados de Hohenegger y Stevens (2013), que observaron que los movimientos verticales están involucrados en la TSP, y también con los resultados de Khairoutdinov y Randall (2006). Sin embargo, no pueden apoyar la conclusión que las piscinas frías son necesarias para el desarrollo de la convección profunda (que también fue hecha por Kurowski *et al.* (2018)) debido al hecho que el número de eventos de transición son muy pocos y causa una incertidumbre en los resultados. Es decir, este resultado indica que las piscinas frías someras ocurren para los pocos casos de transición local que se obtuvieron, pero no descarta la existencia de casos de transición donde las piscinas frías no ocurren.

Se continuó con los resultados de sondeos, al comparar el perfil vertical termodinámico de la atmósfera con los sondeos, se pudieron observar algunas diferencias entre días secos, días con convección somera y días con convección profunda. En general, la atmósfera se tornó más húmeda, arriba de 900 hPa, en los días con convección profunda, y durante los días con sistemas de convección profunda propagándose por la red, la superficie y la capa límite también contenían una cantidad significativa de humedad. Sin embargo, los días de transición tuvieron una capa cercana a la superficie muy estable y seca (por debajo de los 900 hPa), seguida de una capa mucho más húmeda, por lo que se puede concluir que, si las parcelas de aire logran llegar a esta capa, la humedad de la capa puede mezclarse y desestabilizarlas termodinámicamente (aumentar su empuje positivo y su humedad) y alcanzar mayores alturas. Aunque no se pudo obtener algún indicio claro del mecanismo que permitió el ascenso de las parcelas a ese nivel de mayor humedad, se infiere que las piscinas frías son buenas candidatas para facilitar este proceso e impulsar el desarrollo de convección profunda. Otra diferencia importante observada en los sondeos fue que, en los días sin convección profunda, la atmósfera fue significativamente más seca, arriba de la capa límite. Los días secos contenían muy poca humedad en toda la columna y los días con convección somera contenían una capa muy inestable y húmeda cercana a la superficie, pero la capa arriba era muy seca, y fue la responsable de suprimir el desarrollo de la convección

profunda por medio del entrainment del aire seco. Tomando en cuenta que estos sondeos se lanzaron a las 8 horas, tiempo local, se puede decir que la humedad en la atmósfera arriba de la capa límite a estas horas del día juega un papel muy importante en el desarrollo de la convección profunda. En días sin convección profunda, esta capa suprimió la convección e impidió el desarrollo de tormentas profundas. Estas diferencias en el perfil vertical de humedad, es consistente con las observaciones de Tompkins (2001b), Derbyshire *et al.* (2004), Wu *et al.* (2009), Lintner *et al.* (2017), que remarcan la importancia de la humedad en la troposfera media superior en el desarrollo de la convección profunda. Finalmente, los valores de PWV de días de convección somera y días con transición son consistentes con los observados por Zhuang *et al.* (2017), sin embargo, los valores de CAPE y CIN para los días de transición no lo son. Ellos observaron valores de CAPE/CIN más altos/bajos para días de transición que para días de convección somera y en este estudio se observó lo opuesto. Esta discrepancia es debida al hecho que hay muy pocos casos de transición, lo cual causa una gran incertidumbre en estos resultados y no da una buena representación de estos tipos de días. Aunque estas observaciones nos dan una posible idea del papel de las piscinas frías durante la TSP, con este análisis no se puede deducir el nivel de importancia de las piscinas frías o de la humedad arriba de la capa límite, es decir, no se puede decir cuál de estos procesos es más importante durante la TSP. Adicionalmente, estas observaciones y conclusiones deben de tomarse con precaución, ya que sólo se registró un número reducido de sondeos para cada tipo de día que generó una incertidumbre significativa en los resultados.

Por su parte, la metodología para detectar las piscinas frías que se implementó con base en los datos recopilados de la Red Densa de GNSS de Manaus, funcionó adecuadamente y se logró detectar las piscinas frías causadas por la precipitación, especialmente la precipitación intensa de la convección profunda. Se observaron cambios de las variables termodinámicas (la temperatura, la presión, la humedad relativa y el PWV) causados por los sistemas de convección profunda con los datos de la red, en cada estación. En la mayoría de los casos, también se pudo apreciar la dirección de su propagación. No obstante, esta metodología presento algunas fallas. Entre ellas, la que más sobresaliente fue la densidad de las estaciones en la red. Aunque el área central de la red contenía una cantidad adecuada de estaciones, era limitada, pues no fue suficiente para cubrir el número de eventos en su totalidad, ya que muchos de estos ocurrieron fuera de la región. El área de la red externa a la parte central no contenía suficientes estaciones y se encontraban muy dispersas para lograr observar la dirección en la propagación de piscinas frías y la precipitación con claridad. Un segundo limitante con la red fue la falta de mediciones de precipitación y vientos. Estas dos variables

no se pudieron medir debido a la falta de instrumentos adecuados en cada estación, lo cual dificultó el análisis de la precipitación y las piscinas frías durante la TSP. Aunque cambios en la CTT y otras variables apuntaban claramente a la existencia de precipitación de convección profunda, la deducción de precipitación somera fue mucho más difícil de elaborar, pues no presentaba cambios tan claros o consistentes. Estas limitantes ocurrieron, en parte, debido al tipo de recursos disponibles para la campaña y, por otro lado, debido a la región y a la disponibilidad de sitios para instalar estaciones. Por lo tanto, una buena medida para que estos problemas disminuyan es la utilización de mejores instrumentos, así como la implementación de estaciones que midan la precipitación.

# Capítulo 5

## Conclusiones

En este estudio se exploró los cambios en variables termodinámicas causadas por diferentes piscinas frías y se intentó observar si estas ocurren durante la transición de la convección de somera a profunda. Esto se realizó tomando como base los datos de la Red Densa de GNSS localizada en Manaus, Brasil (2011-2012), datos de GOES-12 infrarrojo y visible (2011-2012), mediciones de precipitación superficiales y de TRMM (2008-2012) y sondeos (12Z; 2011-2012). Con estos datos se obtuvieron distribuciones de cambios en la temperatura debidos a la precipitación, con el objetivo de obtener un indicador de lluvia y de las piscinas frías en estaciones sin datos de precipitación. Esto resultó en una caída de  $2^{\circ}C$  en promedio, en donde se consideró todo tipo de eventos de lluvias, y en una disminución de  $1^{\circ}C$  para los eventos de precipitación somera en un intervalo de tiempo de 15 minutos. Para obtener los eventos de transición de convección somera a profunda se utilizaron dos metodologías que emplearon los datos infrarrojo de GOES-12 (CTT) y datos de precipitación disponibles; en total resultaron 13 casos de transición. Todos estos casos mostraron tener cambios en temperatura indicativos de piscinas frías someras durante el periodo de transición (4 horas antes del desarrollo de convección profunda). Sin embargo, sólo se pudo corroborar, de manera exacta, la existencia de las piscinas frías en 3 casos, debido al hecho de que hay otros fenómenos (como nubes pasando por la red sin lluvias, confirmado con un análisis similar para días secos) que pueden causar cambios similares en la temperatura. Se realizó un análisis estadístico para determinar la probabilidad de que las piscinas frías ocurrieron durante la transición, y se encontró que las distribuciones de las disminuciones de la temperatura y de  $\Theta_e$  son diferentes entre días con convección y sin convección profunda y entre días de transición y días sin convección profunda en las 2 horas iniciales del periodo de transición. Esta modificación significativa nos indica que las piscinas frías probablemente

ocurren durante el inicio de la transición. Finalmente, se utilizaron los sondeos para obtener un perfil promedio de los días secos, los días con convección somera, los días con eventos de transición y los días con eventos de sistemas en propagación, pero estos resultados tuvieron una incertidumbre significativa generada por el número limitante de sondeos de cada tipo de días. No obstante, estos resultados sugirieron que la humedad arriba de 900 hPa es importante en el desarrollo de la convección profunda. Específicamente, los días con eventos de transición mostraron una capa cercana a la superficie seca y estable, pero la humedad aumentó significativamente arriba de 900 hPa. Si una parcela puede llegar a esta capa, la humedad en esta capa puede desestabilizar la parcela y puede llegar a alturas mayores, lo que puede ser facilitado por las piscinas frías. Por lo tanto, se concluyó que la humedad arriba de los 900 hPa es posiblemente importante para determinar si hay desarrollo de la convección profunda y las piscinas frías, que ocurren probabilísticamente durante la transición, pueden facilitar el proceso. A pesar de obtener estas conclusiones, no se pudo deducir el nivel de importancia de ambos mecanismos en la transición, o cuál de ellos es más importante.

La red densa de GNSS de Manaus pudo brindar una manera única de observar las piscinas frías fuertes con datos observacionales, pero tuvo sus limitaciones, especialmente en la detección de las piscinas frías de precipitación somera. No hay duda de que el registro en el número de eventos de transición puede incrementar si toda la red tuviera mediciones de precipitación y vientos, lo que reforzaría las conclusiones obtenidas en este estudio.

# Bibliografía

- Adams, D. K., Fernandes, R. M. S., Kursinski, E. R., Maia, J. M., Sapucci, L. F., Machado, L. A. T., Vitorello, I., Monico, J. F. G., Holub, K. L., Gutman, S. I., Filizola, N., y Bennett, R. A. (2011a). A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon. *Atmospheric Science Letters*, 12(2):207 – 212.
- Adams, D. K., Fernandes, R. M. S., y Maia, J. M. (2011b). GNSS precipitable water vapor from an Amazonian Rain Forest flux tower. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(10):1192 – 1198.
- Adams, D. K., Gutman, S., Holub, K., y Pereira, D. (2013). Convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, 40:1–6.
- Adams, D. K., Fernandes, R., Holub, K., Gutman, S., Barbosa, H., Machado, L., Calheiros, A., Bennett, R., Kursinski, E., Sapucci, L., DeMets, C., Chagas, G., Arellano, A., Filizola, N., Rocha, A. A., Silva, R., Assunção, L., Cirino, G., Pauliquevis, T., Portela, B., Sá, A., de Sousa, J., y Tanaka, L. (2015). The Amazon Dense GNSS Meteorological Network: A new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the Tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96:2151–2161.
- Adams, D. K., Barbosa, H., y Ríos, K. G. D. L. (2017). A spatiotemporal water vapor/deep convection correlation metric derived from the Amazon Dense GNSS Meteorological Network. *Monthly Weather Review*, 145:279–288.
- Alfaro, D. A. (2017). Low-tropospheric shear in the structure of squall lines: Impacts on latent heating under layer-lifting ascent. *Journal of Atmospheric Sciences*, 74(229-248).
- Betts, A. K. y Jakob, C. (2002a). Evaluation fo the diurnal cycle of precipitation surface thermodynamics and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. *Journal of Geophysical Research*, 107.

- Betts, A. K. y Jakob, C. (2002b). Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. *Journal of Geophysical Research*, 207.
- Derbyshire, S. H., Beau, I., Bechtold, P., Grandpeix, J., Redelsperger, J., y Soares, P. M. (2004). Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130:3055–3079.
- Doswell, C. A. (2001). *Sever Convective Storms*. American Meteorological Society, Boston, MA.
- Drager, A. J. y van den Heever, S. C. (2017). Characterizing convective cold pools. *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, 9:1091–1115.
- Feng, Z., Hagos, S., Rowe, A. K., Burleyson, C. D., Martini, M. N., y de Szoeke, S. P. (2015). Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign. *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, 7:357–381.
- Gentine, P., Garelli, A., Park, S.-B., Nie, J., Torri, G., y Kuang, Z. (2016). Role of surface heat fluxes underneath cold pools. *Geophysical Research Letters*, 43:874–883.
- Giangrande, S. E., Feng, Z., Jensen, M. P., Comstock, J. M., Johnson, K. L., Toto, T., Wang, M., Burleyson, C. D., Bharadwaj, N., Mei, F., Machado, L., Manzi, A. O., Xie, S., Tang, S., Dias, M. A. F. S., de Souza, R. A. F., Schumacher, C., y Martin, S. T. (2017). Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the observations and modelling of the Green Ocean Amazon (GOAmazon2014/5) experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17:14519–14540.
- GOAmazon (2015). GOAmazon field campaign website. <https://campaign.arm.gov/goamazon2014/>.
- Grant, L. D. y van den Heever, S. C. (2016). Cold pool dissipation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121:1138–1155.
- Grant, L. D. y van den Heever, S. C. (2018). Cold pool-land surface interactions in a dry continental environment. *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, 10:1513–1526.
- Grant, L. D., Lane, T. P., y van den Heever, S. C. (2018). The role of cold pools in tropical oceanic convective systems. *Journal of Atmospheric Sciences*, 75:2615–2634.

- Groisman, P. Y., Bradley, R. S., y Sun, B. (2000). The relationship of cloud cover to near-surface temperature and humidity: comparison of GCM simulations with empirical data. *Journal of Climate*, 13:1858–1877.
- Hohenegger, C. y Stevens, B. (2013). Preconditioning deep convection with cumulus congestus. *Journal of Atmospheric Sciences*, 70:448–464.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*, volumen 53. Academic Press.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42.
- Jeevanjee, N. y Romps, D. M. (2013). Convective self aggregation, cold pools, and domain size. *Geophysical Research Letters*, 40(5):994–998.
- Khairoutdinov, M. F. y Randall, D. (2006). High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *Journal of Atmospheric Sciences*, 63(12):3421–3436.
- Kumar, V. V., Protat, A., Jakob, C., y May, P. T. (2014). On the atmospheric regulation of the growth of moderate to deep cumulonimbus in a tropical environment. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71(1105-1120).
- Kuo, Y., Neelin, J. D., y Mechoso, C. R. (2017). Tropical convection transition and causality in the water vapor-precipitation relation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 74(915-931).
- Kurowski, M., Suselj, K., Grabowski, W., y Tiexiera, J. (2018). Shallow-to-deep transition of continental moist convection: cold pools, surface fluxes, and mesoscale organization. *Journal of Atmospheric Sciences*, in press.
- LBA-Experiment (2003). Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment (LBA-ECO) website. [https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dataset\\_viewer.pl?p=11](https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dataset_viewer.pl?p=11).
- Li, Z., Zuidema, P., y Zhu, P. (2014). Simulated convective invigoration processes at trade wind cumulus cold pool boundaries. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71:2823–2841.
- Lima, M. A. y Wilson, J. W. (2007). Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Monthly Weather Review*, 136:1847–1864.
- Lintner, B., Adams, D. K., Schiro, K. A., Stansfield, A. M., Rocha, A. A. A., y Neelin, J. D. (2017). Relationships among climatological vertical moisture structure, column water vapor, and precipitation over the central Amazon in observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 44:1981–1989.

- Machado, L., Dias, M. S., Morales, C., Fisch, G., Vila, D., Albrecht, R., Goodman, S., Calheiros, A., Biscaro, T., y Kummerow, C. (2014). The CHUVA project: How does convection vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9):1365–1380.
- Rotunno, F., Klemp, J. B., y Weisman, M. L. (1988). A theory for strong long-lived squall-lines. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(3):463–485.
- Schiro, K. A., Adams, D. K., y Neelin, J. D. (2016). Deep convection and column water vapor over tropical land versus tropical ocean: a comparison between the Amazon and the Tropical Western Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 73:4043–4063.
- Schiro, K. A. y Neelin, J. D. (2018). Tropical continental downdraft characteristics: mesoscale systems versus unorganized convection. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18:1997–2010.
- Schiro, K. A. y Neelin, J. (2019). Deep convective organization, moisture vertical structure and convective transition using Deep-Inflow mixing. *Journal of Atmospheric Sciences*, in press.
- Schlemmer, L. y Hohenegger, C. (2014). The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71:2842–2858.
- Tompkins, A. M. (2001a). Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58(13):1650–1672.
- Tompkins, A. M. (2001b). Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58(6):529–545.
- Torri, G., Kuang, Z., y Tian, Y. (2015). Mechanisms for convection triggering by cold pools. *Geophysical Research Letters*, 42:1953–1950.
- Torri, G. y Kuang, Z. (2016). Rain evaporation and moist patches in tropical boundary layers. *Geophysical Research Letters*, 43.
- Tsonis, A. (2007). *An introduction to Atmospheric Thermodynamics*. Cambridge University Press, 2 edición.
- Waite, M. L. y Khouider, B. (2010). The deepening of tropical convection by congestus preconditioning. *Journal of Atmospheric Sciences*, 67:2601–2615.

- Weaver, J. F. y Nelson, S. P. (1982). Multiscale aspects of thunderstorm gust fronts and their effects on subsequent storm development. *Monthly Weather Review*, 110(7):707–718.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methos in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 2 edición.
- Wu, C. M., Stevens, B., y Arakawa, A. (2009). What controls the transition from shallow to deep convection? *Journal of Atmospheric Sciences*, 66:1793–1806.
- Zehnder, J. A., Zhang, L., Hansford, D., Radzan, A., Selover, N., y Brown, C. M. (2006). Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Monthly Weather Review*, 134:2527–2546.
- Zhuang, Y., Fu, R., Marengo, J. A., y Wang, H. (2017). Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122.
- Zuidema, P., Li, Z., Hill, R. L., Bariteau, L., Rilling, B., Fairall, C., Brewer, W. A., Albrecht, B., y Hare, J. (2012). On trade wind cumulus cold pools. *Journal of Atmospheric Sciences*, 69:258 – 280.