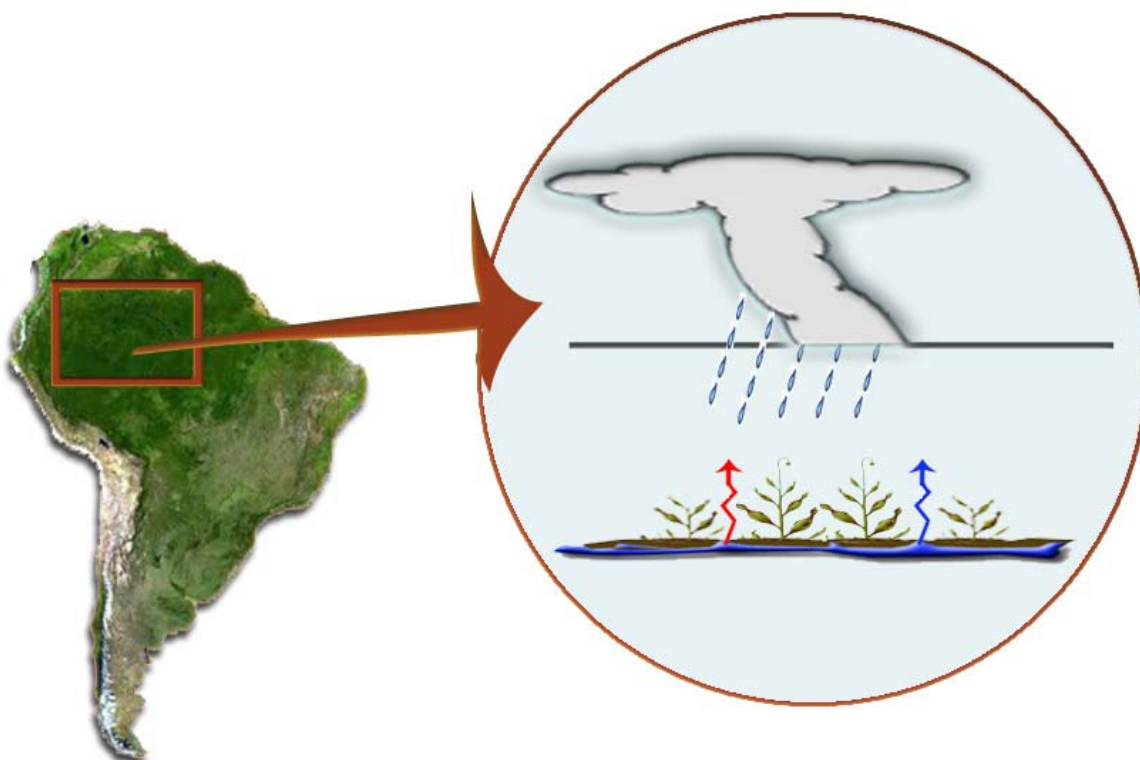


**UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA
FACULTAD DE INGENIERIA**

Tesis para optar al Título de
Magíster en Ingeniería

**Sensibilidad de la convección Amazónica a
la humedad del suelo en un modelo de
circulación general de la atmósfera.**



Autor: Ing. Mariana Mendina Gourgues

Director de Tesis: Dr. Ing. Rafael Terra Gallinal

Montevideo, Uruguay
2009

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis de Maestría en Ingeniería, en Mecánica de los Fluidos Aplicada, tuvo lugar en el marco de los trabajos de investigación desarrollados por el Grupo de Dinámica de la Atmósfera y el Océano (GDAyO) del Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental (IMFIA) de la Facultad de Ingeniería (FI) de la Universidad de la República (UR).

Los resultados presentados en los capítulos 3 y 4 de este trabajo se desarrollaron parcialmente gracias a los proyectos de investigación: "Análisis del ciclo diario en simulaciones numéricas del clima monzónico en Sudamérica" financiado por la Comisión Sectorial de Investigación Científica y "Sensibilidad de la precipitación convectiva a la humedad del suelo: rol de la capa límite planetaria; y aplicaciones al clima de verano de Sudamérica" financiado por el fondo Profesor Clemente Estable respectivamente.

Quiero agradecer en primer lugar a Rafael Terra (integrante de este grupo) y tutor de este trabajo, quien realizó la propuesta del mismo y fue generador de los espacios y mecanismos que posibilitaron su desarrollo. Agradezco particularmente su dedicación y generosidad para brindar sus conocimientos, el apoyo a lo largo del trabajo su paciencia y sus críticas constructivas. También quiero agradecer a los otros integrantes del GDAyO por ceder espacios que permitieron el desarrollo de este trabajo y que en lo cotidiano han aportado continuamente con mi formación académica: Alvaro Díaz, Gabriel Cazes, José Luis Genta y especialmente a Gabriel Pisciotto, responsable de mis primeras etapas dentro del grupo. Hago extensivo este agradecimiento al Profesor Julio Borghi, responsable de mis actividades en los cursos de Mecánica de los Fluidos y motivador de mi interés en la materia; y a Gabriel Usera, a quién debo un agradecimiento especial por su continuo estímulo, apoyo e interés en mi trabajo y desarrollo como investigadora.

Quiero expresar también mi gratitud hacia las instituciones en donde se desarrolló este trabajo (IMFIA – FI – UR), y en particular al interés y disposición mostrados por Ismael Piedra-Cueva, decano de esta Facultad.

Agradezco a la Comisión Académica de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la UR que me otorgó una beca para estudios de Maestría y a todos los docentes y compañeros de estudio de los cursos de este posgrado; en especial a mi amiga Mónica Fossati por el aliento continuo en las últimas etapas de esta tesis.

Finalmente quiero agradecer a toda mi familia, particularmente a mis padres; y en forma muy especial a Nazareno, mi compañero de vida, que con su comprensión, apoyo y aliento continuos, ha representado un pilar fundamental a lo largo del desarrollo de todo este trabajo.

INDICE DE CONTENIDOS

INDICE DE CONTENIDOS.....	I
INDICE DE SIMBOLOS Y ABREVIACIONES	II
INDICE DE FIGURAS	IV
RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES.....	2
2. MODELO DE CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA	10
2.1 Hidrodinámica.....	10
2.2 Características del suelo	11
2.3 Capa límite planetaria	11
2.4 Convección.....	14
2.5 Radiación	15
3. ANALISIS DEL CICLO DIARIO EN SIMULACIONES DEL CLIMA MONZONICO EN SUDAMERICA	16
3.1 Simulación de campos medios.....	16
3.2 Ciclo diario	19
3.2.1 Impacto del ciclo diario en los valores medios.....	19
3.2.2 Análisis del ciclo diario en la región Amazónica	20
4. EFECTOS DE LA VARIACION DE LA HUMEDAD DEL SUELO	29
4.1 Selección de la región de estudio	29
4.2 Simulaciones con el MCGA, sensibilidad a la humedad de suelo	32
4.3 Balances globales de agua y energía en la RAC	35
4.4 Respuesta de la convección a cambios en la humedad del suelo	45
5. ANALISIS DEL CICLO DIARIO	55
5.1 Precipitación y evaporación.....	55
5.2 Suelo y Capa Límite	56
5.3 Agua en la columna	65
5.4 Movimiento vertical.....	71
6. RESUMEN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	80
BIBLIOGRAFIA	88

INDICE DE SIMBOLOS Y ABREVIACIONES

C: convergencia de humedad
Co: convergencia de humedad para GW 100%
CI: calentamiento
CLP: Capa Límite Planetaria
Cp: calor específico del aire a presión constante
CRM: Cloud Resolving Model
C_θ: coeficiente de transferencia de calor (Deardorff 1972)
dq_{adv}: advección horizontal de humedad
eh: energía estática húmeda
E: flujo de calor latente - evaporación
E_B: arrastre turbulento al tope de la CLP
ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
En: enfriamiento
F_A: flujo turbulento de la variable A
fl_{exxx}: flujo entrante a la región por unidad de área horizontal en el nivel xxx
fl_{sxxx}: flujo saliente de la región por unidad de área horizontal en el nivel xxx
g: aceleración gravitatoria
GMT: Greenwich Mean Time
GW: groundwetness
h: espesor de la CLP
H: flujo de calor sensible
L: calor latente de vaporización
LBA: Large-Scale Biosphere - Atmosphere Experiment
LLJ: Low Level Jet (corriente en chorro en capas bajas)
LW: radiación de onda larga (longwave radiation, en inglés, los subíndices _{N, T, S} asociados a este término significan neto, tope de la atmósfera y suelo respectivamente)
M_B: flujo de masa hacia los cúmulos al tope de la CLP
M_{Bxxx}: flujo de masa hacia los cúmulos el nivel xxx
MCGA: Modelo de Circulación General de la Atmósfera
MR: Modelo Regional
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
P: precipitación
PC: precipitación de origen convectivo
PGE: precipitación originada por la gran escala
Po: precipitación para GW 100%
p_{sup}: presión en superficie
qsat: humedad de saturación
q: contenido de vapor de agua
q_{CLP}: contenido de vapor de agua en la CLP
q_{rTCLP}: humedad relativa al tope de la CLP
r_M: relación de mezcla del contenido total de agua
R_A: flujo radiante neto hacia arriba de A
RAC: Región Amazónica Central
RIE: radiación de onda larga emergente
S_A: fuentes internas de A.
SACZ: South Atlantic Convergence Zone (Zona de Convergencia del Atlántico Sur)
SAMS: South American Monsoon System (Sistema Monzónico Sudamericano)
So: energía solar entrante

SST: Sea Surface Temperatura (Temperatura de la Superficie del Mar)
SW: radiación de onda corta (shortwave radiation en inglés, los subíndices N, T, S asociados a este término significan neto, tope de la atmósfera y suelo respectivamente)
T_{SUP}: temperatura del aire en superficie
T_{SUELO}: temperatura del suelo
T_{xxx}: temperatura en el nivel xxx
u*: la velocidad de fricción
UCLA: Universidad de California – Los Angeles
v_H: transporte de humedad debido a la velocidad horizontal (los subíndices S, T, E, O asociados a este término significan suelo, tope de la atmósfera, entrante y saliente respectivamente)
v_M: velocidad horizontal media
W: transporte de humedad debido a la velocidad vertical (los subíndices S, T, E, O asociados a este término significan suelo, tope de la atmósfera, entrante y saliente respectivamente)
z: cota a partir de un determinado nivel de referencia
zg_{xxx}: altura geopotencial en el nivel xxx
 ρ : densidad
 θ_{xxx} : temperatura potencial en el nivel xxx
 ω_{xxx} : omega – derivada total de la presión en el nivel xxx

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema de los fenómenos climáticos que participan en el Sistema Monzónico Sudamericano: posición de la alta Boliviana (A), centros de alta presión (H), Baja del Chaco (L), low level jet (vector grueso en el panel de la derecha), Zona de convergencia del Atlántico Sur (línea punteada), zonas de convergencia intertropical (línea punto raya sobre el ecuador), y la vaguada del Nordeste ("Nordeste Trough" línea gruesa cortada en el panel izquierdo). Viento medio de Diciembre – Febrero (1979-1995) en 200hPa (líneas de corriente, a la izquierda) y en 925hPa (vectores de viento, a la derecha). Estimación satelital y datos observacionales de precipitación para el mismo período (sombras). Los datos de circulación son tomados del NCEP/NCAR Reanalysis archive. Figura extraída de Nogues – Peagle et al 2002.....	2
Figura 2.3.1: a) Esquema idealizado de una capa bien mezclada, se presenta el perfil del vapor de agua a modo de ejemplo, b) idem a despreciando los espesores de las capas superficial y de transición, utilizada a los efectos prácticos.	12
Figura 2.3.2: Términos que participan en la determinación del espesor de la CLP en la eq 2.3.1	12
Figura 2.4.1: Esquema de nubes en una zona horizontal de gran escala, algunas de ellas están penetrando hacia la atmósfera libre (EB) y otras están se están disipando debido a la pérdida de condiciones de flotación (detrainment). Figura extraída de Arakawa y Shubert 1974.	14
Figura 3.1.1: Campo medio simulado de verano de la precipitación. Contornos cada 1mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	17
Figura 3.1.2: Campos medios simulados de verano (100 días) de a) radiación de onda larga emergente y b) velocidad vertical en la media tropósfera. Contornos cada 20 w/m ² y 10mb/día respectivamente. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	17
Figura 3.1.3: Campos medios simulados de verano (100 días) de: a) viento en 850mb y b) viento en 200mb. Contornos cada 2m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	18
Figura 3.1.4: Campo medio simulado de verano del flujo de calor latente en superficie. Contornos cada 1mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días...18	
Figura 3.2.1: Diferencia de los campos medios simulados de verano (100 días) de: a) precipitación y b) radiación de onda larga emergente, con los respectivos campos en la simulación sin ciclo diario. Contornos cada 0.5 mm/día y 5 w/m ² respectivamente. Simulación MCGA – UCLA 100 días y 50 días sin ciclo diario.....	20
Figura 3.2.2: Campos simulados de precipitación de verano acumulada en 1hora presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 2 mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	21
Figura 3.2.3: Campos simulados de anomalía de radiación de onda larga emergente de verano presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 w/m ² . Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	22
Figura 3.2.4: reloj utilizado para indicar fases de máximos y mínimos en los ciclos diarios de las diferentes variables diferentes variables de interés.....	22

Figura 3.2.5: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máximo de la precipitación y b) mínimo de la radiación de onda larga emergente normalizada. El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.	23
Figura 3.2.6: Campos simulados de anomalía de viento de verano en 850mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5 m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	24
Figura 3.2.7: Campos simulados de anomalía de viento de verano en 200mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	25
Figura 3.2.8: Campos simulados de anomalía de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días. Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 20 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días.	25
Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días. Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 20 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días.	26
Figura 3.2.10: Campos simulados de anomalías de temperatura de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5 K. Simulación MCGA – UCLA 100 días.	27
Figura 3.2.11: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máxima velocidad vertical ascendente (mínimo de ω_{500}) y b) máxima temperatura en 500mb normalizada (b). El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.	28
Figura 3.2.12: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máxima altura geopotencial en 200mb normalizada y b) mínima presión en superficie normalizada (b). El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.....	28
Figura 4.1.1: Ciclo diario medio (repetido dos veces para mejor visualización) dentro de la región de estudio de a) Temperatura del suelo, b) Precipitación, c) Temperatura en 500mb y d) Movimiento vertical de gran escala en 500mb. Simulación MCGA – UCLA 100 días.	30
Figura 4.2.1: a) Campo medio simulado de verano de la precipitación. Contornos cada 1mm/día y; b) Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de la máxima de la precipitación. El recuadro rojo indica la RAC. Simulación MGCM – UCLA 50 días.	33
Figura 4.2.2: Campos simulados de precipitación de verano acumulada en 1hora presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 2 mm/día. Simulación MCGA – UCLA 50 días.....	33
Figura 4.3.1: Distribución de la energía solar entrante a la atmósfera. Figura Estraída de Ahrens 2006.....	35

- Figura 4.3.2:** Balance de energía tierra - atmósfera. Aproximaciones numéricas basadas en observaciones en superficie y datos satelitales. Figura extraída de Ahrens 2006. 36
- Figura 4.3.3:** Ciclo hidrológico del agua. Figura extraída de Ahrens 2006. 36
- Figura 4.3.4:** a) Balance de energía al sistema tierra-atmósfera; b) balance de agua a la columna atmosférica. Donde: SW-radiación de onda corta (shortwave radiation en inglés); LW-radiación de onda larga (longwave radiation, en inglés); RIE, radiación infraroja emergente; S_o - energía solar entrante; H-calor sensible; E-evaporación; VH-transporte de humedad debido a la velocidad horizontal, W-transporte de humedad debido a la velocidad vertical. Los subíndices N, S, T, E, O significan neto, suelo, tope de la atmósfera, entrante y saliente respectivamente. El sentido de las flechas indica el sentido del flujo..... 37
- Figura 4.3.5:** Valores medios diarios de los flujos de agua en superficie para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. La barra celeste representa la precipitación y la barra verde la evaporación. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 41
- Figura 4.3.6:** Valores medios diarios de los flujos de energía en superficie para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra amarilla: flujo solar neto en superficie; barra azul: flujo radiante de onda larga en superficie; barra verde: flujo de calor latente graficado con origen en el extremo inferior de la barra azul; barra roja: flujo de calor sensible con origen en el extremo inferior de la barra verde. En esta figura se representan con signo negativo las pérdidas de energía del suelo. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 42
- Figura 4.3.7:** Valores medios diarios de los flujos de energía en el tope de la atmósfera para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra azul: flujo radiante neto de onda larga emergente al tope de la atmósfera; barra amarilla: flujo radiante neto de onda corta al tope de la atmósfera. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días. .. 42
- Figura 4.3.8:** Valores medios diarios de los flujos de agua en la columna de estudio para los distintos valores del parámetro de control. La barras negativas (celeste) representan las pérdidas de agua en la columna (precipitación); la barra positiva representa la ganancia total de agua en la columna (porción gris - convergencia de humedad y la porción verde la evaporación). Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 43
- Figura 4.3.9:** a) cociente entre la anomalía de la media diaria de la precipitación ($P - P_o$) y la media diaria de la precipitación original (P_o) para diferentes valores del parámetro multiplicativo de la humedad del suelo; b) idem para la convergencia de humedad. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días. 45
- Figura 4.4.1:** Valores medios diarios de la temperatura del suelo, del aire en superficie y diferencia entre las mismas para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días. 46
- Figura 4.4.2:** Temperatura máxima diaria del suelo, del aire en superficie y diferencia entre las mismas para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 47

Figura 4.4.3: Altura máxima de la capa límite planetaria. Temperatura máxima del suelo y media diaria del flujo de calor sensible para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.	48
Figura 4.4.4: Humedad relativa al tope de la CLP (qrTCLP), contenido de vapor de agua en la capa límite planetaria (qCLP), temperatura al tope de la CLP (TTCLP) a la hora de la máxima temperatura del suelo para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	49
Figura 4.4.5: Valores medios diarios del flujo de masa en los cúmulos a 850mb (MB850) para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	50
Figura 4.4.6: Valores medios diarios de la precipitación para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra celeste: precipitación convectiva, barra azul: precipitación de gran escala con origen en el extremo superior de la barra celeste. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.	51
Figura 4.4.7: Valores medios diarios de la velocidad vertical de gran escala en 500mb para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	51
Figura 4.4.8: Valores medios diarios de la radiación de onda larga emergente para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.	52
Figura 4.4.9: Esquema de impactos sobre la capa límite planetaria y la convección profunda provocados por cambios en la humedad del suelo. Para las variables en que la disminución del parámetro GW tiene como consecuencia un aumento de la misma se indica con una flecha hacia arriba, en los que el resultado es la disminución se indica con una flecha hacia abajo y cuando el comportamiento es de crecimiento - decrecimiento (decrecimiento - crecimiento) se indica con un símbolo $\cap$ ($\cup$). Con excepción del caso GW 0.00.	54
Figura 5.1.1: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) precipitación y b) evaporación en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	56
Figura 5.2.1: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura del suelo ; b) temperatura del aire en superficie y c) diferencia de temperatura suelo – aire en superficie, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días	57
Figura 5.2.2: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura virtual del suelo ; b) temperatura virtual del aire en superficie y c) diferencia de temperatura virtual suelo – aire en superficie, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	58
Figura 5.2.3: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) flujo de calor sensible y b) espesor de la Capa Límite Planetaria, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....	59

- Figura 5.2.4:** Ciclo diario del balance de energía en el suelo en la RAC para los distintos valores del parámetro de control. Barra amarilla: flujo solar neto en superficie; barra azul: flujo radiante de onda larga en superficie; barra verde: flujo de calor latente graficado con origen en el extremo inferior de la barra azul; barra roja: flujo de calor sensible con origen en el extremo inferior de la barra verde. En esta figura se representan con signo negativo las pérdidas de energía del suelo. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días. 60
- Figura 5.2.5:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura al tope de la Capa Límite Planetaria y b) contenido de vapor de agua en Capa Límite Planetaria, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 61
- Figura 5.2.6:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la humedad relativa al tope de la CLP, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....61
- Figura 5.2.7:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) del flujo de masa en los cúmulos, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....62
- Figura 5.2.8:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) precipitación convectiva y b) precipitación de gran escala, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 63
- Figura 5.2.9:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la energía estática húmeda, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....64
- Figura 5.3.1:** Esquema de tramos en la columna atmosférica para calcular la convergencia de humedad. (Los niveles punteados son auxiliares).....65
- Figura 5.3.2:** Ciclo diario del balance de agua en la columna atmosférica de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Las barras negativas (celestes) representan las pérdidas de agua en la columna (precipitación) dividida en Precipitación Convectiva (PC, fracción violeta) y precipitación de Gran Escala (PGE, fracción celeste); la barra positiva representa la ganancia total de agua en la columna (fracción gris - convergencia de humedad y fracción verde la evaporación). La línea negra representa la tendencia del agua disponible en la columna. La barra al final representa a media del ciclo diario y la cruz la diferencia en el cierre del balance medio. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 67
- Figura 5.3.3:** Ciclo diario de la convergencia de humedad para tres cajas en la columna atmosférica de estudio para los distintos valores del parámetro de control (barras negras) entre la superficie terrestre y 850mb, entre 850 - 500mb y entre 500 y 200mb de altura. Las barras verdes representan el flujo de calor latente. El valor dif en cada caja representa la precipitación media diaria más los flujos netos medios diarios de masa entre las cajas. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 70
- Figura 5.4.1:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) velocidad ascendente en 200mb ; b) velocidad ascendente en 500mb y c) velocidad ascendente en 850mb, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 71

- Figura 5.4.2 a:** Esquema de la variación diaria de la velocidad vertical en la región de estudio para los casos húmedos ($GW > 0.20$), para los casos secos ($GW < 0.20$) y para el caso extremo ($GW = 0.00$). Las flechas indican el sentido y módulo de omega en cada nivel (200, 500 y 850 mb).....75
- Figura 5.4.2 b:** Esquema de la variación diaria de la velocidad vertical en la región de estudio para los casos húmedos ($GW > 0.20$), para los casos secos ($GW < 0.20$) y para el caso extremo ($GW = 0.00$). Las flechas indican el sentido y módulo de omega en cada nivel (200, 500 y 850 mb).....76
- Figura 5.4.3:** Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la temperatura en 500mb, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.....77
- Figura 5.4.4:** Ciclo diario en la región de estudio (repetido dos veces para mayor claridad) de la temperatura del suelo, precipitación convectiva, temperatura y omega en 500mb para los diferentes casos de estudio. Los mecanismos asociados al enfriamiento (En, celeste) y calentamiento (Cl, rosa) en media tropósfera Simulaciones MCGA – UCLA 50 días..... 79

Sensibilidad de la convección Amazónica a la humedad del suelo en un modelo de circulación general de la atmósfera.

RESUMEN:

Se estudia la sensibilidad de la precipitación convectiva en una región continental de la Amazonia a variaciones de la humedad del suelo en simulaciones con un MCGA y se analizan los procesos físicos que establecen dicha sensibilidad.

Se utilizó el MCGA de UCLA para simular condiciones de enero perpetuo en Sud América. Se analizó el impacto del ciclo diario en los valores medios mediante simulaciones en que el mismo fue artificialmente suprimido. Surge de estos análisis el interés por una región ubicada en el centro del Amazonas, con un comportamiento uniforme en su ciclo diario de la convección, fuertemente asociados a procesos de superficie, a diferencia de otras regiones de Sudamérica tropical.

Se eligió dicha región para explorar la sensibilidad a la variación de la humedad del suelo, siendo el parámetro de control un factor multiplicativo (entre 0 y 1) de la evaporación. Los resultados muestran que la mayor sensibilidad se tiene para situaciones relativamente secas, con valores del parámetro menores a 0.20, confirmando estudios anteriores.

Si bien la evaporación es monótona decreciente con la disminución de la humedad del suelo, el leve aumento de la convergencia de humedad mantiene la precipitación en casi los mismos valores hasta niveles de 0.3 del parámetro. Los máximos de convergencia de humedad (excluyendo el caso extremo de evaporación nula), precipitación convectiva y movimiento ascendente en 500mb se dan para un valor de 0.4 en el parámetro de control.

Las temperaturas del suelo y del aire en superficie aumentan, con máximos diarios que se retrasan y ciclos diarios de mayor amplitud. Igual comportamiento muestran el calor sensible y la altura de la CLP. Estos efectos, sumados a la variación de la concentración del vapor de agua, se conjugan en un ciclo diario de la humedad relativa al tope de la CLP que varía gradualmente, sobretudo en su comportamiento durante la mañana, donde acaba revertiendo la tendencia creciente lo que impide el inicio de la actividad convectiva en las primeras horas de la tarde.

Se analizan también los cambios en la circulación de gran escala asociados a los procesos observados sobre la región de estudio. En los casos húmedos, la convección es responsable principal del calentamiento en media troposfera. En los casos secos el calentamiento convectivo es insuficiente, generándose un movimiento descendente diferencial cerca de la troposfera media. En el caso extremo la circulación cambia drásticamente, instalándose en capas bajas una celda somera con gran convergencia de humedad que explica el incremento en la precipitación de gran escala.

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El continente sudamericano, compuesto por una gran masa terrestre atrevasada por el ecuador, presenta una enorme variación en las condiciones climáticas de superficie ya que contiene climas típicos de desierto (Atacama) hasta selváticos por poseer una de las mayores selvas tropicales del planeta, el Amazonas. El clima de verano presenta las características típicas de un sistema monzónico, conocido como Sistema Monzónico de Sudamérica (SAMS, por sus iniciales en inglés).

Los niveles superiores del SAMS están caracterizados por una alta presión centrada en el altiplano Boliviano (Alta Boliviana) y una baja sobre el noreste de Brasil. En los niveles bajos los vientos alisios advectan humedad desde el Océano Atlántico. La existencia de la cordillera de los Andes hace que estos vientos sean canalizados hacia el Sur, donde se ubica la baja del Chaco, en forma de corriente en chorro de baja altura (low level jet en inglés, LLJ). Otro componente de este sistema es la zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ), caracterizada por una alta frecuencia de nubes y precipitación que se extiende desde el Sudeste del Amazonas hacia el sudeste de Brasil y las cercanías del Océano Atlántico. Un resumen de estos fenómenos se presenta en la figura 1. Una descripción de la evolución temporal de este sistema y de la variabilidad en las diferentes escalas (desde el ciclo diario hasta las escalas interdecadales) pueden encontrarse en Nogues-Peagle et al 2002.

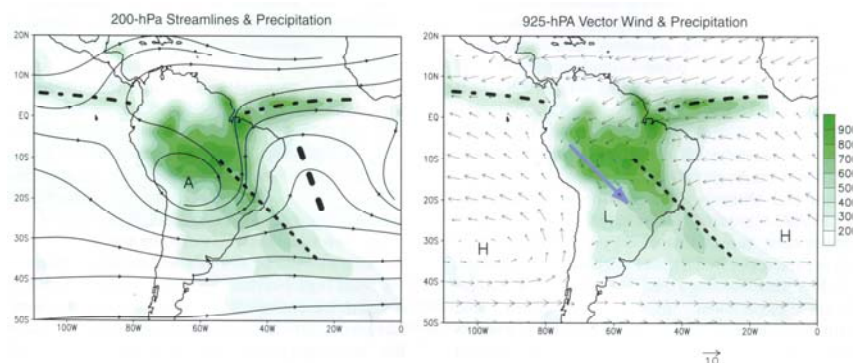


Figura 1: Esquema de los fenómenos climáticos que participan en el Sistema Monzónico Sudamericano: posición de la alta Boliviana (A), centros de alta presión (H), Baja del Chaco (L), low level jet (vector grueso en el panel de la derecha), Zona de convergencia del Atlántico Sur (línea punteada), zonas de convergencia intertropical (línea punto raya sobre el ecuador), y la vaguada del Nordeste ("Nordeste Trough" línea gruesa cortada en el panel izquierdo). Viento medio de Diciembre – Febrero (1979-1995) en 200hPa (líneas de corriente, a la izquierda) y en 925hPa (vectores de viento, a la derecha). Estimación satelital y datos observacionales de precipitación para el mismo período (sombras). Los datos de circulación son tomados del NCEP/NCAR Reanalysis archive. Figura extraída de Nogues – Peagle et al 2002.

El SAMS y los diferentes fenómenos que lo componen, han sido temas centrales de investigación en la comunidad científica en el mundo durante las últimas décadas. Nogues-Peagle et al 2002, hace una revisión de los trabajos más relevantes en esta dirección. Describe los avances significativos que han tenido lugar hacia un mejor entendimiento del clima monzónico y la predicción de sus anomalías. En particular, la disponibilidad de observaciones de campo asimiladas generada por el reanálisis y otros centros climáticos han sido de gran importancia para este avance. En este artículo puede encontrarse además una breve descripción de los diferentes programas internacionales que han sido clave para el avance del conocimiento en este sentido.

El monzón puede ser considerado como una consecuencia entre los contrastes de calor sensible entre tierra y océano. Lenters y Cook 1995, estudiaron mediante simulaciones con modelos de circulación general de la atmósfera (MCGA) las consecuencias que los contrastes tierra-mar en ausencia de topografía y de gradientes longitudinales de temperatura del mar en superficie (SST) en los océanos circundantes (continentalidad) tienen sobre los máximos de precipitación en Sudamérica; mostrando que la misma (en conjunto con la topografía) es responsable de la existencia de estos máximos de precipitación en algunas regiones de este continente. La modelación numérica sugiere además que los gradientes de precipitación que existen entre Oeste y Este tanto en Sudamérica como en África son consecuencia de la presencia de los continentes sobre los trópicos, que podrán estar dominados por diferentes procesos según las condiciones locales (Kerry Cook, 1994).

Diversos estudios vinculan el SAMS con la humedad del suelo y la temperatura de superficie del mar, que son la fuente más importante de predictabilidad de la atmósfera en escalas intraestacional a interestacional. El trabajo de Lenters y Cook 1995, muestra que las SST y las condiciones de la superficie terrestre (en especial la humedad del suelo) influyen en la magnitud y ubicación de los máximos de precipitación (especialmente en el Amazonas y en la SACZ). Fu et al 2001 utiliza un MCGA para analizar el impacto de las SST sobre el Pacífico y el Atlántico en el momento e intensidad de desarrollo de la estación húmeda sobre la zona tropical en Sudamérica. Este trabajo concuerda con los resultados de Lenters y Cook 1995 en el Oeste del Amazonas, el Amazonas completo durante

los solsticios y en las zonas subtropicales de América del Sur, pero no en el Este del Amazonas y durante los equinoccios donde la precipitación parece estar asociada tanto al calentamiento del continente como a las variaciones estacionales de las SST en los océanos adyacentes. Chou et al 2001 utiliza un modelo atmosférico de complejidad media para investigar los procesos involucrados en un monzón idealizado, mostrando que el transporte oceánico tiene un impacto sustancial en la convección sobre el continente. La circulación monzónica produce transporte de humedad desde el océano favoreciendo la convección sobre la parte Este del continente mientras que la parte Oeste tiende a permanecer como una región seca con características propias. Grimm et al 2007, analiza con un modelo regional (MR) la relación que existe entre la humedad en el continente durante la primavera con el desarrollo de la estación lluviosa del SAMS, analizando la sensibilidad a forzantes de superficie locales (humedad del suelo) y remotos (SST), para una región ubicada en el centro Este de Brasil. En este trabajo se observa una anomalía de signo contrario entre la primavera y el verano (más significativa en los años con episodios El Niño – La Niña), basada en los cambios de circulación, y como consecuencia en la convergencia de humedad, generados a partir de la topografía y las anomalías en la humedad del suelo.

La condición en la humedad del suelo afecta directamente los flujos de calor en superficie y por tanto las condiciones termodinámicas de la capa límite planetaria (CLP). El trabajo de Betts et al 1996, por ejemplo, hace una revisión, desde la perspectiva observacional y modelística, del rol central de la capa límite planetaria en la interacción entre la tierra y la atmósfera, a través de su espesor y propiedades termodinámicas intensivas. Betts y Vierbo 2005 encuentran que el ciclo anual sugiere que la cubierta de nubes en capas bajas, la radiación de onda larga neta, la humedad relativa en superficie y en capas bajas están fuertemente ligados a la humedad del suelo, mientras que las nubes en niveles más altos y la precipitación están más ligados a la dinámica del movimiento de gran escala dado por la convergencia de humedad y al movimiento ascendente. Mediante una serie de estudios con CRM (cloud resolving model), Derbyshire et al 2004, Kuang y Bretherton 2006 y Chaboureau et al 2004 analizaron cómo el desarrollo de la convección profunda está fuertemente asociado al contenido de humedad en la tropósfera. En particular Derbyshire et al 2004 documentó la sensibilidad

del desarrollo de la convección a una amplia gama de humedades relativas del ambiente. Sus resultados mostraron que un ambiente seco es desfavorable para la convección profunda ya que el arrastre lateral de aire seco del ambiente produce un mayor enfriamiento por evaporación y flotabilidad negativa. Chien-Ming-Mu et al 2008 señala la importancia de la flotación de las nubes para que la convección profunda tenga lugar.

La sensibilidad del clima regional a variaciones en la humedad del suelo involucra una serie de procesos físicos con escalas que van desde aquellas típicas de los vórtices turbulentos en la CLP hasta escalas planetarias. Ningún modelo numérico resuelve explícitamente tan amplio espectro de escalas espaciales. En particular, la habilidad que tiene las condiciones locales del suelo en afectar el estado de la atmósfera en los MCGA es el resultado de la compleja interacción entre numerosos procesos físicos que tienen lugar en la capa límite planetaria y que se encuentran parametrizados en los modelos. Como resultado, el acoplamiento tierra-atmósfera presenta claras diferencias de modelo en modelo, afectando la interpretación de los resultados a la hora de estudiar el impacto de cambios en las condiciones de la CLP o de factores que afecten a los procesos que se desarrollan en ella, por ejemplo en la humedad del suelo (impactos del uso del suelo, la precipitación, penetración del monzón en Sudamérica, etc.).

Una de las características dominantes de los sistemas convectivos de verano sobre el continente es el fuerte forzamiento que el ciclo diario tiene sobre el mismo. Sin embargo, modelar dicho ciclo diario es difícil debido a la compleja interacción de los procesos físicos que existen en la naturaleza y que contribuyen a su determinación. En general los modelos de gran escala tienen problemas en representar la fase del ciclo diario (Chien-Ming-Mu et al 2008). Krishnamurti et al 2006 estudia la amplitud y fase del ciclo diario de precipitación utilizando diferentes versiones de un mismo modelo con diferencias en la parametrización de la transferencia radiante de nubes, mostrando que en todos los casos se encuentran diferencias en fase y amplitud al comparar con las observaciones. Estas diferencias pueden ser reducidas con métodos estadísticos a partir de las diferentes simulaciones. Collini et al 2008 muestra dificultades en el MR de NCEP (National Centers for Environmental Prediction) en simular la hora del máximo de precipitación sobre una región en el centro de Brasil, Betts y

Jacob 2002 encontraron que el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sobre Rondonia - Brasil produce precipitaciones muy tempranas en el día que se asigna a una representación inapropiada del desarrollo de las nubes bajas. Ambos trabajos muestran que la media diaria modelada es correcta si se compara con las observaciones. Bechtold et al 2004, investiga el efecto de la parametrización de la convección en el ciclo diario de precipitación, utilizando diferentes esquemas del flujo de masa en los cúmulos, con el propósito de mejorar la rápida respuesta, que se observa habitualmente en los modelos de circulación general, de la convección al ciclo diario de los flujos en superficie. El acople de un esquema mejorado de la convección (con un mejor ajuste en el “disparador” de la misma) a un modelo de circulación general (ECMWF) muestra que si bien la hora se retrasa con este nuevo esquema, el mismo sigue teniendo lugar horas antes que los máximos observados.

El estudio del impacto de la humedad del suelo sobre la atmósfera y en particular sobre precipitación ha tenido un gran avance en las últimas décadas, particularmente la utilización de la simulación numérica para este fin. Sin embargo, debido a las incertidumbres descritas en los párrafos anteriores, aspectos esenciales de estos impactos siguen aún en discusión. Diversos estudios muestran que la intensidad del acople entre el suelo y la atmósfera varía espacialmente siendo dominante en regiones específicas (Koster et al 2004, Dirmeyer et al 2006, Guo et al 2006). Guo et al 2006 y Koster et al 2006, utilizan un *ensemble* de 12 modelos diferentes de circulación general de la atmósfera para evaluar el acoplamiento tierra-atmósfera en el planeta y el grado en que las anomalías en el estado de la superficie terrestre (por ejemplo, humedad del suelo) afectan a la precipitación y a otros procesos atmosféricos durante el verano Boreal. En este estudio se muestra que para obtener impactos significativos es necesario un robusto acoplamiento entre los flujos en superficie y la humedad del suelo así como entre éstos y la precipitación (dado por medio de la convección). El impacto en la evaporación total es más sensible al estado del suelo en los casos de suelos más secos que en los moderadamente húmedos a húmedos, resultado consistente con Dirmeyer et al 2000 y Collini et al 2008. Se encuentra además que el impacto de la humedad del suelo en la precipitación varía ampliamente de modelo en modelo. Dirmeyer et al 2006 hace una evaluación del estudio de Guo et al 2006 con datos observados (en algunas

regiones con disponibilidad de los mismos), mostrando algunas discrepancias con los modelos en las relaciones que existen entre la humedad del suelo y los flujos en superficie, revelando problemas en los esquemas de parametrización del suelo que tienen hoy los MCGA y en particular en el acople tierra-atmósfera.

Xue et al 2006 estudia el rol de la vegetación en la estructura y evolución del sistema monzónico en Sudamérica con énfasis en la precipitación. Usa el MCGA de NCEP con dos esquemas diferentes para modelar la vegetación (representación explícita y prescripta de los procesos vinculados a la vegetación para el cálculo de los flujos en superficie). En el verano austral, ambos modelos presentan medias mensuales de precipitación similares en escala planetaria mientras que en las escalas continental y sinóptica, el modelo con representación explícita produce una mejora en la simulación del monzón sudamericano. La principal diferencia surge de la partición entre los flujos de calor sensible y latente en los dos modelos. La mayor diferencia en la humedad atmosférica sobre el continente entre los dos modelos está dada por la evaporación.

Uno de los mayores cambios que ha sufrido el continente sudamericano en cuando a las modificaciones en la humedad del suelo se debe a los grandes cambios en el uso del suelo que se viene experimentando en la región amazónica y que tiene consecuencias en la cobertura vegetal del mismo (Silva Correia et al 2006). El Amazonas es considerado una importante fuente de humedad para el Sudeste de Sudamérica. Abarca una extensa área y está posicionada en los trópicos donde los intercambios de energía entre la superficie continental y la atmósfera son muy intensos. El transporte de humedad desde y hacia la cuenca Amazónica ha sido estudiado desde la década del '90 mediante la utilización de la modelación numérica, así como de una serie de datos observados gracias a la campaña de campo LBA (The Large-Scale Biosphere - Atmosphere Experiment in Amazonia, <http://daac.ornl.gov/LBA/lba.html>). Seth y Rojas 2003, muestra que para examinar los impactos de la deforestación se necesita un modelo que permita analizar adecuadamente la interacción con los sistemas de gran escala y con resolución suficiente para capturar los efectos regionales provocados por los Andes. Marengo 2006, hace una revisión de los trabajos más relevantes desde la década del '70 sobre el ciclo hidrológico en esta región. Recoge la existencia de distintos cambios en términos del balance de agua que dependen de la región

Amazónica que se considere. Muestra la existencia de tendencias de largo plazo significativas estadísticamente en una y otra dirección, dependiendo de la zona de la cuenca amazónica que se estudie. En algunos casos estas tendencias parecen estar más asociadas a fenómenos naturales que a impactos producidos por la deforestación, resultado compatible con Chang Chen et al 2001 quien muestra que contrariamente a lo esperado en los estudios de deforestación, las observaciones muestran una tendencia creciente en la precipitación en el Amazonas asociada a la variación interdecadal de la circulación divergente de escala global. Estudios con MCGA sugieren posibles cambios en el clima regional bajo escenarios de deforestación en la cuenca Amazónica. Varios de ellos muestran una significativa reducción de la precipitación y la evaporación; también se encuentra reducción en la convergencia de humedad aunque no hay un acuerdo general del signo de este cambio (Hahmann y Dickinson 1997, Zeng y Neeling 1999, Sampaio et al 2006, Silva Correia et al 2006).

Los cambios en la precipitación debido a cambios en la humedad del suelo no dependen exclusivamente de los flujos en superficie (y la complejidad y diferencias en la representación de éstos). La precipitación convectiva depende de la energía estática húmeda de la CLP (Xue et al 2006) que además de vincularse con los flujos en superficie depende del efecto de dilución con la atmósfera libre. Este efecto tiene lugar a través de una serie de procesos físicos: 1) el arrastre de aire de la atmósfera libre a la CLP que tiene lugar al tope de la misma, 2) el transporte vertical de humedad asociado al ciclo diario de la CLP que de hecho ventila las capas bajas de la atmósfera, 3) el transporte de humedad debido a la convección somera no precipitante, 4) el efecto en la CLP de las corrientes convectivas descendientes asociadas a la precipitación. No es posible evaluar la sensibilidad de estos mecanismos mediante consideraciones teóricas o modelos simplificados.

Dada una región continental, se puede entonces plantear la pregunta, ¿cuál es la sensibilidad de la precipitación convectiva a variaciones de la humedad del suelo y mediante qué procesos físicos se establece dicha sensibilidad?. Los párrafos descriptos antes muestran que un mejor entendimiento de los procesos involucrados aquí puede resultar en la mejora de las parametrizaciones de capa límite y en la evaluación y predicción de cambios en el clima regional debido a

forzamientos locales. En este trabajo se busca dar respuesta a esta pregunta, utilizando el MCGA desarrollado en la Universidad de California, Los Ángeles (UCLA). El capítulo 2 refiere a una breve descripción del modelo mientras que el 3 muestra el desempeño del mismo en la representación de algunos aspectos fundamentales del clima sudamericano de verano y, en particular, del ciclo diario del mismo en condiciones de verano perpetuo. En base a los resultados aquí encontrados se elige una región ubicada en el Oeste y Centro de la cuenca Amazónica para los estudios de sensibilidad del suelo. En el capítulo 4 se estudian los cambios en la humedad del suelo en términos de medias diarias en esta región, se analizan los balances de agua y energía y la respuesta de la convección profunda, determinándose el rango de mayor sensibilidad del modelo en este sentido. En el capítulo 5 se estudia el ciclo diario, los cambios que sufre frente a variaciones de la humedad del suelo y su relación con los resultados del capítulo anterior. Finalmente, en el capítulo 6 se presenta un resumen de los resultados más relevantes y las conclusiones.

2. MODELO DE CIRCULACION GENERAL DE LA ATMOSFERA

En el presente estudio, todas las simulaciones fueron realizadas con la versión 6.95 del MCGA de la Universidad de California, Los Ángeles (UCLA). Una descripción más detallada del modelo que la expuesta en este capítulo puede encontrarse en Arakawa 2000, Mechoso et al 2000 u online <http://atmos.ucla.edu>

2.1 Hidrodinámica

Las variables pronósticas del modelo son: velocidad horizontal, temperatura potencial, temperatura y presión en superficie, espesor de la Capa Límite Planetaria (CLP), espesor de la nieve sobre la tierra, relación de mezcla del vapor de agua, del agua líquida y del hielo en las nubes.

La representación horizontal del modelo está basado en un esquema de diferencia finitas organizadas en una grilla de cálculo tipo C en latitud-longitud (Arakawa y Lamb 1977) de 4x5 grados de resolución, que cubre toda la superficie terrestre. La misma está basada en una versión del esquema de Arakawa y Lamb 1981 modificado para ser de cuarto orden de aproximación, que conserva la enstrofía potencial y la energía al ser aplicado a las ecuaciones para aguas someras (Takano y Wurtele 1982). Los esquemas de discretización para la temperatura potencial y para el vapor de agua son también de cuarto orden de aproximación; y la diferenciación de la ecuación de continuidad así como la del gradiente de presiones son de segundo orden.

La representación vertical consta de 16 niveles, basadas en coordenadas sigma (σ levels, Suarez et al 1983), que van desde la superficie terrestre hasta el tope de la estratosfera a 1mb de altura. En este modelo, la capa más baja se corresponde con la CLP. El modelo trabaja en una grilla de Lorentz (Arakawa 2000) en esta dirección y el esquema en diferencias finitas es de segundo orden de aproximación siguiendo los esquemas de Arakawa y Lamb 1977 por encima de los 100mb de altura y de Arakawa y Suarez 1983 por debajo de este nivel.

Para la integración temporal se utiliza un esquema de discretización leapfrog con un paso Matsuno (Euler hacia atrás) insertado periódicamente.

2.2 Características del suelo

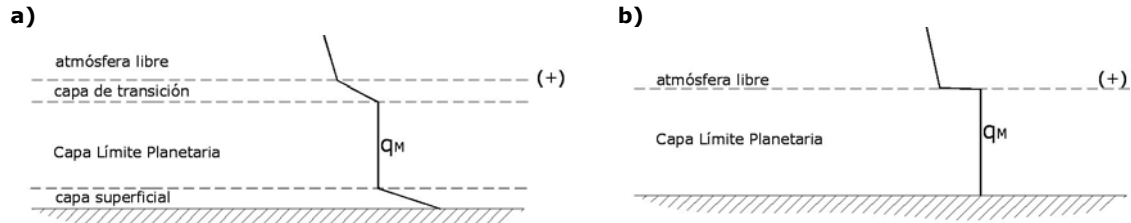
La rugosidad del suelo es constante tanto en el océano como en las zonas de hielo mientras que en el resto de la superficie terrestre varía mensualmente de acuerdo a 12 clases diferentes de vegetación (Dorman y Sellers 1989), con valores diarios determinados mediante interpolación. El albedo tiene valores mensuales prescritos según el tipo de vegetación y sus valores diarios se obtienen también por interpolación.

La absorción de la energía solar por el suelo se determina a partir de su albedo y la emisión de onda larga a partir de la ecuación de Planck con un valor prescrito de la emisividad en el suelo de uno (cuerpo negro). La temperatura del suelo se calcula con un balance energético en el suelo asignándole al mismo un calor específico determinado.

La humedad del suelo se expresa mediante un parámetro que denominaremos GW (por sus siglas en inglés, *groundwetness*). El mismo determina el cociente entre la evaporación real y la potencial. El valor del GW está prescrito mensualmente en el modelo según la climatología de Mintz y Serafini (1981), no se hace un balance de agua en el suelo. Por este motivo la precipitación no influye sobre la humedad del suelo, sin embargo el GW afecta directamente a los flujos en superficie; en especial a la evaporación.

2.3 Capa límite planetaria

La CLP coincide con la capa más baja del modelo y se esquematiza como una capa bien mezclada (las variables conservativas son constantes en toda la capa), con un tope bien definido y donde la transición hacia la atmósfera libre tiene lugar en forma abrupta, en una capa de espesor muy fino (figura 2.3.1). Los procesos allí son parametrizados siguiendo el esquema de Suarez et al 1983.



El espesor de la CLP, variable en el tiempo y el espacio, se determina en forma pronóstica como función de la convergencia horizontal de masa, del arrastre turbulento desde la capa superior (E_B) y el flujo de masa hacia los cúmulos al tope de la misma (M_B) (ver figura 2.3.2 y eq 2.3.1).

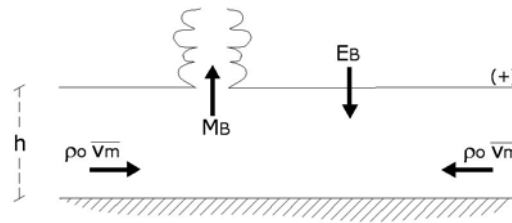


Figura 2.3.2: Términos que participan en la determinación del espesor de la CLP en la eq 2.3.1

$$\rho_o \frac{\partial h}{\partial t} = -M_B + E_B - \rho_o \nabla \cdot (h \overline{v_M}) \quad (\text{eq 2.3.1})$$

Donde :

ρ_o : es la densidad que se asume constante (aproximación de Boussinesq)

h : espesor de la capa límite

M_B : flujo de masa hacia los cúmulos

E_B : arrastre turbulento desde la capa superior

v_M : velocidad horizontal media

Para una variable arbitraria A , no necesariamente conservativa respecto a una parcela individual, y asumiendo que el aire que ingresa a la CLP lo hace con las propiedades de la atmósfera libre al tope de la CLP y que el que sale hacia las nubes lo hace con las propiedades de la capa bien mezclada ($+$ y M respectivamente, figuras 2.3.1b y 2.3.2), y despreciando el espesor de la capa de transición, se tiene para la variable A una ecuación de balance de la siguiente forma:

$$\rho_o \frac{\partial h A_M}{\partial t} = -M_B A_M + E_B A_+ - \rho_o \nabla \cdot (\overline{h v_M} A_M) - (R_A)_+ + (F_A + R_A)_S + S_A; \quad (\text{eq 2.3.2})$$

Donde F_A representa el flujo turbulento hacia arriba de la variable A , R_A es el flujo radiante neto hacia arriba de A y S_A representa las fuentes internas de A . El subíndice s representa a la superficie terrestre y el subíndice $+$ al tope de la CLP, tal como se mencionó en el párrafo anterior.

Es de destacar que las ecuaciones anteriores son válidas cuando la CLP se encuentra bien mezclada, es decir durante las horas de sol. Desde al atardecer y hasta la salida del sol, el enfriamiento del suelo hace que la misma se vuelva fina y estable.

Los flujos en superficie se calculan utilizando el método propuesto por Deardorff 1972, en donde se utilizan fórmulas similares a las usadas para la aerodinámica pero reemplazando los valores en la capa superficial por los valores medios de la CLP, con coeficientes de transferencia que dependen de la estabilidad atmosférica (dada por el número de Richardson) y de la altura de la CLP normalizada por la rugosidad (reemplazada por la altura de la capa superficial figura 2.3.1). Un esquema para el cálculo de estos flujos se presenta en Suarez et al 1983.

A modo de ejemplo se presenta en la ecuación 2.3.3 el cálculo para el flujo de calor latente, variable que será afectada más adelante para el estudio de sensibilidad propuesto (capítulos 4 y 5).

$$E = \rho_s u_* C_\theta GW (q_{SAT}(T_{SUELO}) - r_M); \quad (\text{eq 2.3.3})$$

Donde E es el flujo de calor latente, ρ_s la densidad del aire en superficie, u_* la velocidad de fricción, q_{SAT} la humedad de saturación, T_{SUELO} la temperatura del suelo r_M la relación de mezcla del contenido total de agua, C_θ es un coeficiente de transferencia extraído directamente de Deardorff 1972 y finalmente el GW es el factor de eficiencia de la evapotranspiración (evaporación real sobre potencial) y está representado por un coeficiente que representa la disponibilidad de agua en

la superficie y que es función del tipo de suelo y vegetación. Este último coeficiente es el que se verá afectado más adelante por el parámetro de control para evaluar la sensibilidad a la variación en la humedad del suelo y que se modifica exclusivamente en la ecuación 2.3.3 no afectando otras propiedades del suelo que pueden estar vinculadas a su humedad como por ejemplo la capacidad calórica.

2.1 Convección

La parametrización de la convección de nubes, incluyendo su interacción con la CLP sigue la versión pronóstica de Arakawa y Schubert 1974 (AS-74) presentado por Pan y Randall 1989. La formulación básica de cómo las nubes afectan al ambiente circundante puede verse en la figura 2.4.1

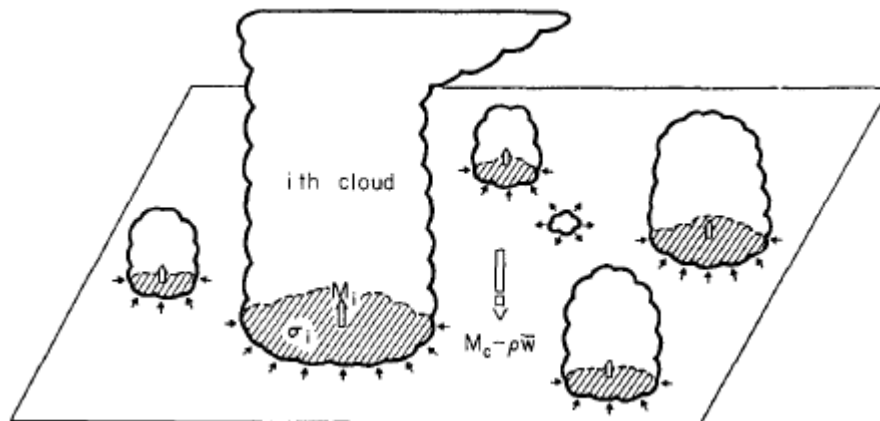


Figura 2.4.1: Esquema de nubes en una zona horizontal de gran escala, algunas de ellas están penetrando hacia la atmósfera libre (EB) y otras están se están disipando debido a la pérdida de condiciones de flotación (detrainment). Figura extraída de Arakawa y Shubert 1974.

En el esquema presentado por AS-74, la humedad y temperatura del ambiente encima de la CLP son afectados por la convección por medio de la subsidencia compensatoria inducida por las nubes que causa el calentamiento y secado del aire; y por el *detrainment* (disipación de la nube al tope de la misma debido a la pérdida de flotación) donde el agua líquida y vapor presente en el aire saturado de la nube se incorpora al ambiente, provocando el enfriamiento y humedecimiento de este último. En la CLP la convección no afecta directamente las propiedades intensivas (i.e. temperatura y humedad), pero sí su espesor tal cual fue visto al examinar el balance de masa de la CLP.

El modelo de nube consiste entonces en un conjunto de cúmulos que alcanzan diferentes alturas -tienen diferentes tasas de arrastre. La parametrización de la convección se completa al determinar el flujo vertical de masa para cada tipo de nube y surge de la hipótesis de cierre de cuasi-equilibrio, que en la implementación pronóstica no se exige en cada paso pero sí se tiende al mismo.

2.5 Radiación

La parametrización del calentamiento por radiación, tanto de onda larga como de onda corta, sigue el esquema presentado por Harshvardhan et al 1987 y 1989.

3. ANALISIS DEL CICLO DIARIO EN SIMULACIONES DEL CLIMA MONZONICO EN SUDAMERICA

Los MCGAs constituyen una herramienta central al entendimiento de las interacciones entre la atmósfera y el resto del sistema climático. Es común analizar las simulaciones de dichos modelos en sus medias mensuales. La correcta representación, al menos en términos estadísticos, de los fenómenos en escalas de tiempo más cortas (ciclo diario, escala sinóptica) es, sin embargo, una condición necesaria para la adecuada simulación del clima. En este capítulo se presenta un estudio de simulaciones con el MCGA - UCLA haciendo énfasis particular en el ciclo diario de diversos fenómenos de interés que se desarrollan durante el verano austral en América del Sur. A tales efectos se realizaron simulaciones en condiciones de verano perpetuo (15 de enero), para eliminar la variabilidad temporal -más allá del ciclo diario- en las condiciones impuestas al modelo. El objetivo específico es evaluar la simulación del clima de verano por el MCGA - UCLA.

Se realizaron dos simulaciones distintas 100 y 50 días. La simulación más larga apunta al análisis del ciclo diario de un amplio número de variables de interés previamente seleccionadas y se obtienen salidas de paso horario. La simulación de 50 días se realizó en condiciones diferentes a la anterior buscando eliminar el ciclo diario localmente para evaluar el impacto del mismo sobre los valores medios. En este caso, la condición de radiación solar incidente sobre Sudamérica se impuso constante en el tiempo (se mantuvo el ciclo diario del 15 de enero en el resto del planeta) de tal manera que en un período de 24hs la energía total incidente fuera la misma que en el caso anterior.

3.1 Simulación de campos medios

Se busca en esta sección representar el clima de verano simulado en Sudamérica. A tales efectos se representan los campos medios de algunas variables de interés, calculados como promedios de todas las salidas obtenidas por el modelo en la simulación de 100 días de verano perpetuo.

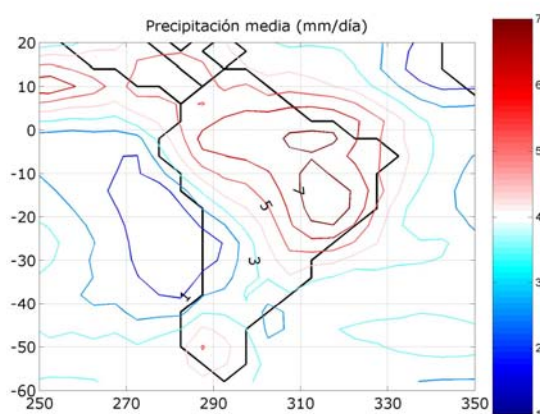


Figura 3.1.1: Campo medio simulado de verano de la precipitación. Contornos cada 1mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

La precipitación máxima diaria se encuentra en la región amazónica y del SAMS (con montos de mm semejantes a los observados (Nogues Peagle et al 2002; Von Randow et al 2004, Silva Correia et al 2006) y la precipitación mínima está situada sobre el desierto de Atacama como era de esperar (figura 3.1.1).

Los campos medios de radiación de onda larga emergente (RIE) y de la velocidad vertical en la tropósfera media (omega – derivada total de la presión- en 500 mb, ω_{500} , que representa movimiento ascendente cuando es menor que cero) son consistentes con este resultado. Debido a la facilidad de medición de RIE, ésta se suele tomar como proxy de precipitación (mínimo RIE, máxima precipitación). Los máximos de precipitación coinciden con los mínimos de RIE y de velocidad ascendente (ω_{500} negativa), lo que viene asociado a convergencia en capas bajas (figuras 3.1.1 y 3.1.2).

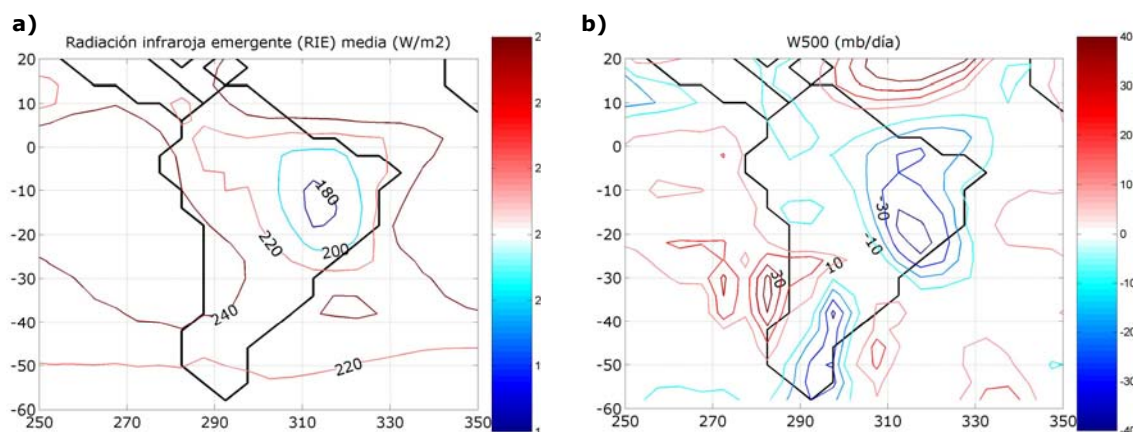


Figura 3.1.2: Campos medios simulados de verano (100 días) de a) radiación de onda larga emergente y b) velocidad vertical en la media tropósfera. Contornos cada 20 w/m² y 10mb/día respectivamente. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

Los campos medios de velocidad en 850 y 200mb muestran algunos de los fenómenos que componen el sistema monzónico en Sudamérica (Nogues Peagle et al 2002). El movimiento en 850mb muestra una buena representación de los anticiclones del Pacífico y el Atlántico, sin embargo, los resultados no muestran con claridad la baja presión que se encuentra situada sobre la región del Chaco

en Argentina (figura 3.1.3). Tampoco se verifica la presencia de la corriente en chorro en capas bajas (LLJ) sobre la ladera oriental de los Andes, el cual juega un rol primordial en el transporte de humedad desde el Amazonas a las llanuras subtropicales (Salio et al 2002). El LLJ es un fenómeno de mesoescala y no es sorprendente que no sea resuelto por el MCGA. La circulación en 200mb no muestra claramente la alta boliviana ubicada sobre la región del Altiplano y la vaguada ubicada al nordeste de Brasil se ve muy levemente (figura 3.1.3b).

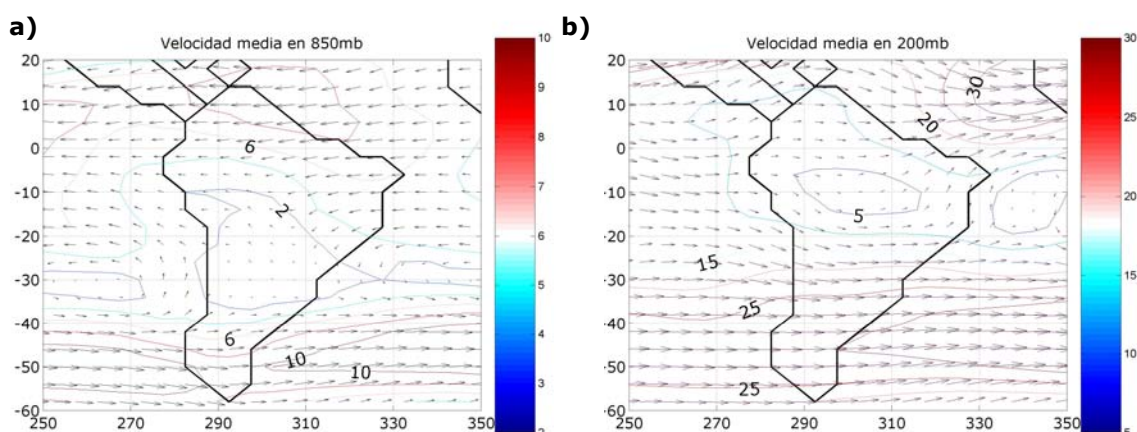


Figura 3.1.3: Campos medios simulados de verano (100 días) de: a) viento en 850mb y b) viento en 200mb. Contornos cada 2m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

En la figura 3.1.4 se presenta el campo medio del flujo de calor latente en superficie. Es notable observar como el máximo de evaporación se produce en las llanuras subtropicales y no en la selva Amazónica. El máximo coincide con una región que ha sufrido grandes cambios en el uso del suelo en las últimas décadas debido al avance de la frontera agrícola (Silva Correia et al 2006).

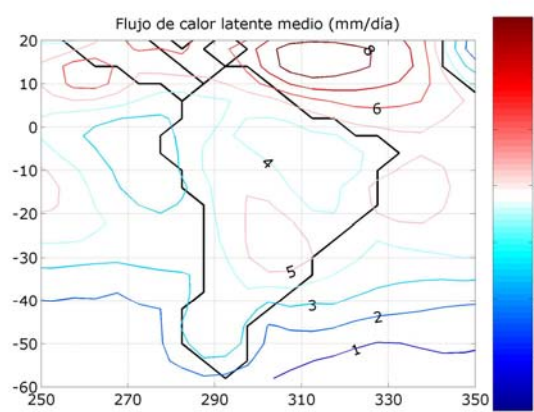


Figura 3.1.4: Campo medio simulado de verano del flujo de calor latente en superficie. Contornos cada 1mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

3.2 Ciclo diario

Muchos de los fenómenos físicos que juegan roles importantes en el clima de verano en Sudamérica presentan un marcado ciclo diario y se condicionan mutuamente entre sí. Por tal motivo, en esta sección se analiza el ciclo diario de las simulaciones con especial énfasis en la convección en el Amazonas, que es el elemento dominante del sistema monzónico en el continente y posee un evidente ciclo diario. Éste depende, como veremos, de una multitud de escalas, desde las turbulentas típicas de la capa límite planetaria a la gran escala. También se ha señalado en el pasado la importancia del ciclo diario en la convección en el Altiplano Boliviano, la cual también muestra variabilidad en diversas frecuencias (Garreaud 1999), y se cree está relacionada con la convección en la zona más subtropical del continente (Lenters y Cook 1999), en la SACZ. Convección en la SACZ, cuya intensidad está asociada (en forma inversa) a la precipitación más hacia el Sur sobre el territorio nacional (Díaz y Aceituno 2003).

3.2.1 Impacto del ciclo diario en los valores medios

Como primer ejercicio exploratorio para mostrar la importancia que una buena simulación del ciclo diario tiene aún para escalas más largas de tiempo, se diseñó un experimento en el que se anula el ciclo diario sobre Sudamérica (la insolación sobre cada punto del continente se especifica como constante, manteniendo la radiación solar acumulada en el día invariante). Para modificar lo menos posible la circulación de gran escala incidente sobre la región, se mantiene el ciclo diario (de 15 de enero perpetuo) en el resto del planeta al igual que las condiciones de borde. Las siguientes figuras muestran los campos medios para la simulación con ciclo diario (como los mostrados en la sección 3.1) menos los campos medios del nuevo experimento. La diferencia muestra el impacto o residuo que deja el ciclo diario en los campos medios al promediar en decenas de días.

Sin pretender examinar esta simulación en detalle, se hace notar el impacto que tiene el ciclo diario sobre el clima (por ejemplo precipitación y RIE) en ciertas regiones, en particular en el Altiplano y la SACZ. Estudios de modelación, con modelos muy simplificados (Figueroa et al 1995) han propuesto la hipótesis de que la existencia del pulso diario de divergencia causado por la convección en el

Amazonas es necesario para generar una SACZ con la intensidad observada. Este estudio concuerda con esa hipótesis, la precipitación sobre la SACZ se ve reducida en al menos un 30% (figuras 3.1.1 y 3.2.1 a). En el Altiplano, por otra parte, la precipitación aumenta notablemente (del orden de un 50%) sugiriendo la importancia del ciclo diario en dicha región. Estos resultados son indicativos de qué regiones pueden sufrir más las consecuencias de una pobre resolución del ciclo diario por parte del modelo, en lo que respecta al realismo del clima simulado en ellas.

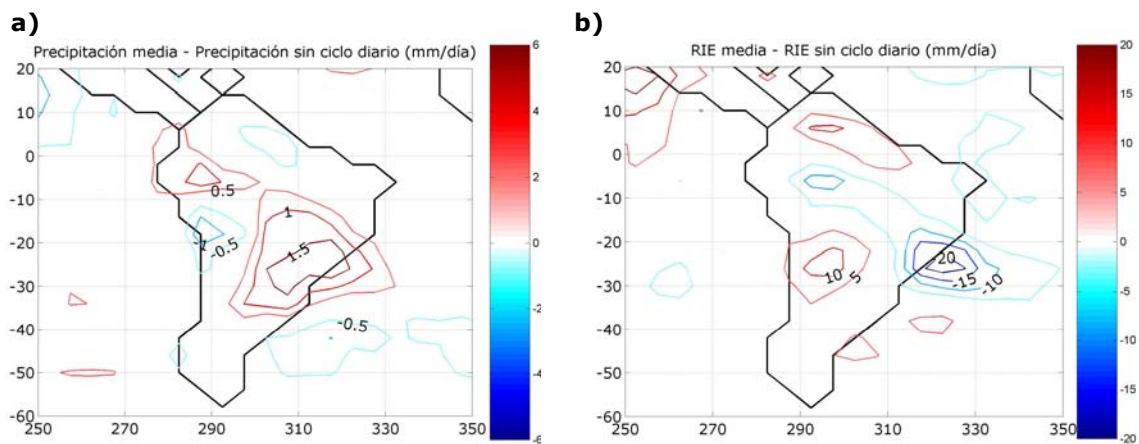


Figura 3.2.1: Diferencia de los campos medios simulados de verano (100 días) de: a) precipitación y b) radiación de onda larga emergente, con los respectivos campos en la simulación sin ciclo diario. Contornos cada 0.5 mm/día y 5 w/m² respectivamente. Simulación MCGA – UCLA 100 días y 50 días sin ciclo diario.

3.2.2 Análisis del ciclo diario en la región Amazónica

La figura 3.2.2 presenta el ciclo diario de la precipitación sobre Sudamérica. Se presenta cada 2 horas la precipitación acumulada durante una hora. Se puede observar que los máximos de precipitación sobre el Amazonas se presentan en el intervalo 12-18 hs (hora local, 16-20 hora GMT en la figura). La región ubicada sobre la costa del Atlántico precede en el máximo a la región central ubicada en el continente.

La figura 3.2.3 es análoga a la figura 3.2.2 pero construida para anomalías de RIE (campo de RIE - campo medio de RIE). Se pueden diferenciar nuevamente estas dos regiones en la región tropical de América del Sur. En la región ubicada sobre el Océano Atlántico se presenta el mínimo valor de RIE anómala horas después que ocurrió el valor máximo de la precipitación (sugiriendo la permanencia de nubes altas luego del máximo de convección y lluvia) mientras

que en la región amazónica central los mínimos de RIE anómala se dan con algunas horas de anticipación (se estudiará en detalle más adelante). En ambos casos se puede observar que los mínimos valores de RIE no se encuentran completamente en fase con los máximos de precipitación en estas escalas de tiempo. Vale notar que la equivalencia precipitación-RIE es usualmente usada para valores promediados durante al menos un día.

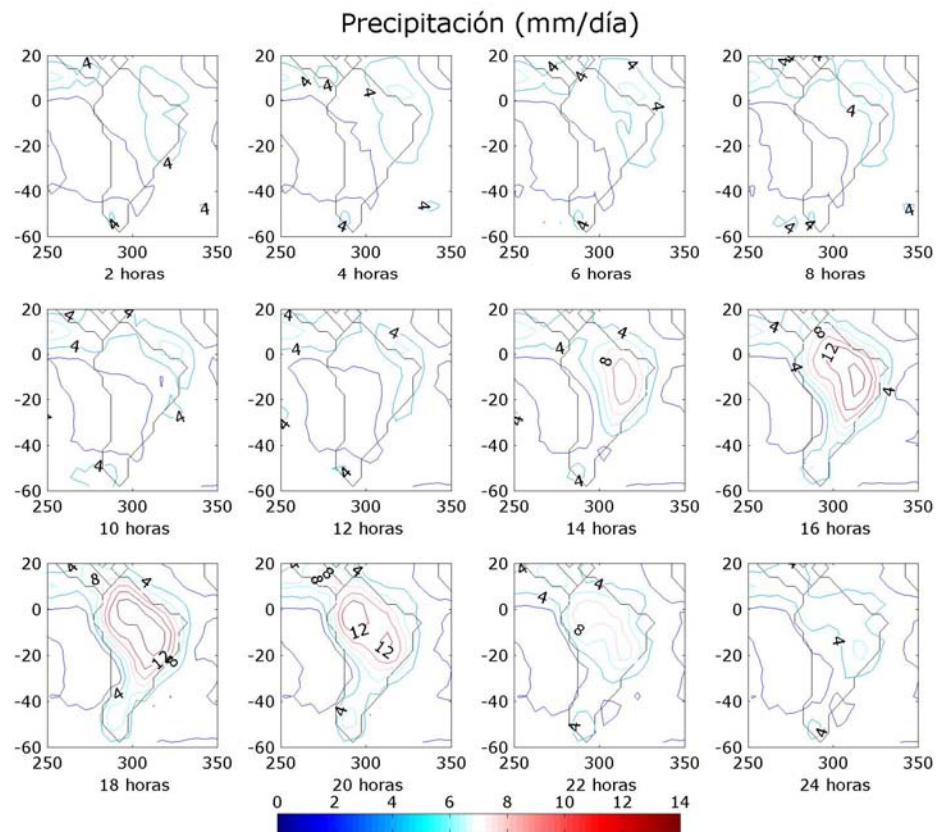


Figura 3.2.2: Campos simulados de precipitación de verano acumulada en 1hora presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 2 mm/día. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

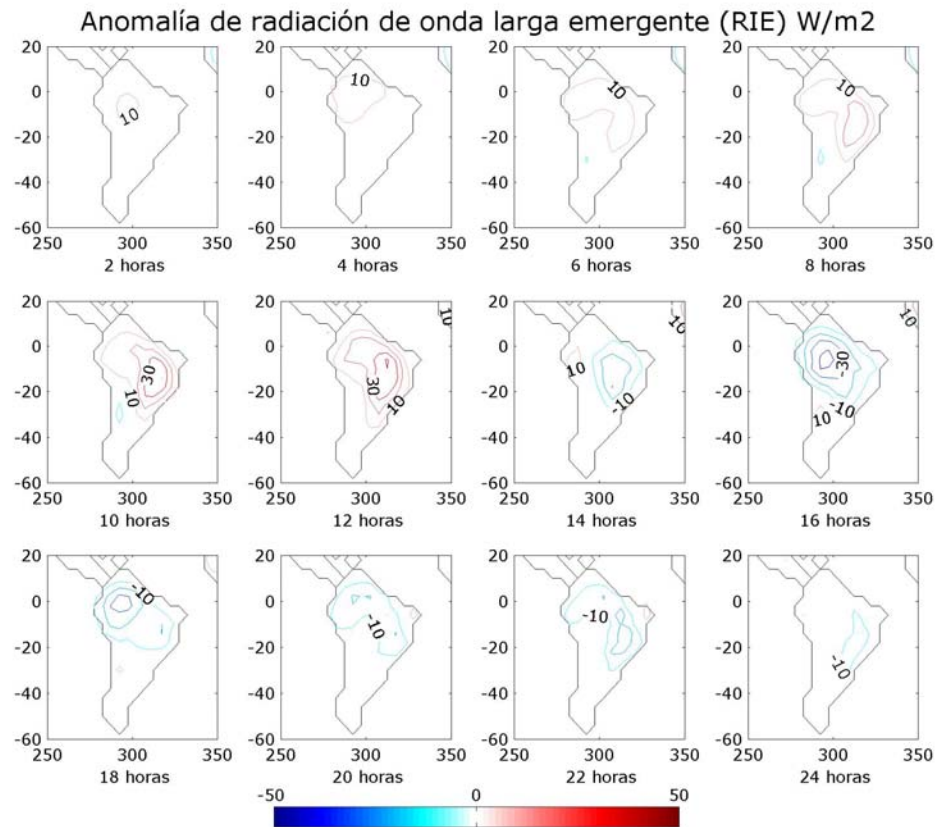


Figura 3.2.3: Campos simulados de anomalía de radiación de onda larga emergente de verano presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 w/m². Simulación MCGA – UCLA 100 días.

Para examinar más en detalle la fase relativa de cada variable en el ciclo diario, se construyen las siguientes gráficas: en cada punto de grilla se calcula la desviación estándar del ciclo diario de cada variable y la hora local en ese punto en que se produce el máximo (o mínimo) de la misma. En cada punto se dibuja una flecha indicando la amplitud del ciclo (normalizada con la media en algunos casos) y la fase del mismo según el reloj que se presenta en la figura 3.2.4.

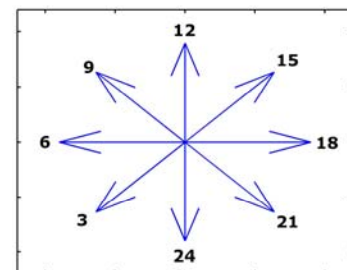


Figura 3.2.4: reloj utilizado para indicar fases de máximos y mínimos en los ciclos diarios de las diferentes variables de diferentes variables de interés.

A continuación se presenta la gráfica mencionada anteriormente para la precipitación (máximo, sin normalizar) y para la RIE (mínimo, normalizada). En ambos casos se señala la región amazónica central (RAC) mencionada anteriormente.

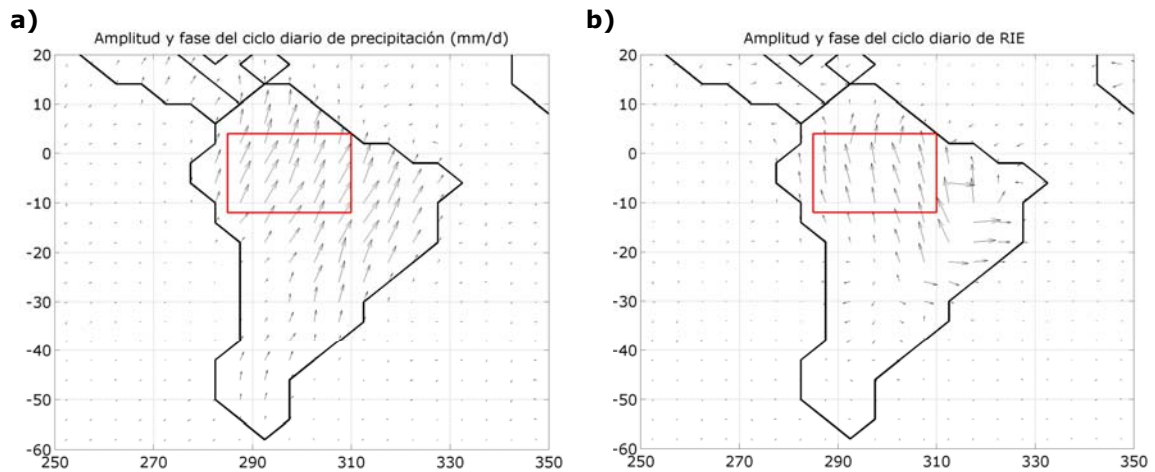


Figura 3.2.5: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máximo de la precipitación y b) mínimo de la radiación de onda larga emergente normalizada. El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

Observando conjuntamente las figuras 3.2.5 a y b se puede ver claramente que la RIE mínima y la precipitación no se encuentran en fase. En la RAC (indicada con un recuadro en las figuras), la RIE mínima antecede un par de horas a la precipitación máxima, mientras que la zona ubicada sobre la costa atlántica, la RIE mínima acontece 5 horas después aprox. de la precipitación máxima en ese lugar. Diferencias en el comportamiento climático de estas regiones (RAC – zona Este) han sido documentadas en trabajos previos Karry Cook 1994, Lenters y Cook 1995, Fu et al 2001 entre otros.

Examinemos ahora la circulación asociada al ciclo diario. La anomalía de circulación en 850mb muestra convergencia en la zona amazónica central entre las 2 y las 8 horas GMT (figura 3.2.6). En correspondencia con esto se observa divergencia en la anomalía de vientos en 200mb (figura 3.2.7) y movimiento ascendente máximo ($\omega_{500} < 0$, figuras 3.2.8 y 3.2.9) en la troposfera media en la misma región y durante el mismo período de tiempo. Entre las 10 y las 20 horas GMT se observa flujo divergente en 850mb, desplazándose desde la región amazónica ubicada sobre la costa hacia la zona central. Concordantemente, el flujo de 200mb muestra convergencia asociada a la divergencia en capas bajas y el movimiento vertical anómalo es descendente (ver figuras 3.2.8 y 3.2.9).

Este ciclo diario de la velocidad horizontal y vertical no se comporta de la manera esperada según el ciclo diario de precipitación analizado antes en la RAC. La convergencia en capas bajas y el movimiento ascendente son máximos durante la noche (local) y mínimo durante el período de precipitación máxima. La región Amazónica ubicada sobre la costa tiene un comportamiento más intuitivo, los máximos de velocidad ascendente están aproximadamente en fase con los máximos de precipitación.

Se analiza a continuación el campo de temperaturas virtuales en la tropósfera media buscando más elementos para interpretar este resultado contra intuitivo.

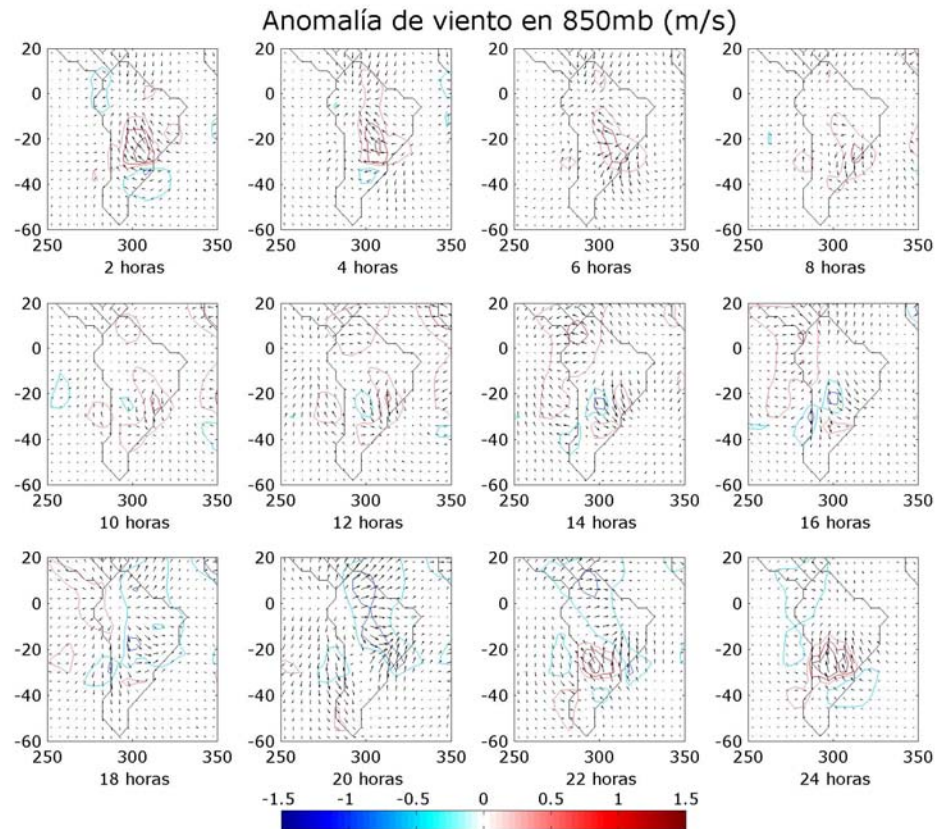


Figura 3.2.6: Campos simulados de anomalía de viento de verano en 850mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5 m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

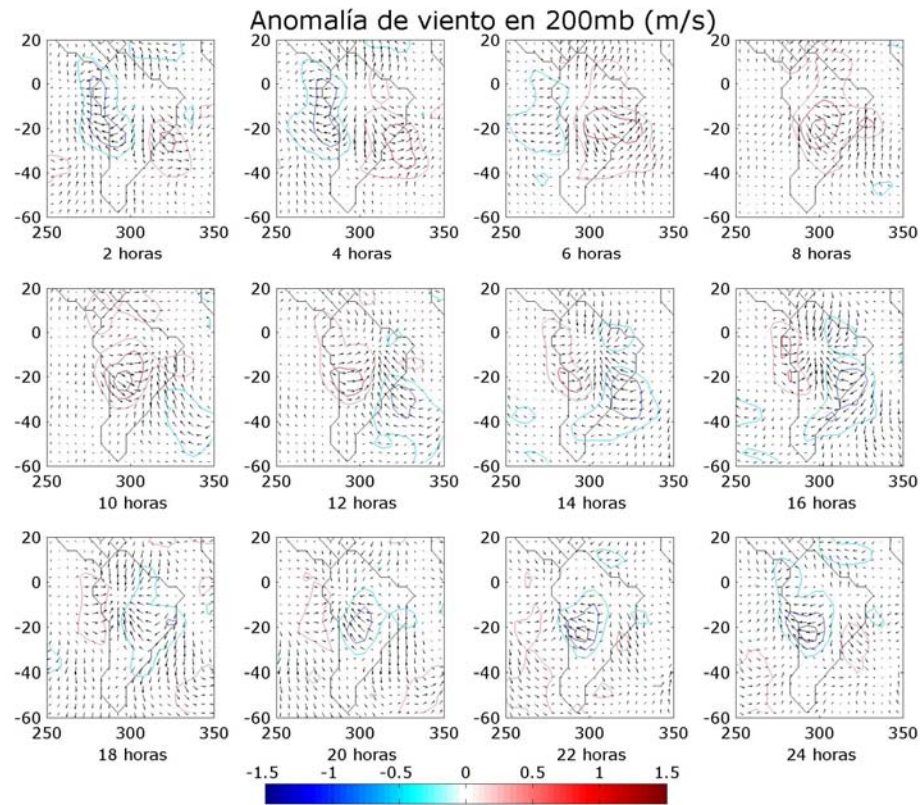


Figura 3.2.7: Campos simulados de anomalía de viento de verano en 200mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5m/s. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

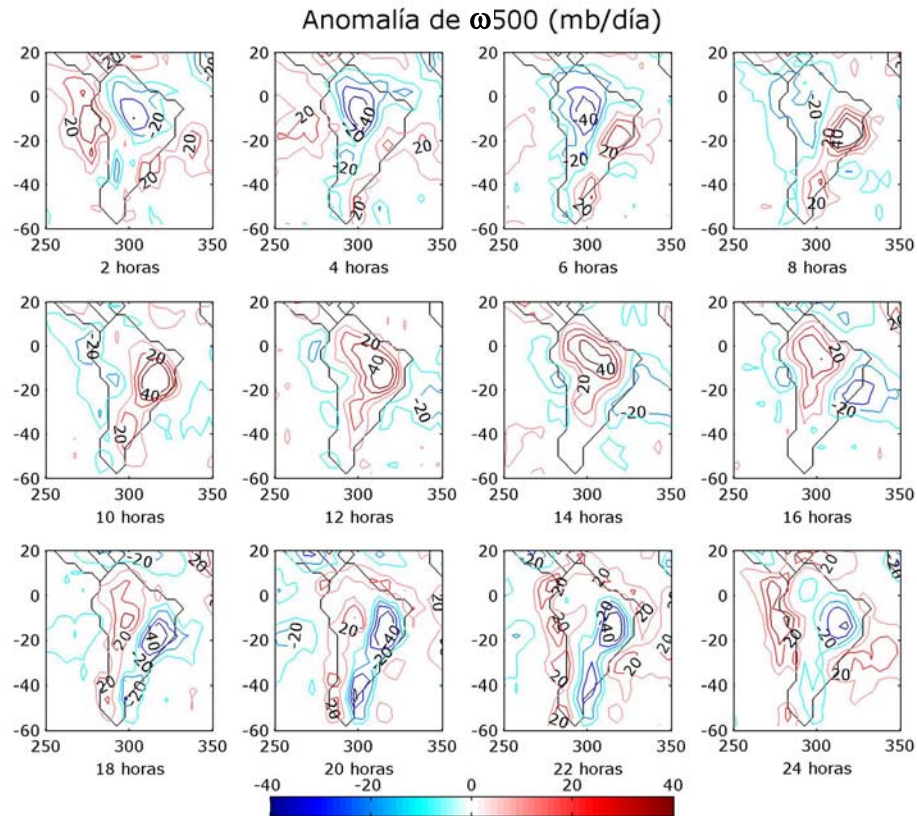


Figura 3.2.8: Campos simulados de anomalía de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días. Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 20 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días.

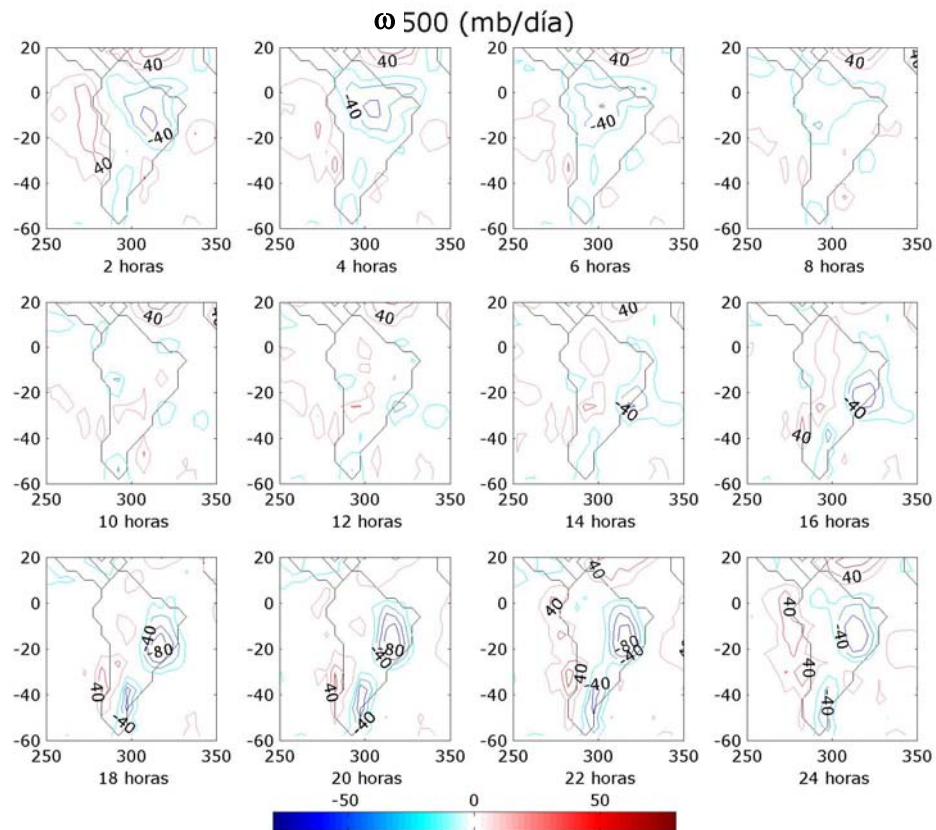


Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 10 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días. Figura 3.2.9: Campos simulados de omega de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 20 mb/día. ($\omega_{500} < 0$, movimiento ascendente). Simulación MCGA – UCLA 100 días.

El ciclo diario de la anomalía de temperatura virtual en 500mb muestra nuevamente una diferencia entre el comportamiento de la región tropical entre las zonas central y la costa atlántica (figura 3.2.10). En la RAC, los máximos de esta temperatura ocurren horas después de los máximos de precipitación en el lugar.

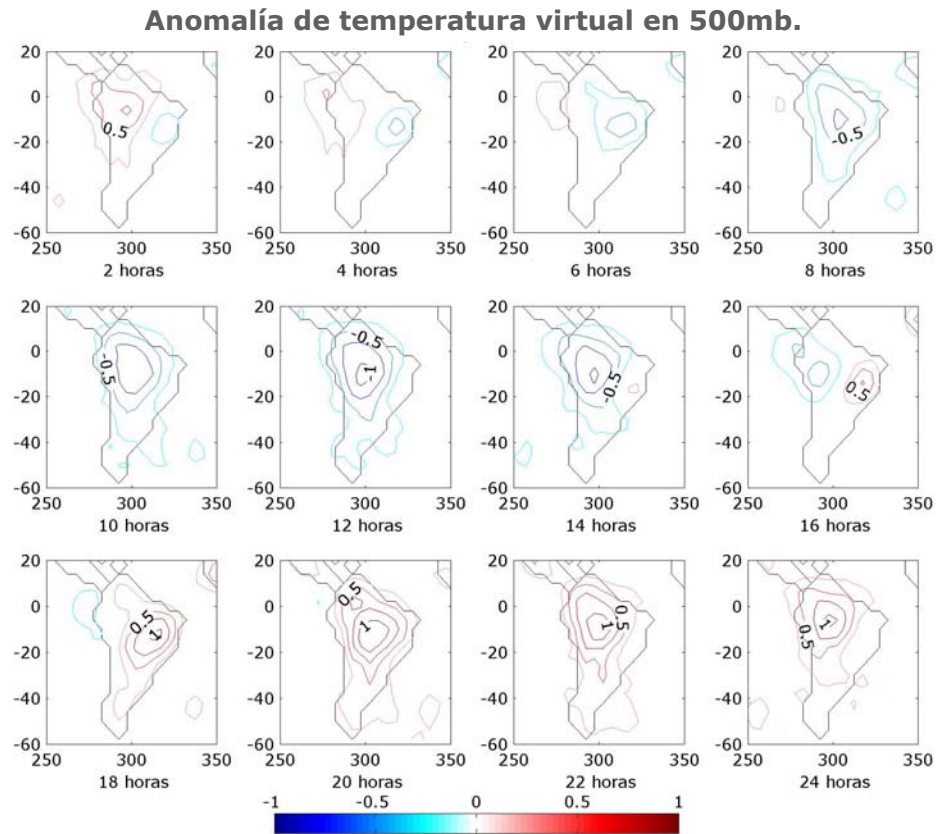


Figura 3.2.10: Campos simulados de anomalías de temperatura virtual de verano en 500mb de altura presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 0.5 K. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

A efectos de analizar estos comportamientos se construyen las gráficas de amplitud y fase del ciclo de omega mínima (velocidad vertical ascendente máxima) y temperatura virtual máxima en 500mb, y de la presión mínima en superficie y la altura geopotencial máxima a 200mb (zg200, una medida de la temperatura media debajo de dicho nivel). En todos los casos se señala la RAC. (Ver figuras 3.2.11 y 3.2.12).

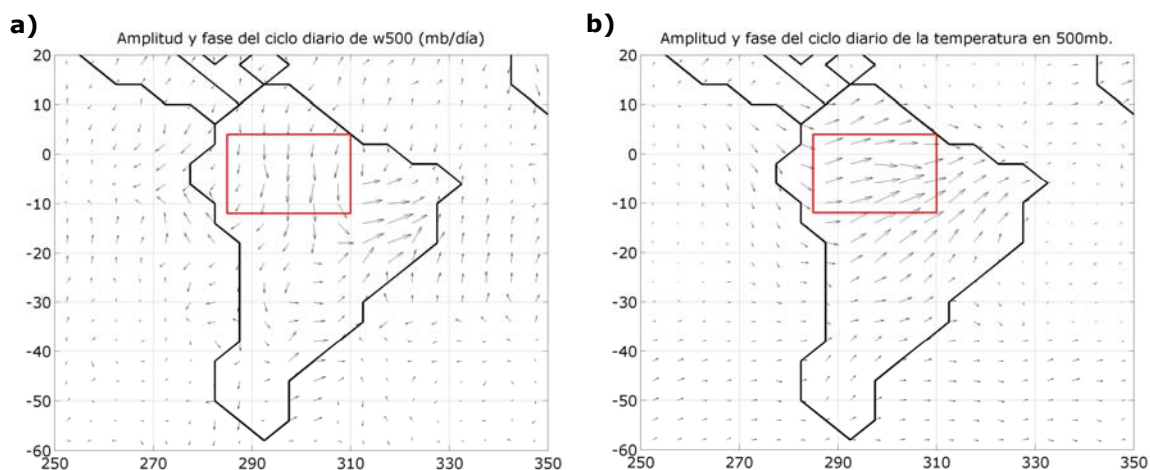


Figura 3.2.11: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máxima velocidad vertical ascendente (mínimo de 500) y b) máxima temperatura virtual en 500mb normalizada (b). El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

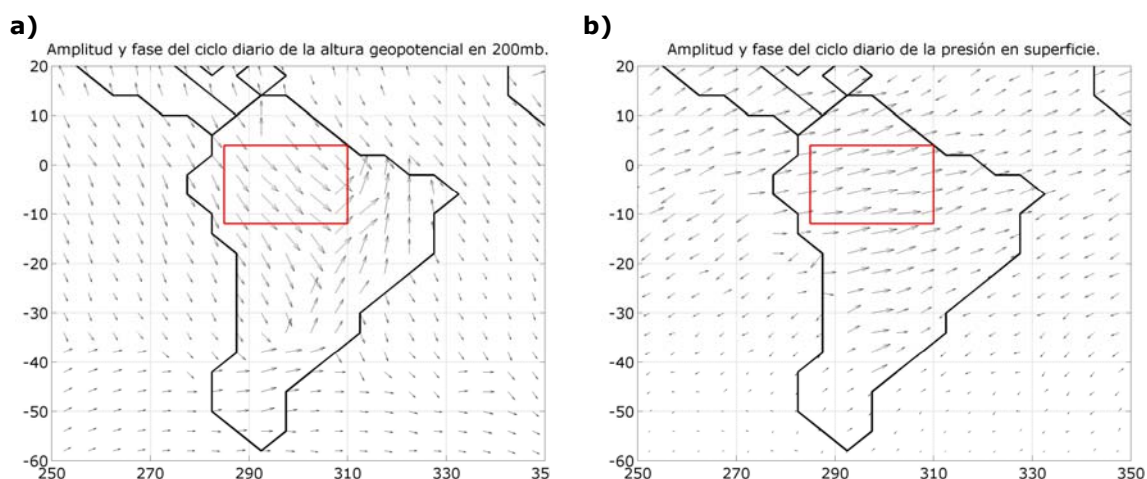


Figura 3.2.12: Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de: a) máxima altura geopotencial en 200mb normalizada y b) mínima presión en superficie normalizada (b). El recuadro rojo indica la Región Amazónica central. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

Se puede observar en todos los casos un comportamiento distinto en la RAC señala con el recuadro rojo, y donde el comportamiento es muy uniforme, respecto de otras zonas ubicadas en Sudamérica. La mínima velocidad vertical 500mb se presenta durante la media noche en toda esa zona lo que indica defasaje con el pico de precipitación. Estas dos variables, sin embargo, se encuentran prácticamente en fase en la zona amazónica ubicada sobre la costa atlántica tal como se había anticipado antes. La temperatura máxima en 500mb en la zona central se produce a las 18hs aprox., después de que se desarrolla la precipitación en el lugar. El pico de altura geopotencial a 200mb se da a las 21hs aprox., horas de después que la precipitación máxima tuvo lugar. La presión en superficie tiene su mínimo en el entorno de las 17hs en la RAC mientras que en la zona Amazónica costera se da con un par de horas de anticipación.

4. EFECTOS DE LA VARIACION DE LA HUMEDAD DEL SUELO

4.1 Selección de la región de estudio

La determinación de la región donde focalizar la investigación resulta de los resultados obtenidos en el capítulo 3. La región se encuentra ubicada en el centro del Amazonas (12°S - 4°N; 285° E - 310° E, ver figura 3.2.5, región referida como RAC en el capítulo anterior), y presenta un comportamiento uniforme e interesante, diferenciado de otras regiones ubicadas en América del Sur.

Por otra parte, el Amazonas es interesante en sí mismo ya que es una gran fuente de calor y vapor de agua para la atmósfera global. Debido a su ubicación en los trópicos los intercambios de energía entre la superficie continental y la atmósfera son muy intensos. Su ubicación tropical hace que la región juegue además un rol fundamental en el ciclo del carbono. En la actualidad, la Amazonia absorbe un alto porcentaje de las emisiones globales de dióxido de carbono de combustibles fósiles y de la acción antropogénica. Diversos estudios han demostrado que niveles crecientes del dióxido de carbono presente en la atmósfera puede contribuir a la reducción de la precipitación en esta región y a la aceleración del calentamiento global (Cox et al 2000 y 2004, Betts et al 2004). Cambios en este ecosistema pueden generar además impactos en la circulación atmosférica, en el transporte de humedad y en el ciclo hidrológico, no sólo en América del Sur sino también en otras partes del mundo (Dickinson y Henderson Sellers 1988; Hahmann y Dickinson 1997; Kleidon y Heimann 2000; Voldoire y Royer 2004; Silva Correia et al 2006).

Existe cierta deficiencia de los modelos de simulación de la atmósfera en pronosticar correctamente la precipitación en esta región (Marengo et al 2003, Koster et al 2004, Dickinson et al 2006, Guo et al 2006).

Además del interés que esta zona tiene en la comunidad científica, características particulares de la misma hacen que sea la región más adecuada en América del Sur para el análisis de la sensibilidad a cambios en la humedad del suelo que se

desea realizar; en particular por el acoplamiento que existe entre la misma y la precipitación (Koster et al 2004, Koster et al 2006, Guo et al 2006).

Para visualizar mejor el comportamiento del modelo en la región seleccionada, se promedia en los puntos ubicados en ella y se calcula el ciclo diario de algunas variables. Los resultados se presentan en la figura 4.1.1.

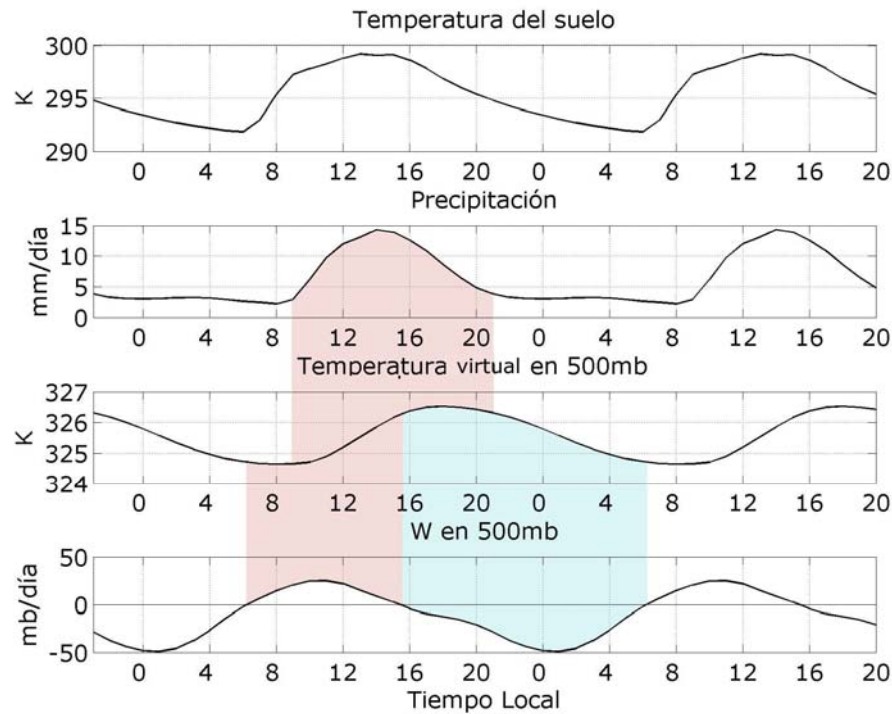


Figura 4.1.1: Ciclo diario medio (repetido dos veces para mejor visualización) dentro de la región de estudio de a) Temperatura del suelo, b) Precipitación, c) Temperatura virtual en 500mb y d) Movimiento vertical de gran escala en 500mb. Simulación MCGA – UCLA 100 días.

Los ciclos diarios de la temperatura del suelo y la precipitación muestran que las mismas se encuentran en fase, tal vez con una breve anteposición de la temperatura del suelo (figura 4.1.1). Esto indica el mecanismo dominante generador de la actividad convectiva que es la desestabilización por calentamiento de la superficie. Se puede ver que la convección en el modelo responde rápidamente tal como es de esperar en un MCGA (Bechtold et al 2004). (Se asume que la precipitación total es, en su mayoría, de tipo convectiva; resultado que se verifica más adelante). La precipitación máxima tiene lugar en el entorno de las 15hs, resultado compatible con observaciones (Bechtold et al 2004).

La temperatura virtual máxima en 500mb se encuentra desfasada del máximo de precipitación en aproximadamente un cuarto de ciclo diario (figura 4.1.1). El calentamiento en este nivel se da durante el período de precipitación y el máximo tiene lugar una vez terminado éste; esto indica que la convección es el mecanismo dominante de calentamiento (estabilización) en la troposfera. Por otro lado la desestabilización (mayor enfriamiento de la tropósfera) se da durante el período de mayor movimiento vertical ascendente.

Existe, por tanto un casi total desfasaje (aproximadamente 12 horas) entre el máximo de precipitación y la mínima velocidad vertical ascendente en 500mb. El paradigma de que el balance dominante en esta región convectiva es entre el enfriamiento adiabático por movimiento ascendente y calentamiento estabilizante por convección húmeda sigue siendo válido (es claro en los valores medios, ver figuras 3.1.1 y 3.1.2 b), pero dichos mecanismos se dan fuera de fase dentro del día. El movimiento ascendente anómalo (y por tanto la convergencia en capas bajas) no es simultáneo con la precipitación sino que se genera como reacción al máximo de temperatura en la troposfera media (T_{500}) y está por tanto desfasado un cuarto de día respecto a T_{500} . El máximo de esta temperatura es, a su vez, generado por el máximo en precipitación (y calor latente asociado) y por tanto se da un cuarto de fase después del máximo de la misma, resultando que la precipitación y el movimiento ascendente estén casi perfectamente en fase opuesta.

Estos resultados, presentados en los párrafos anteriores, señalan varias propiedades de la región elegida que la hacen ideal para los estudios de sensibilidad propuestos y que se resumen a continuación:

- Región amplia con un comportamiento uniforme, diferenciado en lo que respecta a las variables climáticas relevantes para este estudio respecto de otras regiones de América del Sur; que presenta además, gran interés en los procesos de la CLP y su comportamiento con la gran escala.
- Contrariamente a lo que ocurre en las zonas más costeras, el ciclo diario de la convección está fuertemente asociado a los procesos de superficie en el verano austral (Kerry Cook 1994; Fu et al 2001), y presumiblemente es

muy sensible a la humedad del suelo. El movimiento vertical de gran escala está en fase inversa, dentro del ciclo diario, con la precipitación, contrariamente a lo que se observa en escalas de tiempo mayores a un día.

- Los principales procesos, y en particular las características del ciclo diario se reproducen en forma satisfactoria por el MCGA - UCLA (capítulo 3).
- Esta región es de gran interés para la comunidad científica internacional. Los MCGA tiene problemas para representar el ciclo diario y los pronósticos climáticos suelen ser modelo dependientes.

Los resultados y conclusiones que se presentan en esta tesis se limitan, entonces a la sensibilidad de clima de verano en Sudamérica a cambios de humedad del suelo en la región seleccionada únicamente. Hay una cierta tendencia a generalizar conclusiones sobre la respuesta atmosférica a cambios de humedad en superficie. Sin embargo, no hay ninguna justificación para dichas generalizaciones.

4.2 Simulaciones con el MCGA, sensibilidad a la humedad de suelo

Las características generales de estas simulaciones son las mismas que las utilizadas en el capítulo 3. Las corridas son realizadas con el MCGA – UCLA en condiciones de 15 de enero perpetuo por los motivos explicados con anterioridad.

El análisis se centró en el ciclo diario medio que resulta de promediar a lo largo de las simulaciones hechas. De la experiencia surgió que corridas de 50 días son suficientemente largas para producir ciclos diarios medios estadísticamente robustos, sin diferencias significativas respecto a los obtenidos promediando 100 días. A modo de ejemplo se repiten los resultados para la precipitación presentados en el capítulo 3, donde se puede verificar la similitud entre las dos corridas (figuras 4.2.1 y 4.2.2).

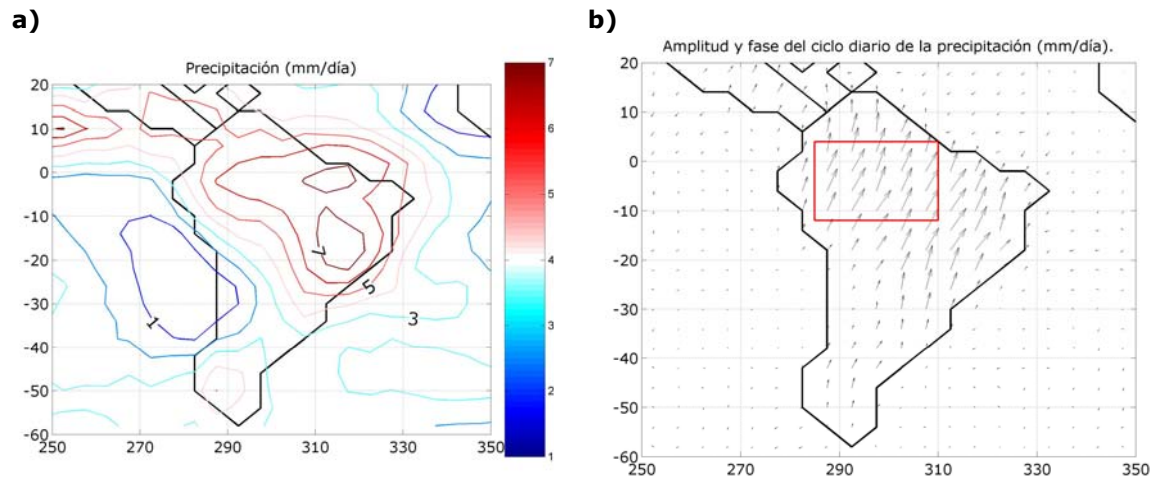


Figura 4.2.1: a) Campo medio simulado de verano de la precipitación. Contornos cada 1mm/día y; b) Representación de la amplitud y fase según el esquema (3.2.4) de la máxima de la precipitación. El recuadro rojo indica la RAC. Simulación MCGA – UCLA 50 días.

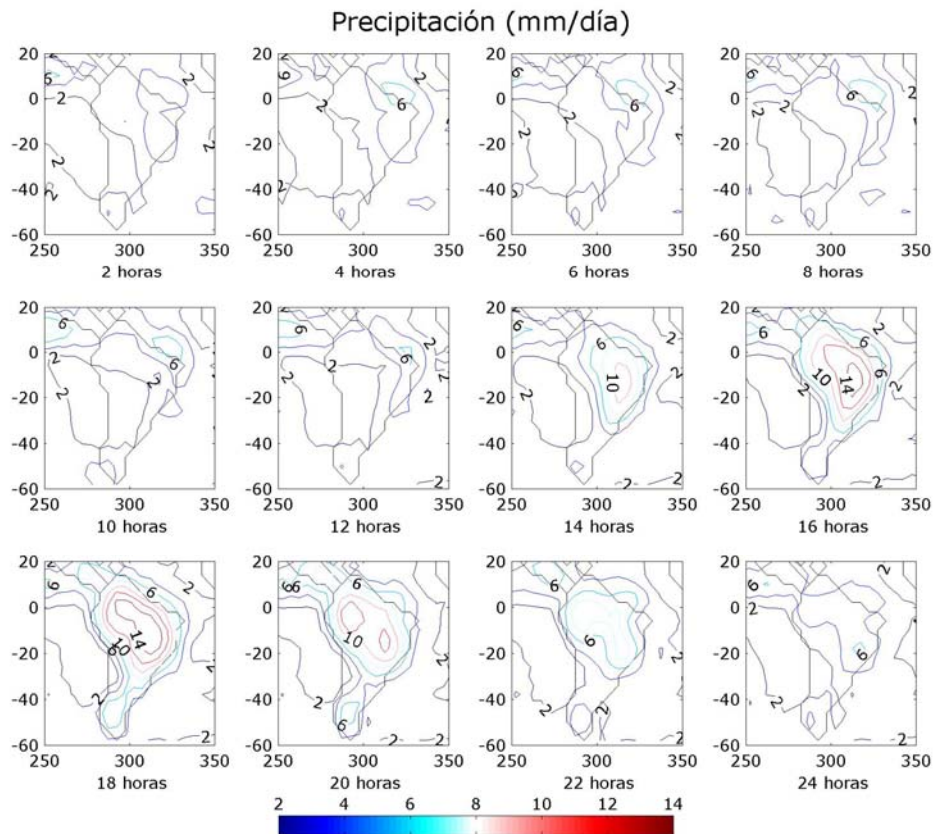


Figura 4.2.2: Campos simulados de precipitación de verano acumulada en 1 hora presentados cada 2 horas. Hora GMT. Contornos cada 2 mm/día. Simulación MCGA – UCLA 50 días.

Como parámetro de sensibilidad se utilizó un factor multiplicativo de la humedad del suelo (GW) que, en el esquema simple del modelo, representa el cociente entre la evaporación real dividido la evaporación potencial y toma valores entre 0 y 1. Este parámetro es dado en el modelo y permanece constante a lo largo del

tiempo; mientras que en la configuración estándar del modelo, éste tiene un ciclo anual especificado como parte de las condiciones de borde. De esta forma se facilita la interpretación de los resultados y se elimina el efecto de la dinámica de la resistencia estomatal de las plantas en la evapotranspiración. Se destaca que GW fue modificado en la RAC únicamente en la ecuación que calcula el flujo de calor latente (eq 2.3.3), no viéndose afectados otras propiedades del suelo que también puedan depender de su humedad.

Xue et al 2006 estudia el rol que los procesos de la biofísica de las plantas juega en la estructura y la evolución del SAMS. Los resultados muestran que la incorporación de una representación explícita de los procesos de la vegetación no modifica sustancialmente las medias mensuales de precipitación en escala planetaria simuladas pero consigue una mejora en la representación del SAMS en las escalas continental y sinóptica. Las mayores diferencias en las simulaciones se encuentran en la repartición de los flujos de calor sensible y latente (bowen ratio) teniendo como consecuencia que los mayores gradientes en el flujo de calor sensible entre el continente y el océano generen un aumento en el efecto de ventilación. Las mayores diferencias entre los modelos no repercuten sustancialmente en cómo afectan los procesos en superficie y en particular los cambios en la humedad del suelo a la convección en la región elegida.

Se hicieron inicialmente simulaciones con los siguientes factores multiplicativos del GW original: 1.0, 0.8, 0.6, 0.4, 0.2 y 0. Se hace notar que el valor promedio del GW original en dicha región es **0.82**. Se encontró, tal cual sugiere la bibliografía (Collini et al 2008, Guo et al 2006, Koster et al 2004, Dirmeyer et al 2000), que el rango de sensibilidad más fuerte se da en suelos relativamente secos, por lo que se completó la serie de simulaciones para ganar mayor resolución en el rango donde se observan las variaciones más rápidas. Se hicieron entonces simulaciones adicionales con valores del GW de 0.3, 0.1 y 0.05.

4.3 Balances globales de agua y energía en la RAC

El sistema climático está forzado por la radiación solar. Tal como se muestra en la figura 4.3.1, el 51% de la energía solar entrante es absorbida directamente por la superficie terrestre, el 19% por la atmósfera y el restante 30% es reflejado por el suelo, las nubes y la propia atmósfera hacia la bóveda celeste.

La superficie terrestre no recibe energía únicamente del sol, la propia atmósfera a través de las nubes y los gases que la componen es capaz de re irradiar energía hacia el espacio y la tierra (causa del conocido efecto invernadero). La energía absorbida por la tierra es liberada por la misma como flujos de calor sensible y latente, o es emitido como radiación de onda larga hacia la atmósfera y al espacio (figura 4.3.2). Es interesante ver que de la energía total que absorbe la atmósfera, sólo el 12% de la misma proviene directamente de la energía solar, el restante 88% es recibido por la atmósfera a través de procesos vinculados a la superficie terrestre; en otras palabras la atmósfera es calentada en mayor proporción desde abajo.

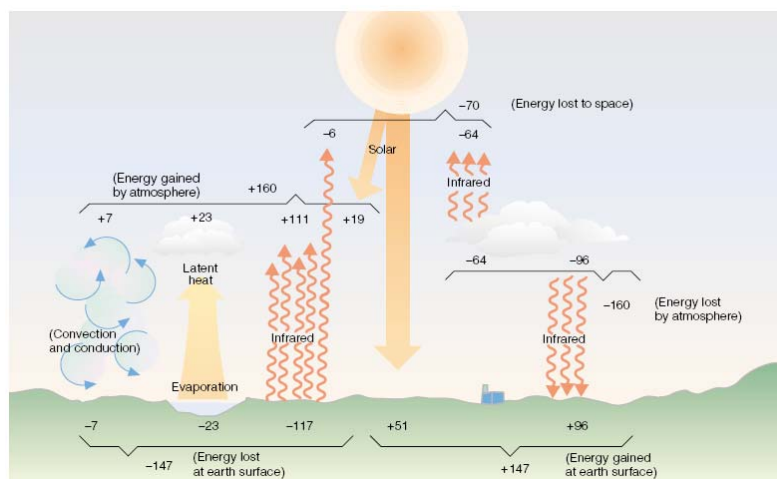


Figura 4.3.1: Distribución de la energía solar entrante a la atmósfera.

Figura extraída de Ahrens 2006.

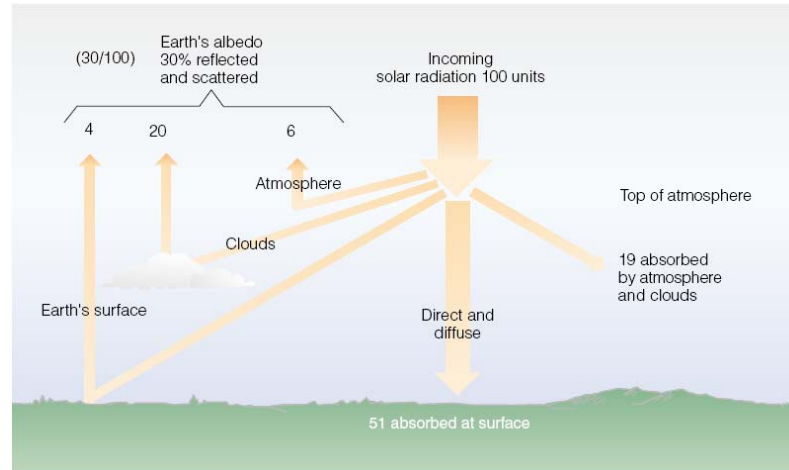


Figura 4.3.2: Balance de energía tierra - atmósfera. Aproximaciones numéricas basadas en observaciones en superficie y datos satelitales. Figura extraída de Ahrens 2006.

En la figura 4.3.3 se ilustra el ciclo hidrológico del agua. Para fijar ideas, se puede pensar que el ciclo hidrológico es originado por la energía solar que es capaz de evaporar grandes cantidades de agua de los océanos. El aire húmedo es transportado por el viento hacia otras regiones donde puede condensar para formar nubes que a su vez son capaces de generar lluvia o nieve. Si la precipitación cae en la superficie terrestre, parte de esta agua es devuelta a los océanos por diversos y complejos mecanismos. Si en cambio esta agua cae sobre los océanos entonces la misma estará disponible para comenzar el ciclo hidrológico nuevamente.

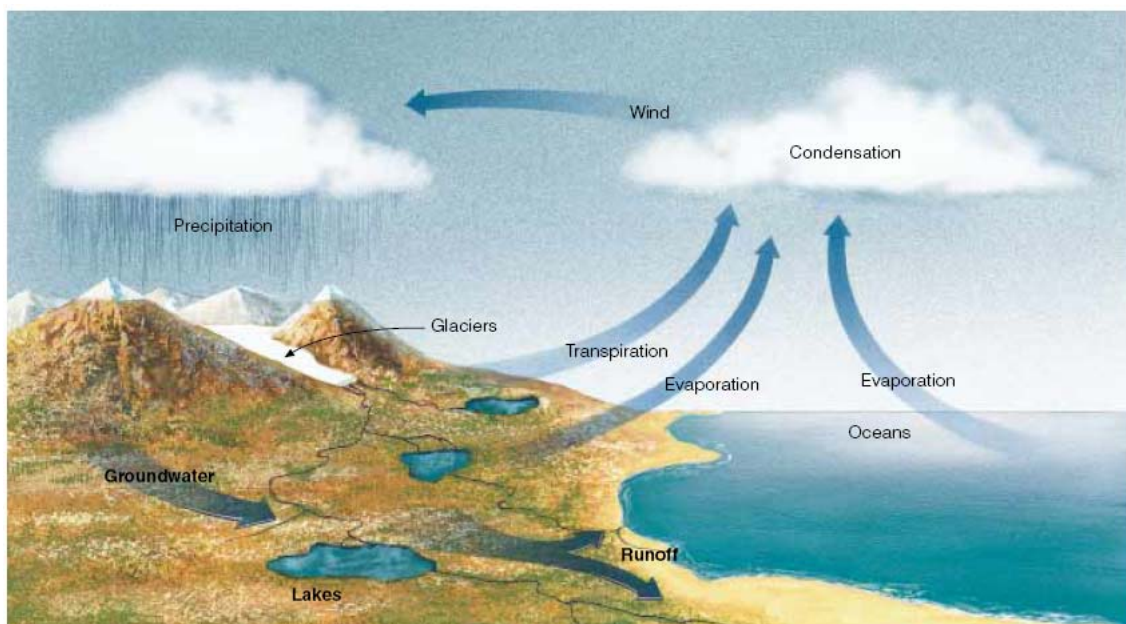


Figura 4.3.3: Ciclo hidrológico del agua. Figura extraída de Ahrens 2006.

La pregunta que surge es: ¿en qué medida y mediante qué procesos físicos, cambios en la humedad del suelo pueden modificar los intercambios de energía y agua entre la superficie terrestre y la atmósfera?.

Como primer diagnóstico de la respuesta atmosférica a las variaciones en las condiciones de borde en la humedad del suelo impuestas dentro de la región de estudio (RAC) se procedió a realizar balances globales, de energía y agua a la columna atmosférica y al suelo. En la figura 4.3.4 se esquematiza los flujos que intervienen en los diferentes balances en la columna.

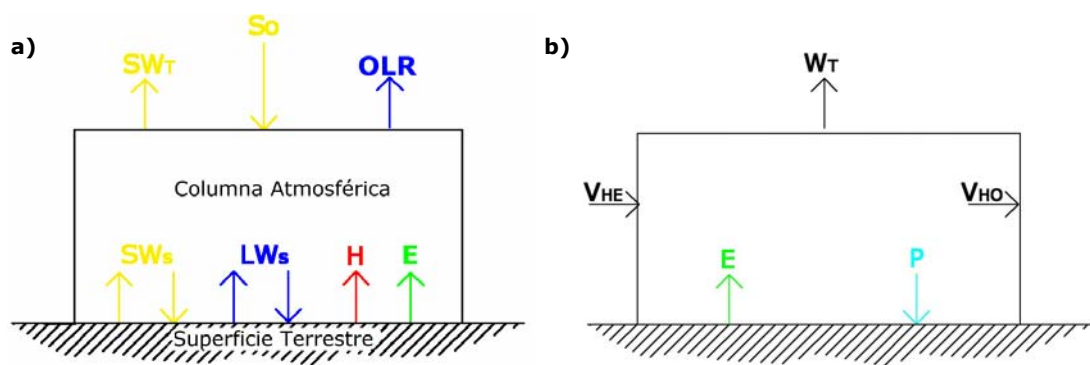


Figura 4.3.4: a) Balance de energía al sistema tierra-atmósfera; b) balance de agua a la columna atmosférica. Donde: SW-radiación de onda corta (shortwave radiation en inglés); LW-radiación de onda larga (longwave radiation, en inglés); RIE, radiación infrarroja emergente; So - energía solar entrante; H -calor sensible; E -evaporación; V_H -transporte de humedad debido a la velocidad horizontal, W -transporte de humedad debido a la velocidad vertical. Los subíndices N, S, T, E, O significan neto, suelo, tope de la atmósfera, entrante y saliente respectivamente. El sentido de las flechas indica el sentido del flujo

Si el tope de la caja coincide con el tope de la atmósfera, el transporte vertical de humedad es nulo y por tanto $W_T = 0$

Debido a que la superficie terrestre funciona como un sistema cerrado que es incapaz de acumular energía durante períodos largos de tiempo, la suma de todos los flujos de energía intercambiados en superficie debe ser necesariamente cero. Este no es el caso con los flujos de humedad debido a que la forma en que está especificada la evaporación (a través de la especificación de la humedad del suelo), el contenido de agua en el suelo no se conserva y puede crecer o decrecer indefinidamente. La columna atmosférica, por su parte, no es un sistema cerrado e intercambia energía y agua con las regiones circundantes (figura 4.3.3).

Por lo justificado en el párrafo anterior y observando la figura 4.3.4 se tienen para el balance de energía en el suelo y de agua en la columna las ecuaciones 4.3.1 y 4.3.2 respectivamente

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = S_w + L_w + H + E \quad (\text{eq 4.3.1})$$

$$\int_{\text{columna}} \frac{\partial q}{\partial t} dV = - \int_{\partial \text{columna}} q(\vec{v}\vec{n}) dA + E - P \quad (\text{eq 4.3.2})$$

Donde q representa el contenido de vapor de agua, v la velocidad, C el calor específico del suelo y S_w y L_w los flujos netos en el suelo de onda corta y onda larga respectivamente. La derivada temporal de la temperatura en la ecuación 4.3.1 es aproximadamente cero si la aplicamos a una escala temporal de decenas de días pues la temperatura de la superficie terrestre esencialmente se mantiene.

En una primera aproximación, la humedad del suelo sólo afecta la partición del flujo de energía estática húmeda de superficie entre calor sensible y calor latente (evaporación), pero no su magnitud total. Si, por el momento, asumimos que dicho flujo de superficie determina totalmente las condiciones termodinámicas de la CLP y por ende del aire a nivel de la base de las nubes de desarrollo vertical, entonces la convección se mantendría incambiada. El nuevo equilibrio tendrá una CLP más caliente y profunda pero con los mismos niveles de precipitación y evaporación. Una serie de efectos no considerados pueden, sin embargo, cambiar esta situación. Por un lado el aumento del albedo de la tierra, que suele venir asociado a la reducción de la humedad del suelo (y la vegetación), disminuye el flujo neto de radiación solar en superficie (famoso mecanismo de desertificación señalado por Charney 1975). Por otro lado, a mayor temperatura del suelo mayor es la pérdida de calor por radiación de onda larga. Ambos efectos implican una disminución del flujo de energía estática húmeda en superficie si se desprecia el almacenamiento de calor en el suelo. Estudios teóricos con modelos analíticos simplificados han evaluado el signo y la magnitud de estas retroalimentaciones radiativas (y otras que involucran el campo de

nubes) del sistema climático en un escenario de deforestación (Eltahir y Bras 1993, Zeng y Neelin 1999).

Abandonando la hipótesis de trabajo hecha en el párrafo anterior, la energía estática húmeda de la CLP no queda determinada por el flujo en superficie exclusivamente sino que depende también del efecto de dilución con la atmósfera libre. Este efecto tiene lugar a través de una serie de procesos físicos:

- El arrastre de aire de la atmósfera libre a la CLP que tiene lugar al tope de la misma;
- el transporte vertical de humedad asociado al ciclo diario de la CLP que de hecho ventila las capas bajas de la atmósfera;
- el transporte de humedad debido a la convección somera no precipitante;
- el efecto en la CLP de las corrientes convectivas descendentes asociadas a la precipitación.

El análisis presentado a continuación está basado en las medias diarias de cada variable para los diferentes valores del parámetro de control (GW).

En la figura 4.3.5 se muestra la evolución con la reducción del parámetro de control de la precipitación y la evaporación. La barra celeste en esta figura indica la precipitación mientras que la barra verde la evaporación. En el caso de la precipitación se puede ver lo que ya se anticipó (en el punto 4.2), que la sensibilidad se acentúa fuertemente para valores del parámetro entre 0 y 0.2 (figura 4.3.5). Se puede observar también que la precipitación para el caso en que el parámetro toma valores entre 0.6 y 0.8 se mantiene aproximadamente constante (siendo levemente mayor en el caso 0.8), aún cuando la evaporación es monótona decreciente. Este resultado en la precipitación se explica solamente si hay una mayor convergencia de humedad en la región, resultado que se presenta más adelante (ver figuras 4.3.8 y 4.3.9). Algunos esquemas de deforestación en el Amazonas muestran resultados en esta misma dirección (Silva Correia et al 2006; Zeng y Neelin 1999). La hipótesis que en ciertos casos el decrecimiento de la humedad del suelo puede acentuar una baja térmica que aumente la convergencia (de masa y por ende de humedad) en capas bajas ha sido presentada anteriormente (Grimm et al 2007).

El balance de energía al suelo y los flujos de energía radiante al tope de la atmósfera (figura 4.3.7) confirman que la sensibilidad mayor se da para valores pequeños del parámetro (menores a 0.2). La reducción del albedo de la atmósfera que se ve reflejado en el aumento del flujo neto de energía solar entrante así como la pérdida de energía por radiación de onda larga, hacen pensar que la columna atmosférica está perdiendo humedad y nubosidad; (estos resultados se verifican tanto a nivel del suelo como del tope de la atmósfera). La aparición de nubes bajas compatible con los resultados (cómo se verá más adelante) en la muy distorsionada circulación que aparece para valores muy pequeños del parámetro vuelve a aumentar el albedo para estos casos, resultado compatible con los encontrados en Cutrim et al 1995 y Collini et al 2008. El balance energético en el suelo se cierra con una lenta disminución de la evaporación y aumento del calor sensible. Esto se verifica aún en el caso extremo en que no hay evaporación (parámetro igual a cero) en que, como se verá más adelante, el nuevo punto de equilibrio que producen los flujos de calor sensible y de onda larga suficientes para cerrar el balance se da con una temperatura en el suelo notoriamente mayor. Este caso extremo es, sin embargo, de relativo interés práctico.

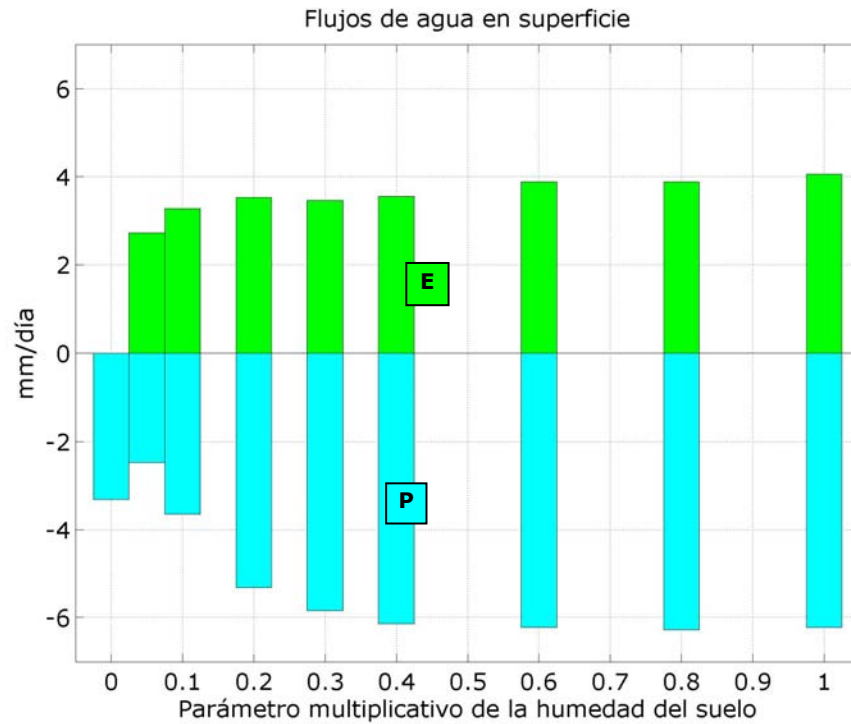


Figura 4.3.5: Valores medios diarios de los flujos de agua en superficie para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. La barra celeste representa la precipitación y la barra verde la evaporación. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

La precipitación mínima se tiene en el caso en que el parámetro toma el valor 0.05, donde este valor es menor que la evaporación; y por lo tanto la columna debe exportar agua hacia el exterior. Es interesante destacar, a su vez, la muy escasa dependencia de la evaporación que decrece apenas un 25% mientras el parámetro de control se reduce un orden de magnitud, de 1.0 a 0.1. Esto ilustra los mecanismos de retroalimentación que aumentan notablemente la evaporación: calentamiento del suelo y secado de la CLP.

En la figura 4.3.6 se muestra el balance de energía al suelo. La barra positiva indica la ganancia de energía en superficie (amarillo) y representa el flujo solar neto. La barra negativa indica las pérdidas de energía del suelo; la porción azul de esta barra representa la pérdida por radiación de onda larga en la superficie terrestre; la fracción verde es nuevamente el flujo de calor latente y la fracción graficada en color rojo el flujo de calor sensible. De esta forma, la barra negativa (suma de éstos tres flujos) iguala el flujo solar neto en el suelo (barra positiva) en cada caso para verificar el balance energético representado por la ecuación 4.3.1.

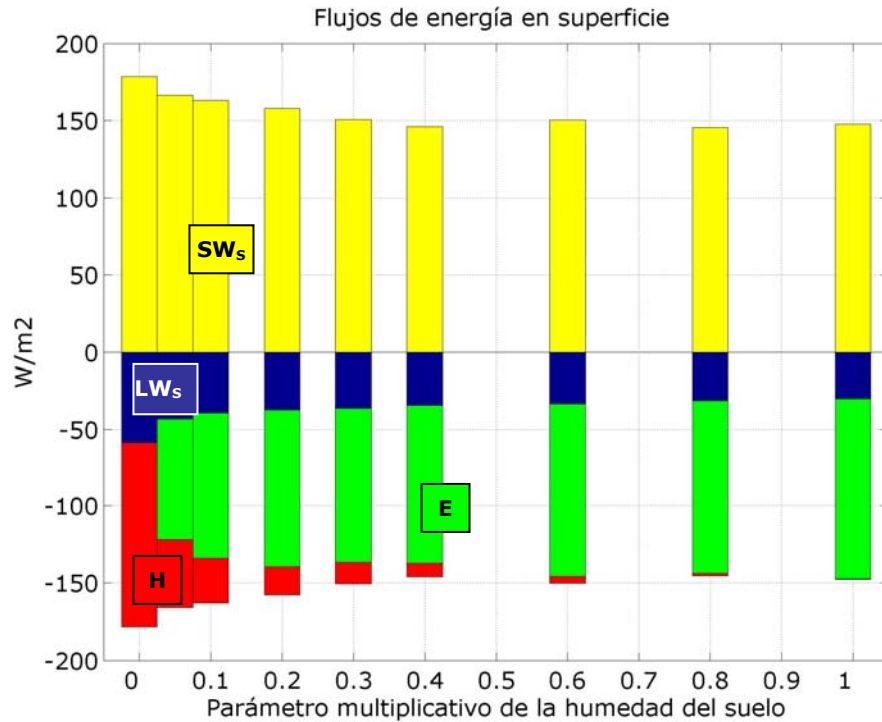


figura 4.3.6: Valores medios diarios de los flujos de energía en superficie para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra amarilla: flujo solar neto en superficie; barra azul: flujo radiante de onda larga en superficie; barra verde: flujo de calor latente graficado con origen en el extremo inferior de la barra azul; barra roja: flujo de calor sensible con origen en el extremo inferior de la barra verde. En esta figura se representan con signo negativo las pérdidas de energía del suelo. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

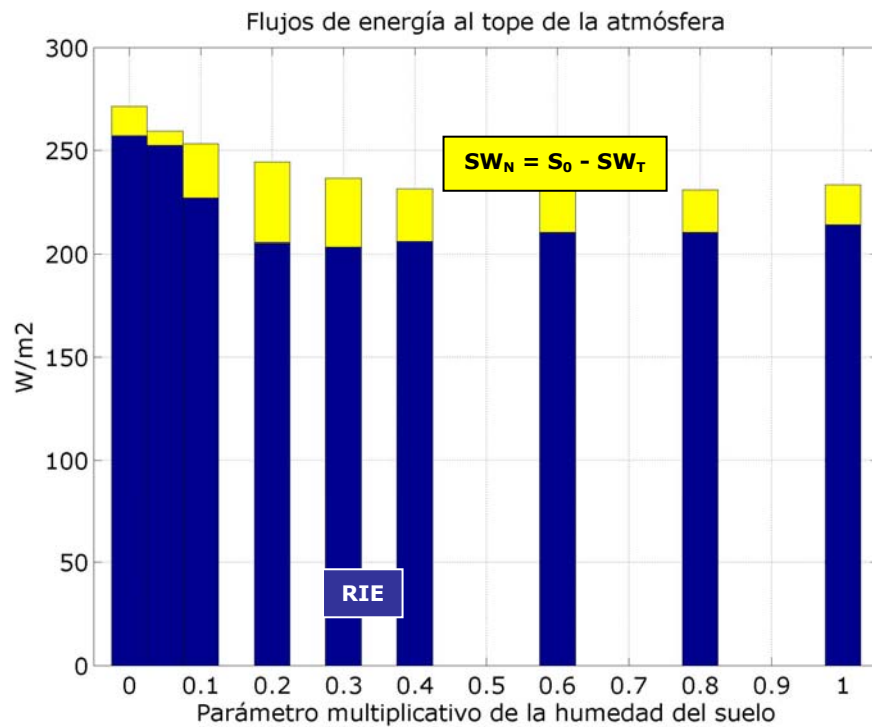


Figura 4.3.7: Valores medios diarios de los flujos de energía en el tope de la atmósfera para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra azul: flujo radiante neto de onda larga emergente al tope de la atmósfera; barra amarilla: flujo radiante neto de onda corta al tope de la atmósfera. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Se puede considerar que la variación de humedad en la columna atmosférica en el correr de toda la simulación es despreciable. Por este motivo, se despreciará la derivada temporal para calcular el balance de agua en toda la columna en esta escala de tiempo. El balance representado en la ecuación 4.3.2 se puede sustituir entonces por la ecuación 4.3.3.

$$-\int_{\partial \text{columna}} q \cdot (\vec{n}) dA + E - P = -\int_{\text{columna}} \nabla \cdot (q\vec{v}) dV + E - P = C + E - P = 0 \quad (\text{eq 4.3.3})$$

En el segundo miembro de la igualdad 4.3.3, el término integral está representando la convergencia de humedad en la columna (C).

En la figura 4.3.8 se presenta el balance de agua en toda la columna para los diferentes valores del GW, calculando la convergencia de humedad en cada caso como la diferencia entre la precipitación y la evaporación. (Más adelante se presenta un cálculo directo aproximado de esta variable).

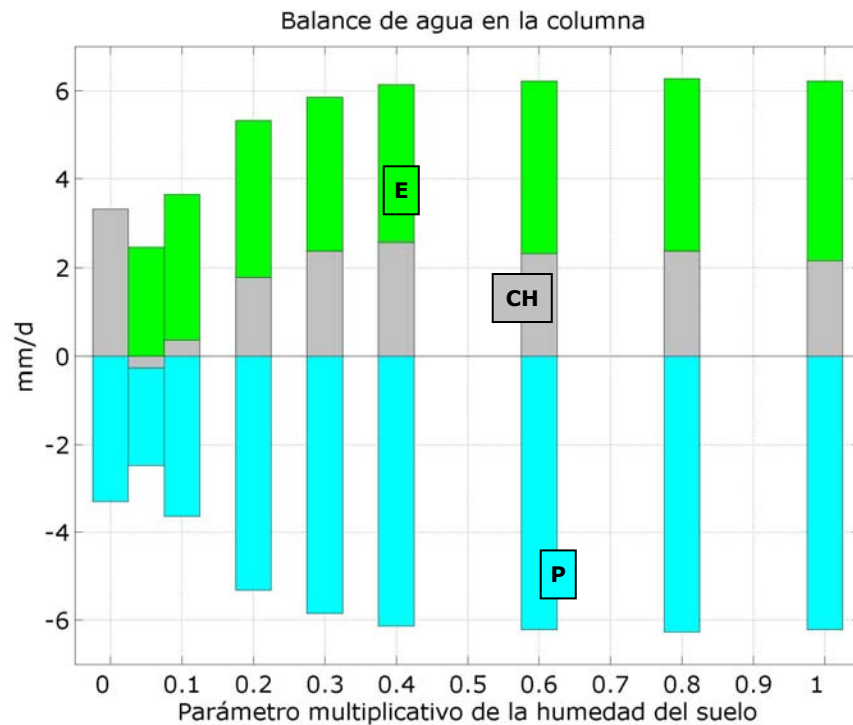


Figura 4.3.8: Valores medios diarios de los flujos de agua en la columna de estudio para los distintos valores del parámetro de control. La barras negativas (celeste) representan las pérdidas de agua en la columna (precipitación); la barra positiva representa la ganancia total de agua en la columna (porción gris - convergencia de humedad y la porción verde la evaporación). Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

En la figura anterior se confirma lo que ya se había anticipado, para valores del parámetro entre 0.8 y 0.4 la convergencia de humedad aumenta. Ya se había visto que en este rango la precipitación aumenta levemente mientras que la evaporación es monótona decreciente con la reducción del GW.

La reducción drástica de la humedad del suelo representada por valores del parámetro menores a 0.3 implica la reducción de la convergencia de humedad hasta que alcanza valores negativos en el caso donde el valor del parámetro es de 0.05. En el caso en que la humedad del suelo es nula la inhibición de la evaporación hace que el balance de agua en la columna se cierre únicamente entre la precipitación y la convergencia de humedad, produciéndose un aumento abrupto de esta última en ese momento.

En la figura 4.3.9 se grafica para cada valor del parámetro un índice para la precipitación, calculado como el cociente entre la anomalía de precipitación respecto al caso GW 1.00 y la precipitación en cada caso, y el cociente análogo para la convergencia de humedad. En el caso de la precipitación se puede ver con mayor claridad una variación lenta hasta el caso donde el parámetro toma el valor 0.3, luego de lo cual empieza a decrecer rápidamente. Hasta ese mismo momento la convergencia de humedad aumenta levemente respecto al valor original. Para los casos más secos se observa una disminución importante en esta última variable, con excepción del caso extremo cuyo comportamiento diferencial será analizado con más detalle más adelante.

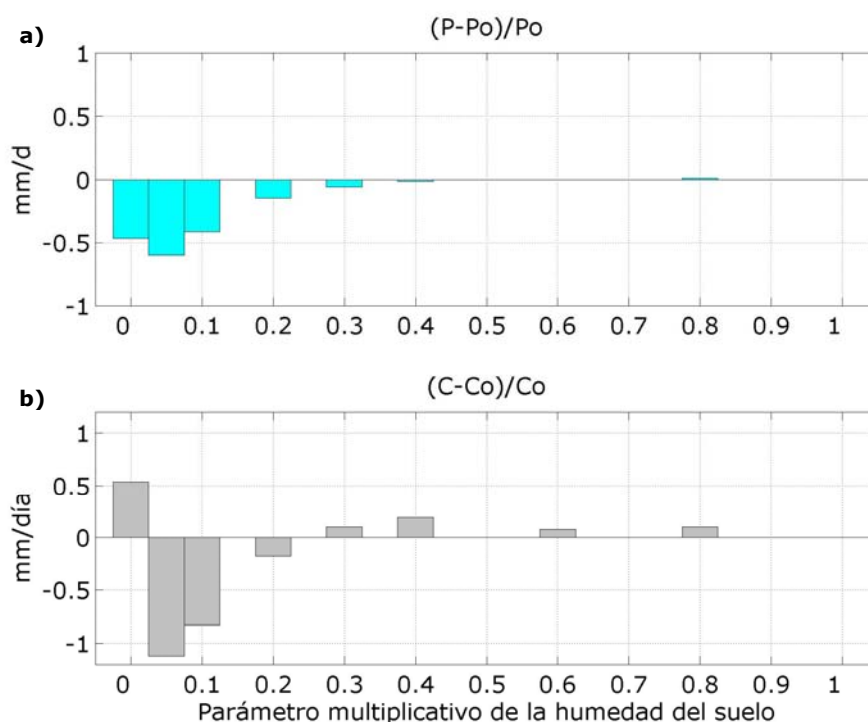


Figura 4.3.9: a) cociente entre la anomalía de la media diaria de la precipitación ($P- P_o$) y la media diaria de la precipitación original (P_o) para diferentes valores del parámetro multiplicativo de la humedad del suelo; b) idem para la convergencia de humedad. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

4.4 Respuesta de la convección a cambios en la humedad del suelo

El forzamiento desde la superficie juega un rol central en regular la convección en la RAC, razón por la que se eligió esta región de análisis. En esta sección se analizará la respuesta que cambios en la humedad del suelo (impuestos a través del parámetro de control) producen sobre los procesos físicos en CLP (críticos para sostener la convección). En particular, se busca elaborar un esquema que permita deducir las consecuencias de éstos sobre la convección profunda.

Debido a que el flujo de calor latente del suelo está relacionado directamente con el parámetro sobre el cual se estudia la sensibilidad, el primer impacto recibido por la atmósfera como consecuencia de la disminución de dicho parámetro de humedad del suelo va a ser observado en la evaporación. Más concretamente, una disminución en el GW tendrá como consecuencia la disminución de la evaporación tal como se vio en el punto 4.3. Teniendo en cuenta el balance energético en el suelo (eq 4.3.1), y en una primera aproximación, la reducción del flujo de calor latente implica el incremento del flujo de calor sensible. En este esquema de razonamiento, puede considerarse que la humedad del suelo sólo

afecta la partición del flujo de energía estática húmeda de superficie entre calor sensible y calor latente (Bowen ratio, cociente entre estos dos flujos), pero no su magnitud total.

La disminución en la evaporación se ve reflejada en un requerimiento menor de energía para el cambio de fase, que hacen que la temperatura del suelo aumente, teniendo como consecuencia adicional, el incremento de la temperatura del aire en superficie. El flujo de calor sensible que pierde el suelo, es proporcional a la diferencia de temperaturas entre el suelo y el aire en superficie. Para que este aumento en las temperaturas sea consistente con el aumento del flujo de calor sensible, el mismo se debe dar de forma que la temperatura del suelo aumente en mayor proporción que la temperatura del aire en superficie (figuras 4.4.1 y 4.4.2).

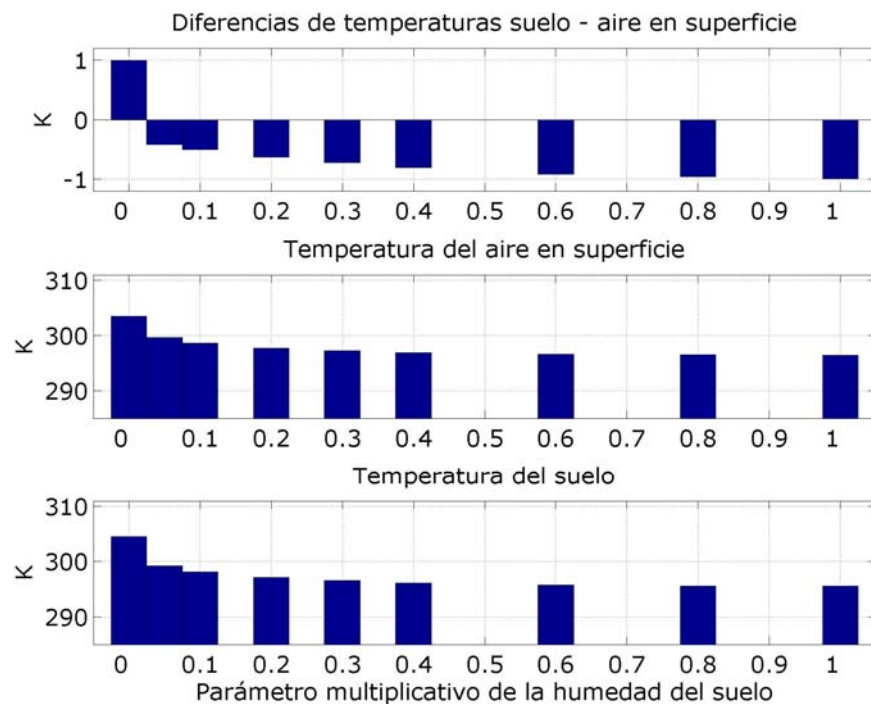


Figura 4.4.1: Valores medios diarios de la temperatura del suelo, del aire en superficie y diferencia entre las mismas para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

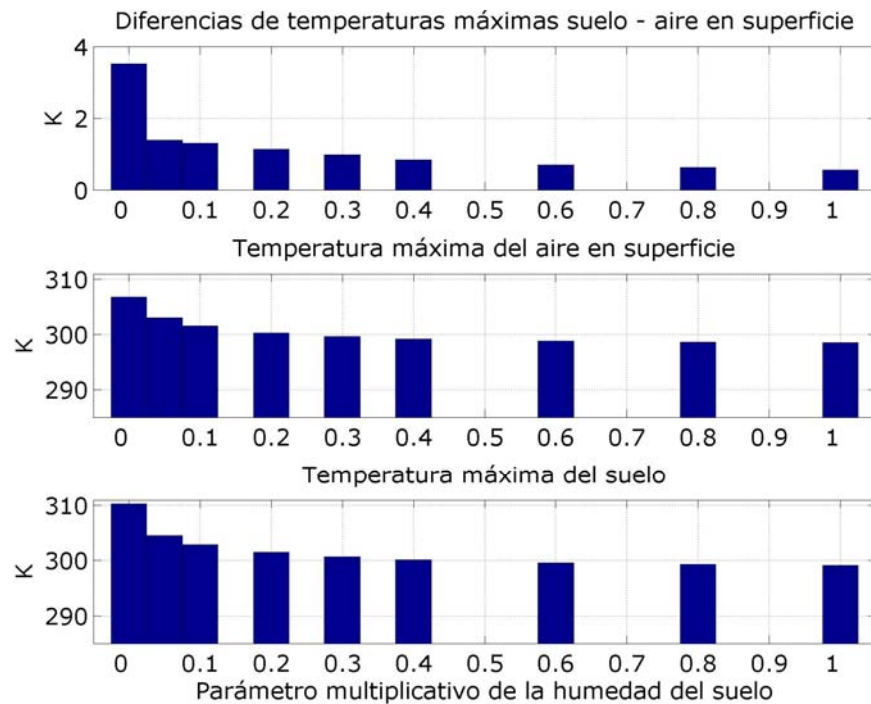


Figura 4.4.2: Temperatura máxima diaria del suelo, del aire en superficie y diferencia entre las mismas para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

La temperatura del suelo supera a la temperatura del aire en la superficie durante el día. La razón de que esta diferencia de temperaturas medias sea negativa (con excepción del caso extremo GW 0.00), revela el peso relativo de la inversión del gradiente térmico que tiene lugar durante la noche (en ausencia de la radiación solar). Debido a que los fenómenos en estudio tienen lugar durante el día, se tomará como indicador de la variación de la media durante las horas de sol a los valores máximos de estas temperaturas (figura 4.4.2).

En un esquema con temperaturas del suelo mayores, puede esperarse que la pérdida de energía por radiación de onda larga aumente, tal como se vio anteriormente.

El aumento del calor sensible en la superficie terrestre, provoca el aumento de la convección térmica (aumento de la turbulencia) y por lo tanto la altura máxima que alcanza la CLP será mayor. En la figura 4.4.3 se muestra la altura máxima de la CLP en conjunto con la temperatura máxima del suelo y el flujo calor sensible; donde se puede apreciar la similar respuesta de estas tres variables a cambios en el parámetro de control.

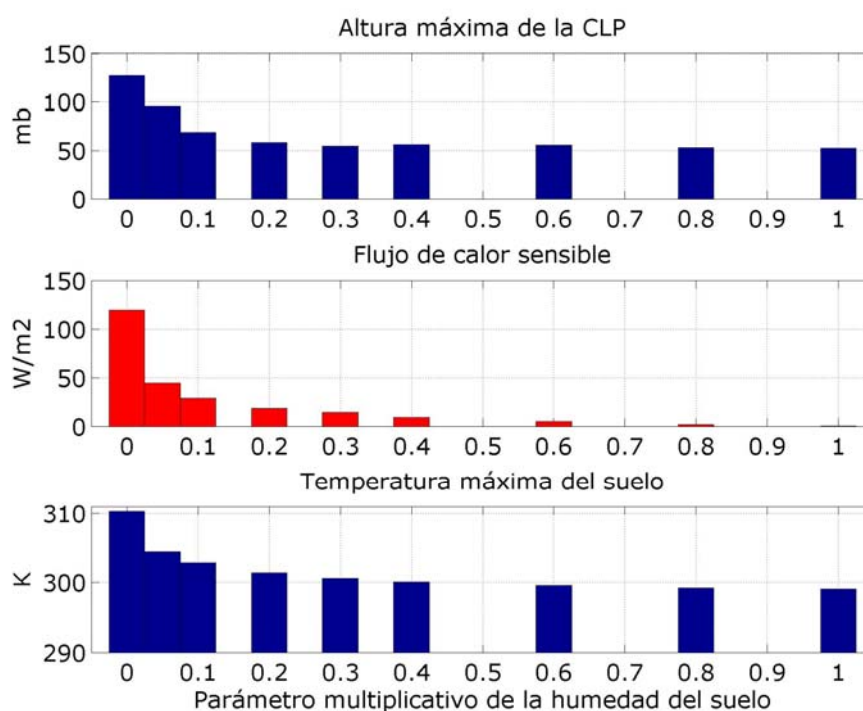


Figura 4.4.3: Altura máxima de la capa límite planetaria. Temperatura máxima del suelo y media diaria del flujo de calor sensible para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Como se vio con anterioridad (sección 4.1) el mecanismo dominante generador de la actividad convectiva es la desestabilización por calentamiento de la superficie, y la convección en el modelo responde rápidamente. Con base en este resultado y apuntando al análisis del impacto que cambios en la humedad del suelo tienen sobre la CLP y ésta sobre la convección, se tomará como indicador diario el alcanzado a la hora en que la temperatura del suelo es máxima.

En esta situación, con una capa límite más profunda y más caliente, la temperatura al tope de la misma puede aumentar o disminuir según el peso relativo de estos dos factores (ver figura 4.4.4c). El aumento/disminución de esta temperatura está vinculado directamente con el aumento/disminución en la presión de vapor de agua de saturación (medida de la cantidad de agua necesaria para la saturación, q_{sat}). La temperatura al tope de la capa límite muestra un comportamiento creciente con la disminución del parámetro de control para valores del mismo mayores a 0.10 (con excepción del caso GW 0.60); para valores menores a 0.10 la temperatura al tope de la capa límite es monótona decreciente.

La reducción de la evaporación con el parámetro de control, implica menor contenido de vapor de agua en la CLP (figura 4.4.4b). Este efecto juega en rol dominante en todos los casos estudiados, de forma que la humedad relativa (cociente entre el contenido de humedad y la humedad de saturación $qr_{TCLP} = \frac{q_{CLP}}{q_{sat}}$) al tope de la CLP muestra un comportamiento monótono decreciente, aún en los casos en que la humedad de saturación disminuye (disminución de la temperatura al tope de la CLP).

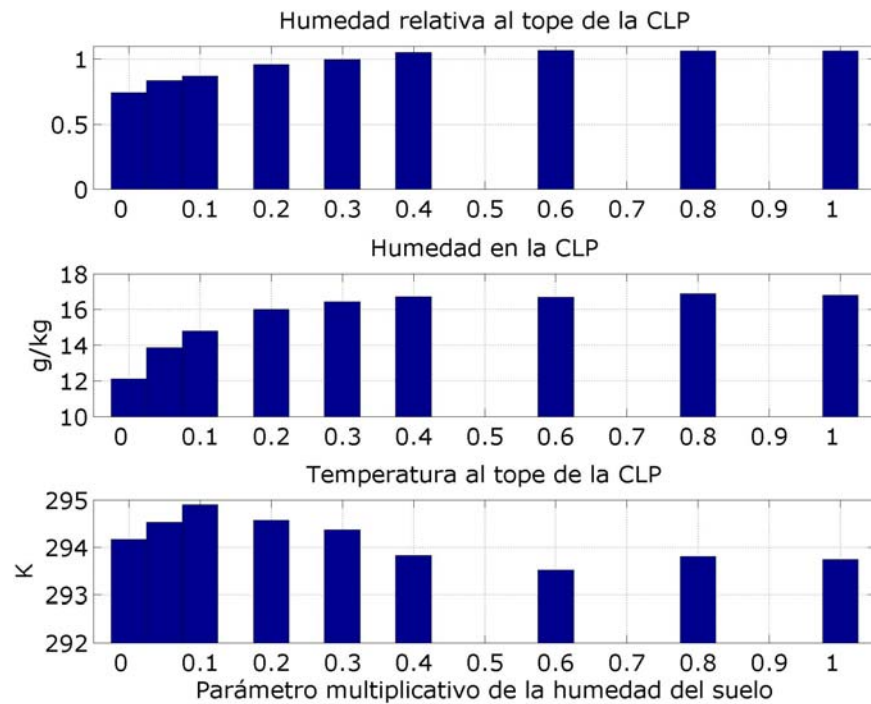


Figura 4.4.4: Humedad relativa al tope de la CLP (qr_{TCLP}), contenido de vapor de agua en la capa límite planetaria (q_{CLP}), temperatura al tope de la CLP (T_{TCLP}) a la hora de la máxima temperatura del suelo para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Como medida indicativa de la actividad convectiva que se desarrolla en la región se toma el flujo de masa transportado por las nubes de desarrollo vertical a 850mb (MB_{850}), sobre la CLP. El comportamiento de MB_{850} es consistente con los resultados observados para la humedad relativa (figura 4.4.5) lo cual sugiere la importancia de este parámetro para sostener la convección húmeda. La evolución de MB_{850} es similar a la de la precipitación hasta un valor del GW de aproximadamente 0.2, se comprueba que para valores menores a 0.2 los flujos de masa asociados a las nubes de cúmulos decrece drásticamente hasta ser casi nulos en el caso en que el parámetro de control es cero, donde la precipitación toma valores que son aproximadamente la mitad de los observados en los casos

húmedos y donde la disminución en la humedad relativa al tope de la CLP aumenta drásticamente. Estos resultados indican que ocurre un cambio de régimen aproximadamente entre valores de 0.3 y 0.2 del parámetro de control, en el cual se pierden las condiciones que mantienen la convección profunda y en su lugar surgen otros mecanismos de precipitación. Este cambio necesariamente involucra una retroalimentación entre la región directamente afectada por el estudio de sensibilidad y el ambiente circundante. Esto se puede ver claramente en la figura 4.4.6 donde se descompone a la precipitación total en su componente convectiva y su componente no convectiva (de gran escala). Se puede observar, por ejemplo, como el movimiento ascendente de gran escala en la región a nivel de la troposfera media (figura 4.4.7), cuya desestabilización por enfriamiento adiabático de la columna está en balance aproximado con la estabilización y el calentamiento producido por la convección, tiene un pico para un valor del parámetro de 0.4 y colapsa para valores más chicos del parámetro, cambiando de signo (la velocidad vertical media pasa a ser descendente) en ese nivel para valores de GW menores a 0.1, donde la precipitación convectiva deja de ser la contribución dominante de la precipitación.

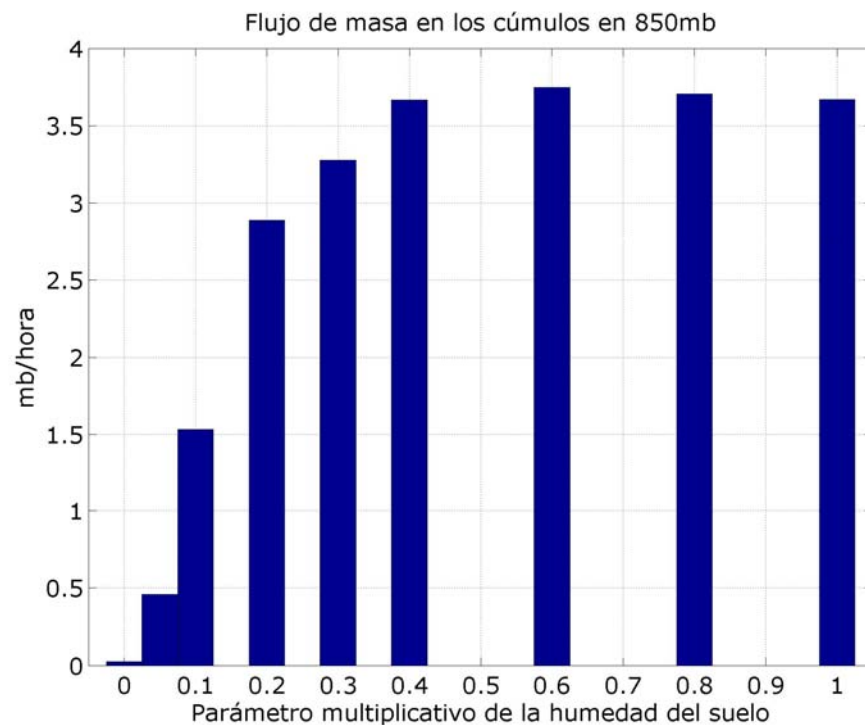


Figura 4.4.5: Valores medios diarios del flujo de masa en los cúmulos a 850mb (MB_{850}) para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

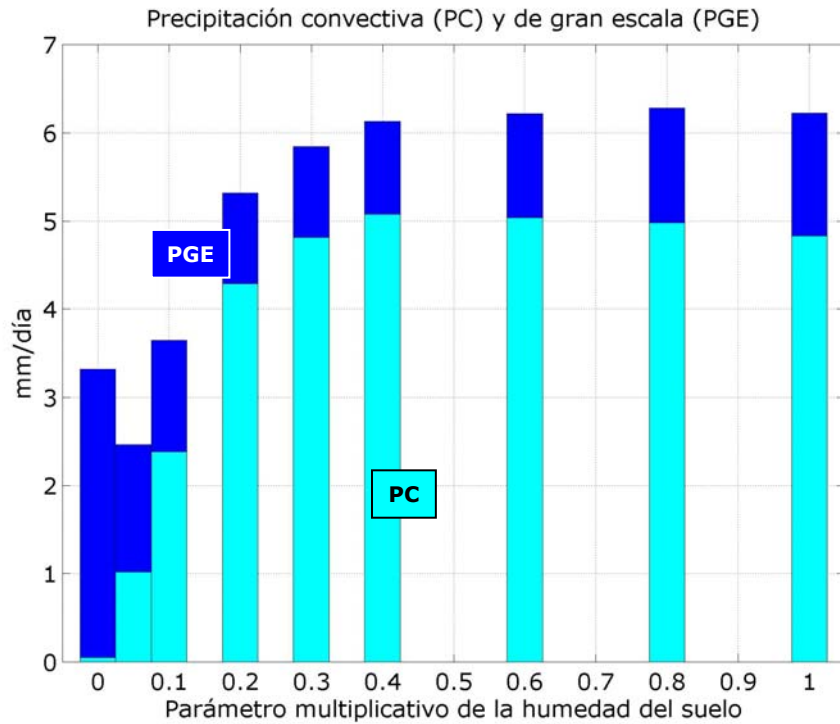


Figura 4.4.6: Valores medios diarios de la precipitación para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Barra celeste: precipitación convectiva, barra azul: precipitación de gran escala con origen en el extremo superior de la barra celeste. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

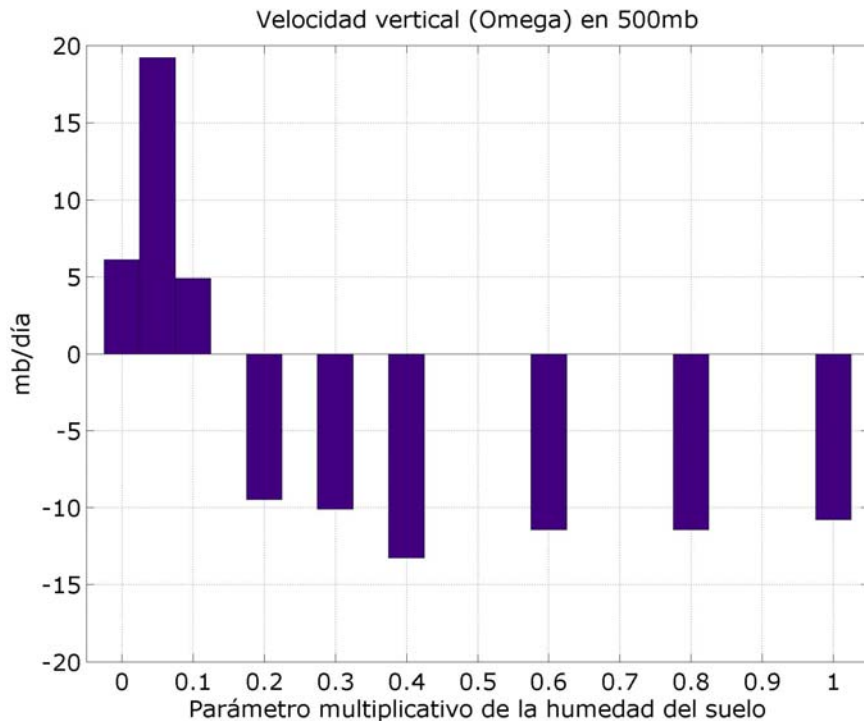


Figura 4.4.7: Valores medios diarios de la velocidad vertical de gran escala en 500mb para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

La disminución de la convección profunda para valores pequeños del parámetro influye en la disminución de la precipitación total (figura 4.4.6) y está también

asociada a una disminución de la cantidad de nubes presentes en la atmósfera. Tomando la radiación infrarroja emergente como indicador de la nubosidad, se puede ver cómo se produce un crecimiento abrupto para valores menores a 0.2 (figura 4.4.8).

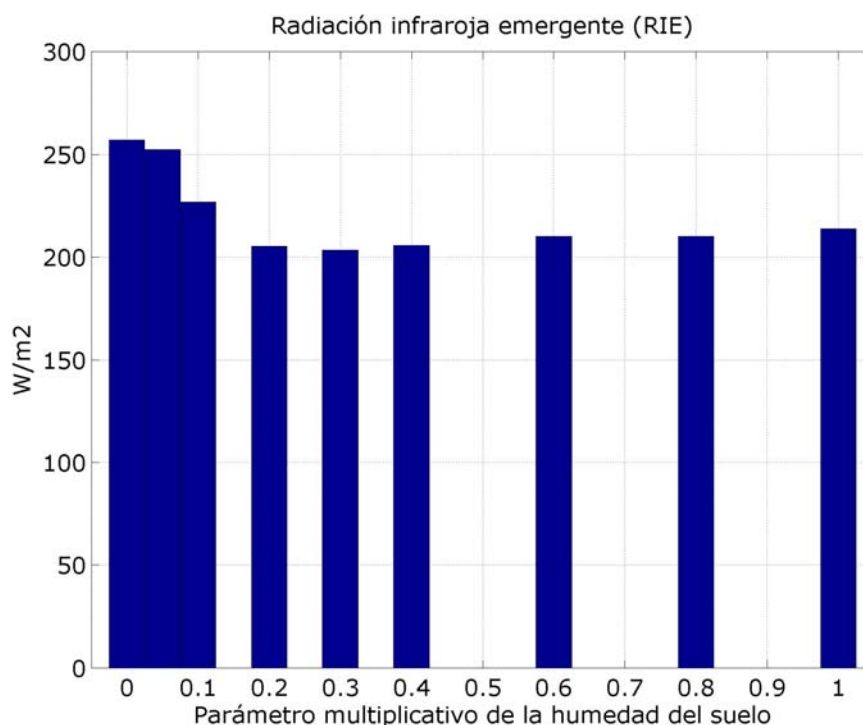


Figura 4.4.8: Valores medios diarios de la radiación de onda larga emergente para la región de estudio y para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Análogamente, la disminución de nubosidad está asociada a una disminución del albedo de la atmósfera (figura 4.3.7) y por lo tanto al aumento del flujo neto de radiación solar en el suelo.

En la figura 4.4.9 se presenta un resumen de los resultados expuestos en esta sección, exceptuando de este razonamiento al caso extremo. La disminución en la humedad del suelo (GW) tiene como primer impacto la disminución del flujo de calor latente (E). En una primera aproximación (pensando en el balance energético al suelo) esta disminución de E implica un aumento en el flujo de calor sensible (H) y en la temperatura del suelo (T_{SUELO}). Como consecuencia directa del cambio en T_{SUELO} , la temperatura en superficie (T_{SUP}) se verá afectada en la misma dirección. Un mayor contenido de H con valores mayores de T_{SUELO} y T_{SUP} serán las responsables del aumento de la pérdida de energía por radiación de onda larga en el suelo (LW_s) y del aumento de la altura máxima de la capa límite planetaria ($HCLP_{\text{MAX}}$). Este último efecto sumado al descenso de E tienen

como consecuencia una capa límite menos húmeda y por lo tanto valores menores de q_{CLP} .

La combinación del aumento de T_{SUP} y de $HPBL_{MAX}$ con el descenso de q_{CLP} producen una variación monótona decreciente en la humedad relativa al tope de la CLP (qr_{TCLP}) al disminuir la humedad del suelo, que en conjunto con la respuesta de la gran escala reflejada por una variación cóncava (decrecimiento – crecimiento) del movimiento vertical (ω_{500}), tienen un efecto también cóncavo sobre el flujo de masa en los cúmulos en 850mb de altura (MB_{850}). La precipitación convectiva (PC), vinculada fuertemente a MB_{850} mostrará por tanto la misma forma en su variación. La precipitación de gran escala (PGE) muestra sin embargo una respuesta convexa (decrecimiento – crecimiento) a la disminución de GW. La combinación de los efectos observados en PGE y PC tiene un efecto cóncavo en la precipitación.

Por último, se verifica el aumento en el flujo neto de radiación de onda corta en el suelo (SW_s) con la disminución del parámetro lo que indica una disminución de la nubosidad y albedo de la atmósfera. Con este efecto se cierra el balance energético del suelo representado en la figura 4.4.9 por la línea punteada en el esquema.

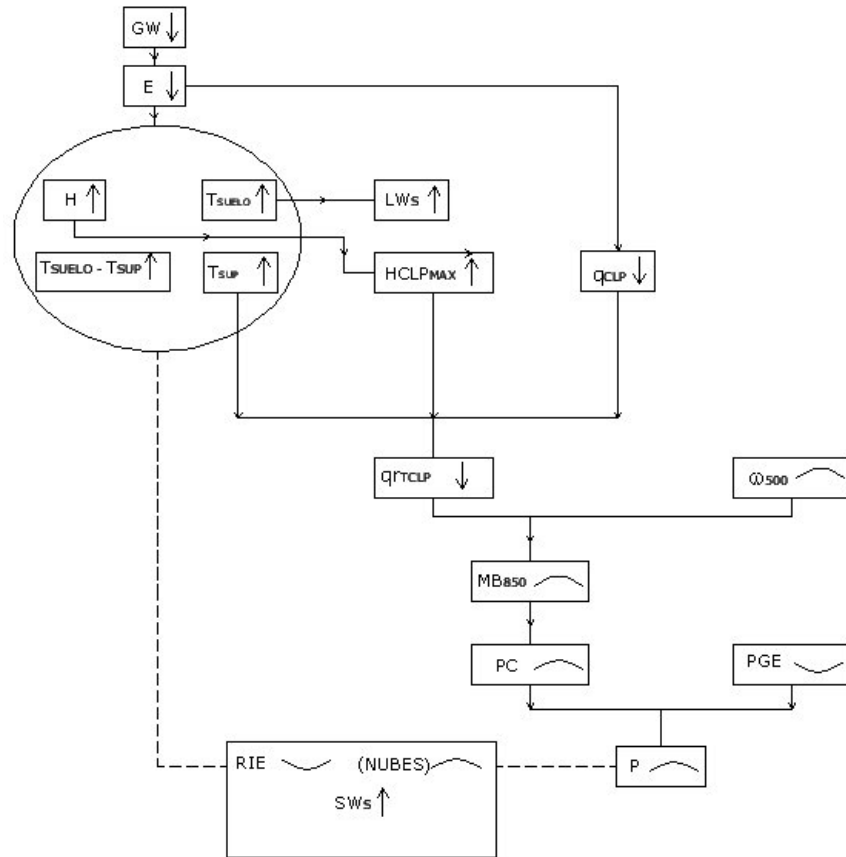


Figura 4.4.9: Esquema de impactos sobre la capa límite planetaria y la convección profunda provocados por cambios en la humedad del suelo. Para las variables en que la disminución del parámetro GW tiene como consecuencia un aumento de la misma se indica con una flecha hacia arriba, en los que el resultado es la disminución se indica con una flecha hacia abajo y cuando el comportamiento es de crecimiento - decrecimiento (decrecimiento - crecimiento) se indica con un símbolo $\cap$ ($\cup$). Con excepción del caso GW 0.00.

5. ANALISIS DEL CICLO DIARIO

En el capítulo anterior se analizó cuál era el efecto de variaciones de la humedad del suelo sobre la convección profunda. Surge de ese análisis la necesidad de estudiar el ciclo diario de los procesos físicos presentes en la CLP y la sensibilidad de los mismos a cambios en el parámetro de estudio. En dicho capítulo se puede ver que el ciclo diario juega un rol central en regular la convección en la región de seleccionada (RAC).

5.1 Precipitación y evaporación

Como muestra de lo expresado anteriormente se presenta en la figura 5.1.1 el ciclo diario de la precipitación y de la evaporación en la RAC para los diferentes valores del parámetro de control. La precipitación tiene su máximo pocas horas después del mediodía y su mínimo en la mañana (8hs). Se puede ver que la sensibilidad del parámetro empieza a ser significativa para valores menores que 0.20 (tal como se observó en la media diaria). El máximo empieza a disminuir lentamente primero y fuertemente luego de dicho umbral del GW a valores inferiores al mínimo matutino. En el caso extremo el ciclo se ve completamente distorsionado, el mínimo relativo de la mañana desaparece y el máximo se adelanta levemente respecto del resto de los casos. La sensibilidad es, sin embargo, más gradual en la evaporación, variable más directamente afectada por el parámetro de control. Esto sugiere la existencia de efectos compensatorios (mayor convergencia de humedad), en el sistema que mantiene la precipitación en la región de interés aún frente a la disminución paulatina de la evaporación en superficie.

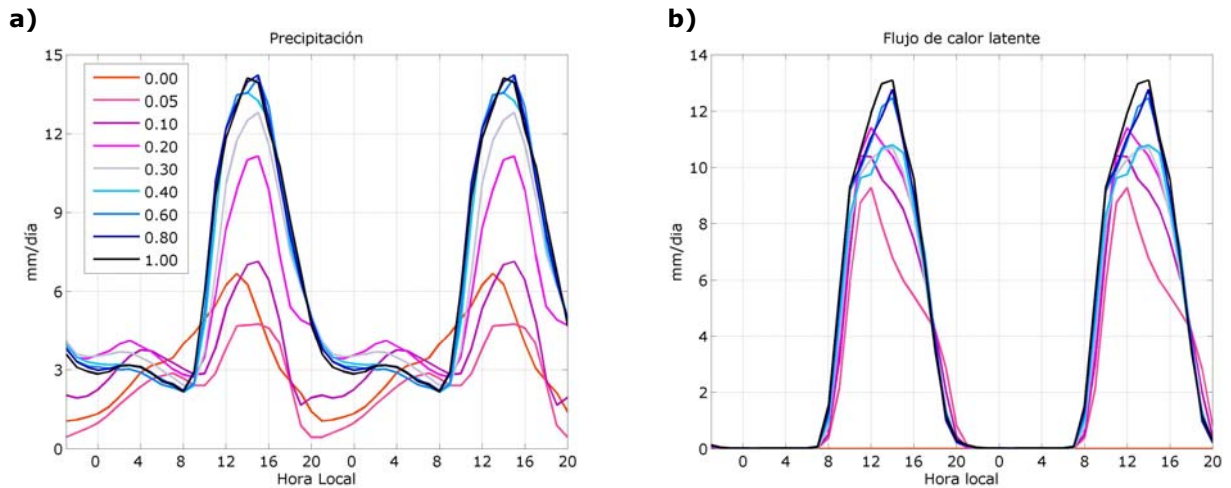


Figura 5.1.1: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) precipitación y b) evaporación en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

5.2 Suelo y Capa Límite

En la figura 5.2.1 se muestra el ciclo diario de la temperatura del suelo y la temperatura del aire en superficie. Tal como se analizó con las medias diarias, la temperatura del suelo, y por lo tanto del aire en superficie, aumenta con la reducción del parámetro como consecuencia de la disminución de la evaporación. Los ciclos son semejantes (naturalmente de mayor amplitud el de la temperatura del suelo) y los máximos y los mínimos de la temperatura en superficie se retrasan un par de horas respecto de los extremos en el suelo. Las conclusiones sacadas en base a la precipitación respecto de la sensibilidad a la humedad del suelo se confirman y se observa para el caso de la temperatura en superficie un lento retardo de los máximos al disminuir el parámetro.

En el caso extremo ($GW=0$) las temperaturas a lo largo del día son notoriamente mayores al resto de los casos, sin embargo la amplitud de los ciclos de temperatura aumenta en forma gradual con la reducción del parámetro. La amplitud térmica pasa de un valor de 7,3K en el caso con GW 1.00 a 11.8K para GW 0.00 en el caso de la temperatura del suelo (figura 5.2.1 a) y de 4.1K a 6.6 en el caso de la temperatura en superficie.

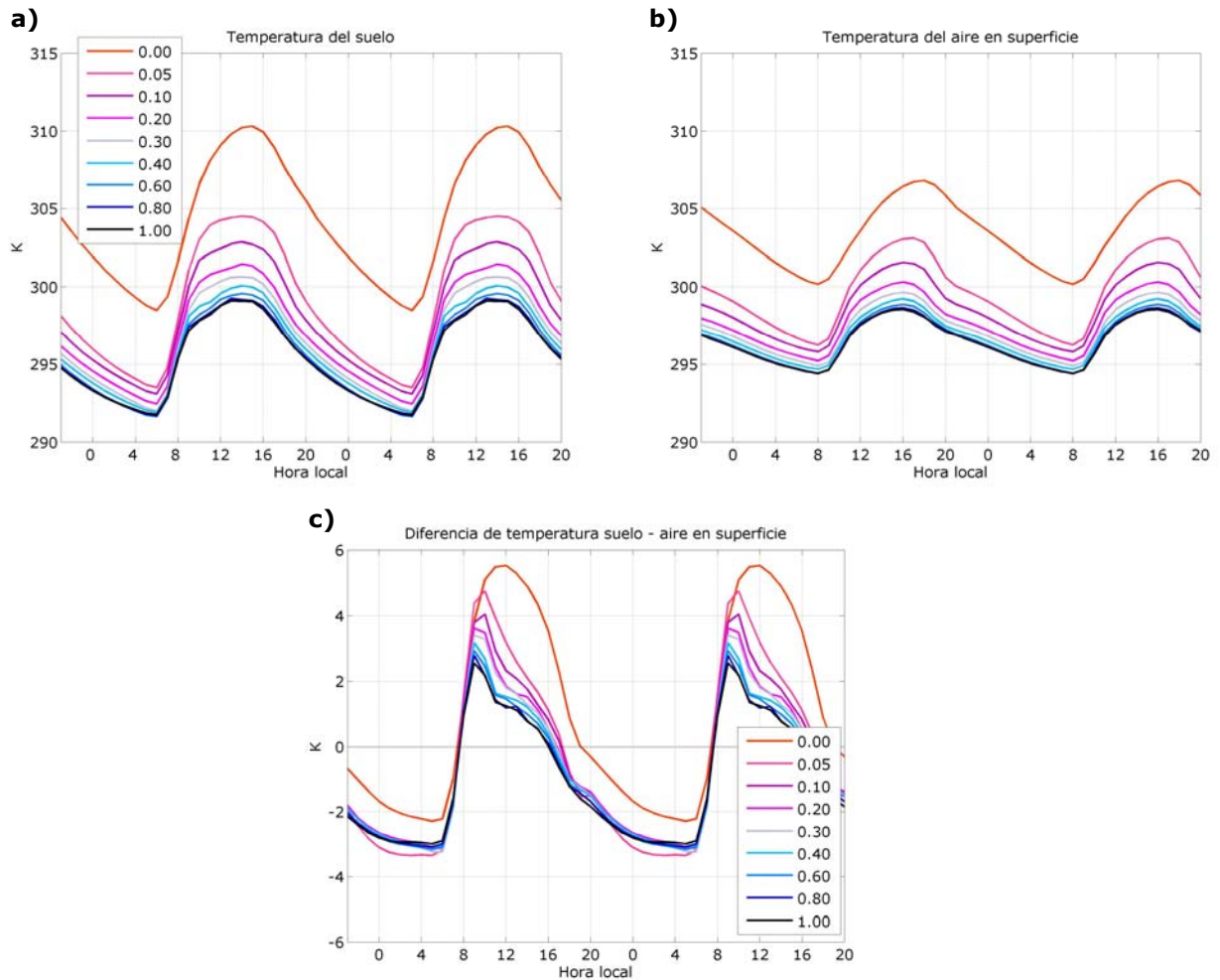


Figura 5.2.1: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura del suelo ; b) temperatura del aire en superficie y c) diferencia de temperatura suelo – aire en superficie, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Si se mira el ciclo de la diferencia de las temperaturas (suelo – aire), se confirma lo que se había anticipado en el capítulo anterior (sección 4.4). Durante las horas sin sol, la inversión térmica disminuye con el parámetro y va perdiendo peso relativo respecto al día, haciendo que la media diaria de esta diferencia sea positiva en el caso extremo (figura 4.4.1). Los resultados en la sensibilidad son similares a los encontrados en las otras variables, las diferencias comienzan a ser significativas a partir de valores de 0.20 del parámetro, disminuyendo su máximo a partir de este valor.

Las variables anteriores pero en términos de temperatura virtual se presenta en la figura 5.2.2), calculada a partir de la humedad de saturación para el suelo y de la humedad en la CLP para el aire en superficie.

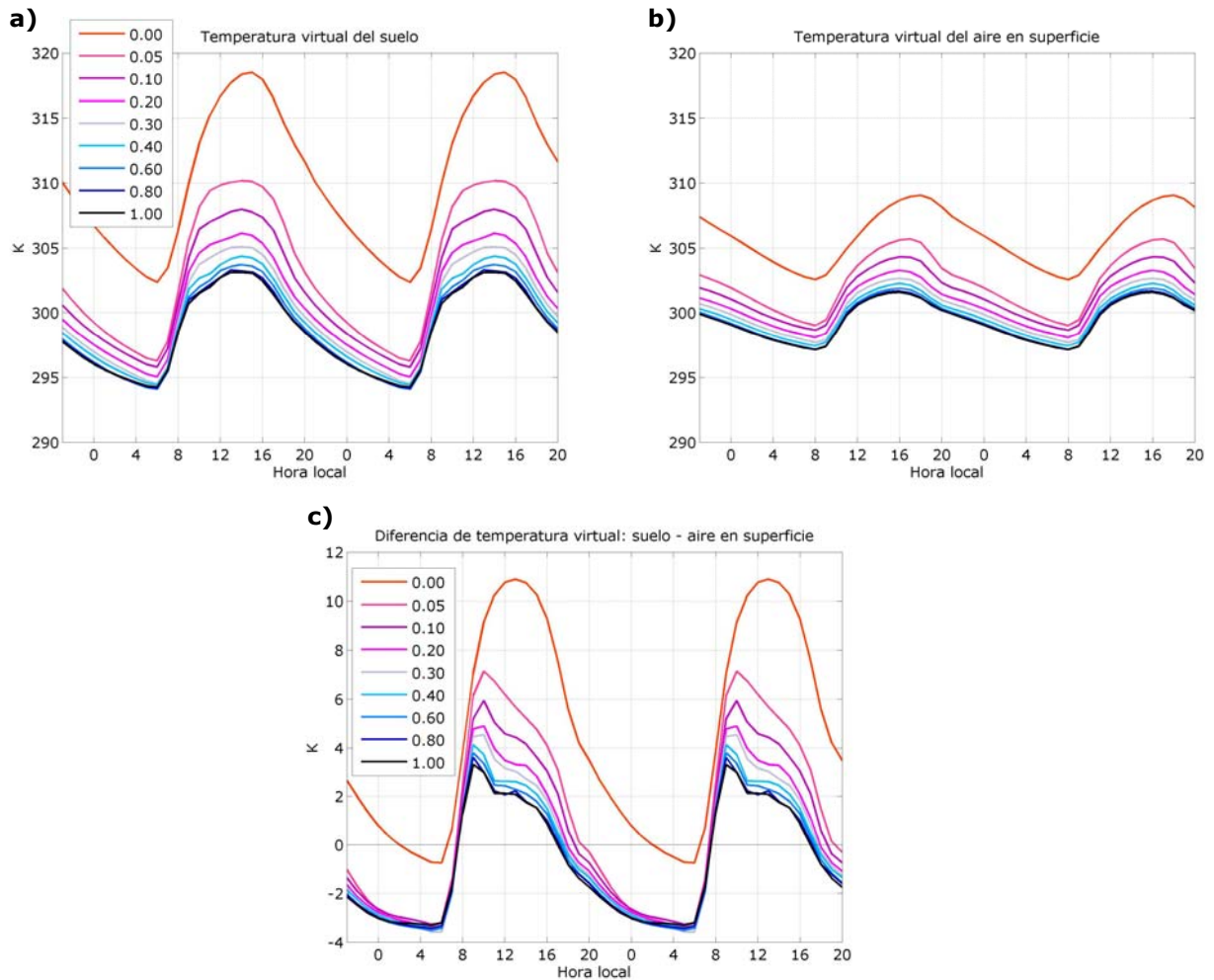


Figura 5.2.2: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura virtual del suelo ; b) temperatura virtual del aire en superficie y c) diferencia de temperatura virtual suelo – aire en superficie, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Las temperaturas virtuales en el suelo y en superficie presentan comportamientos cualitativamente similares a los explicados antes para las temperaturas, siendo las temperaturas virtuales mayores a éstas como es de esperar. Las amplitudes del ciclo diario aumentan con la disminución del parámetro al igual que antes y son mayores que en análisis anterior. En el primer caso se pasa de una amplitud de 8.7K en el caso de GW 1.00 a 16.1K en el caso de GW 0.00., mientras que en el segundo caso las amplitudes varían desde los 4.4K a 6.5K para dichos valores de GW.

Siguiendo con un razonamiento similar al utilizado para analizar las medias diarias, una reducción en el flujo de calor latente tendrá como consecuencia un aumento en el flujo de calor sensible y por lo tanto la capa límite tomará alturas mayores durante el día (figura 5.2.3). Los impactos sobre los ciclos diarios analizados para estas dos variables son similares a los que se han encontrado

antes, los máximos se retrasan y aumentan a medida que se seca el suelo. Para el caso extremo se puede ver el desarrollo de la capa límite durante la noche, motivado por los flujos turbulentos generados gracias a la inestabilidad térmica presente en esta situación, reflejada en la diferencia positiva de las temperaturas virtuales en las horas sin sol (figura 5.2.2).

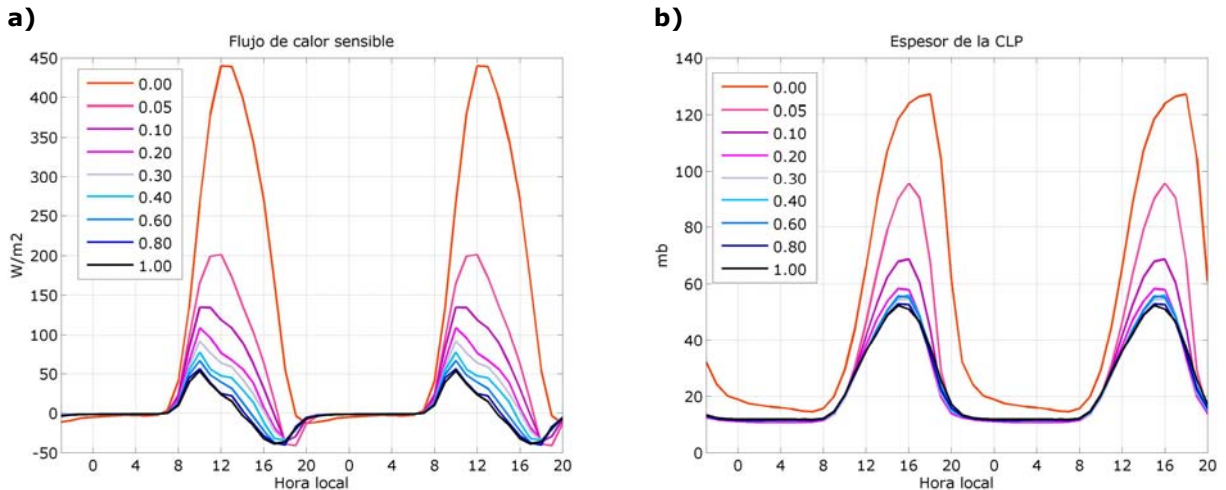


Figura 5.2.3: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) flujo de calor sensible y b) espesor de la Capa Límite Planetaria, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Antes de continuar con la evolución de la CLP y su condicionamiento del ciclo diurno de convección, resumimos en la figura 5.2.4 toda la información relacionada con la evolución diaria del balance de energía en el suelo que se complementa, además de los flujos de energía turbulentos, con los flujos de radiación solar incidente y de onda larga neta emergente. Se aprecia nuevamente que la amplitud del ciclo diurno, representada por el área bajo la curva negra del desbalance energético instantáneo, crece con la disminución del parámetro de control.

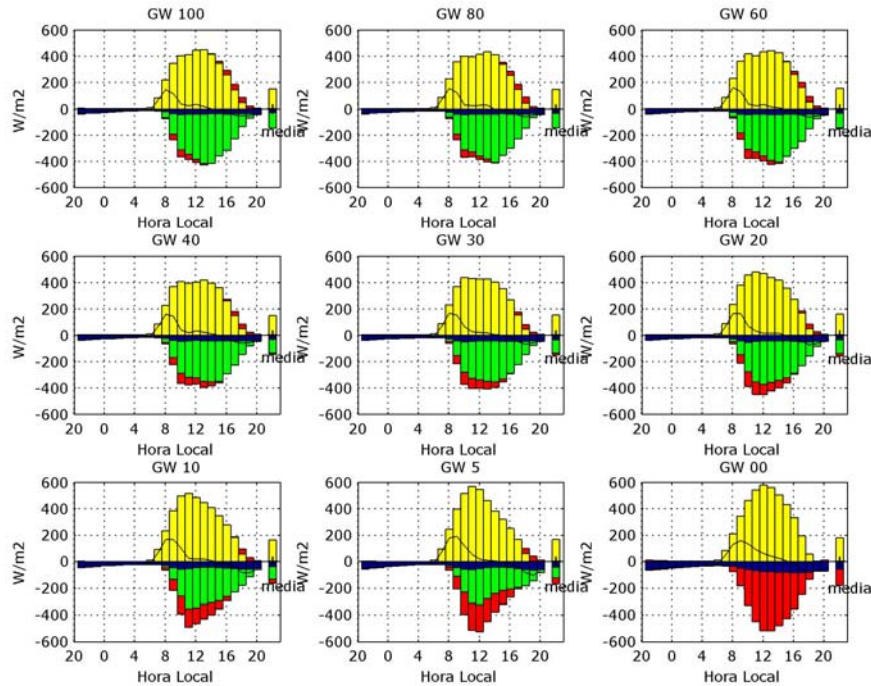


Figura 5.2.4: Ciclo diario del balance de energía en el suelo en la RAC para los distintos valores del parámetro de control. Barra amarilla: flujo solar neto en superficie; barra azul: flujo radiante de onda larga en superficie; barra verde: flujo de calor latente graficado con origen en el extremo inferior de la barra azul; barra roja: flujo de calor sensible con origen en el extremo inferior de la barra verde. En esta figura se representan con signo negativo las pérdidas de energía del suelo. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Como la temperatura del suelo y la altura de la CLP aumentan al disminuir el parámetro, la temperatura al tope de la CLP puede aumentar o disminuir dependiendo de cuál de estos factores tenga más relevancia en los diferentes escenarios de GW. Tal como se muestra en la figura 5.2.5 (a), la temperatura al tope de la CLP aumenta con la reducción del parámetro durante la noche. Sin embargo, luego del mediodía, la temperatura comienza a bajar en los casos más secos ($GW < 0.05$), mostrando la importancia relativa que cobra el aumento del espesor de la CLP frente al calentamiento del suelo en estos casos.

La concentración del vapor de agua (medida por la relación de mezcla, figura 5.2.5 b) muestra, sin embargo, una sensibilidad más gradual a la reducción del parámetro. Los cambios empiezan a notarse a partir de $GW 0.40$ con un cambio más drástico entre las simulaciones con 0.20 y 0.30 . Esto confirma que es en ese rango del parámetro donde se produce el inicio del cambio de régimen y por otro lado señala a la humedad en la CLP como una variable crítica para sostener procesos convectivos. Es notable observar cómo esta variable no mantiene la estructura de los cambios que se vienen observando hasta ahora. En particular

se puede ver que a partir de valores del parámetro de 0.20 el ciclo diario se distorsiona notoriamente respecto de los casos más húmedos. A partir de este valor, la humedad no logra recuperarse luego del mínimo matutino, se saltea el máximo relativo del mediodía y alcanza recién el segundo máximo relativo que venía observándose en las otras simulaciones al fin de la tarde. A medida que sigue disminuyendo el parámetro la situación empeora, la humedad sigue disminuyendo en el correr del día hasta que el ciclo diario se revierte completamente respecto del que se observa en los casos húmedos, con el máximo en la mañana y el mínimo en la tarde. Estos resultados sugieren que los procesos que regulan la relación de mezcla del vapor de agua en la CLP son críticos para entender la sensibilidad de la convección a la humedad del suelo.

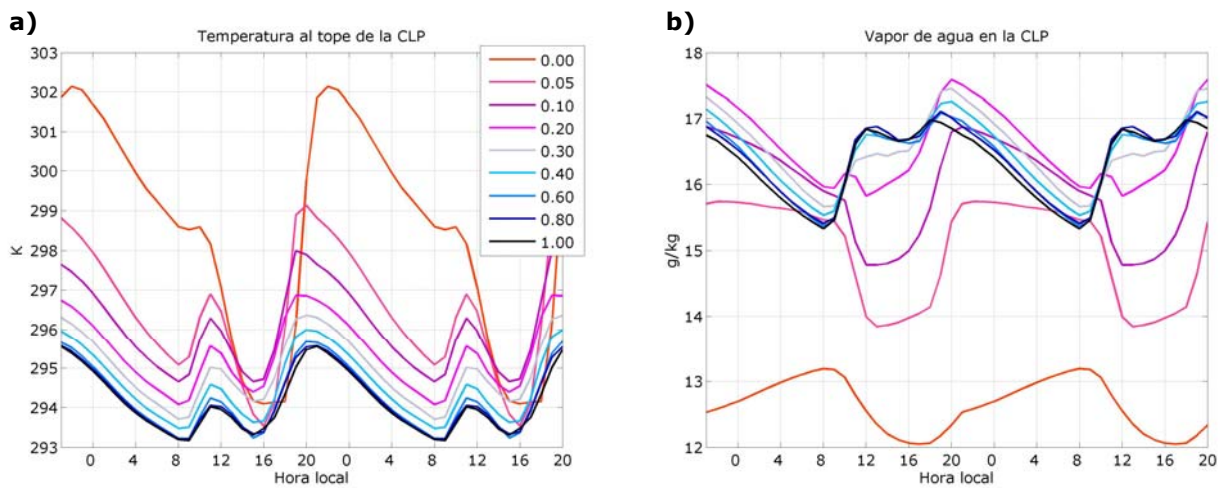


Figura 5.2.5: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) temperatura al tope de la Capa Límite Planetaria y b) contenido de vapor de agua en Capa Límite Planetaria, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

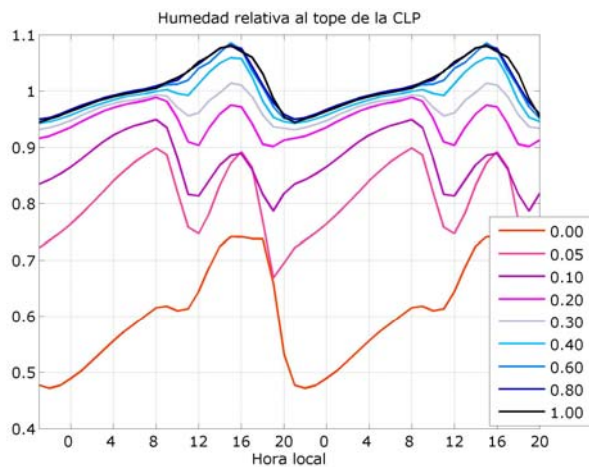


Figura 5.2.6: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la humedad relativa al tope de la CLP, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

El ciclo diario de la humedad relativa al tope de la CLP (figura 5.2.6), que controla más directamente la posibilidad de convección húmeda en la realidad y en el modelo (existe allí una condición explícita que la humedad relativa supere un umbral para habilitar los procesos convectivos), muestra nuevamente que la sensibilidad a la humedad del suelo es gradual y progresiva. Para

valores del parámetro menores a 0.4, el ciclo comienza a distorsionarse presentando un doble máximo. El máximo que tenía lugar a primeras horas de la tarde comienza a retrasarse y disminuir y surge un segundo máximo (mayor que el anterior) a primeras horas de la mañana. En el caso extremo el ciclo vuelve a ser similar a los casos más húmedos pero con valores significativamente menores de la humedad relativa y un máximo que se retrasa sensiblemente. En este caso y en algunas horas del día en el caso del valor 0.05, los valores de la humedad relativa no superan el umbral para activar a la convección. Esto se analiza en conjunto con el ciclo de del flujo de masa en los cúmulos en 850mb de altura (MB_{850} , figura 5.2.7).

El ciclo de MB_{850} presenta un resultado similar al visto para la humedad relativa al tope de la CLP, el ciclo diario pasa a tener un doble máximo a medida que se seca el suelo con una sensibilidad similar (figura 5.2.8). Para valores del parámetro por debajo de 0.20 el valor MB_{850} disminuye significativa y se puede ver ausencia de convección en algunas horas de la noche para los casos más secos (GW 0.05 y 00).

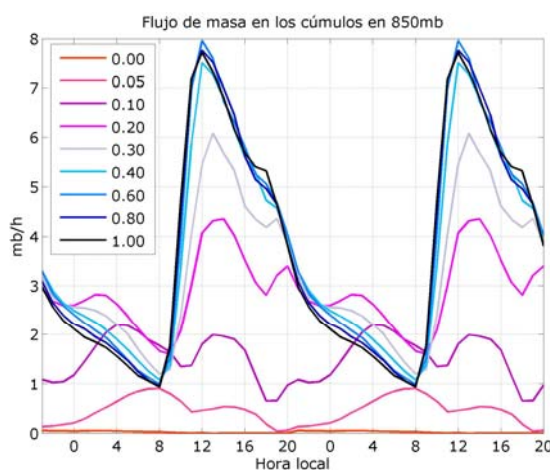


Figura 5.2.7: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) del flujo de masa en los cúmulos, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

La precipitación convectiva tiene, como es de esperar, un comportamiento idéntico al de MB_{850} (figura 5.2.8 a). El comportamiento del ciclo diario de la PGE es sustancialmente distinto a los que se vienen observando hasta ahora, si bien la sensibilidad a los cambios en GW se aprecia a partir del mismo valor (0.20, figura 5.2.8 b). En este caso aparece un ciclo con un doble máximo, el primero en la madrugada

y el segundo durante la tarde. Al secar el suelo para valores del parámetro menores a 0.10, el primer máximo se retrasa mientras que el segundo se adelanta hasta el caso extremo donde el ciclo se distorsiona y se ve un único máximo al mediodía. El mecanismo de precipitación dominante en este caso es debido a la gran escala y la precipitación convectiva es insignificante. Más

adelante en este mismo capítulo se explica el comportamiento de los mecanismos físicos que influyen sobre la precipitación de gran escala que no está vinculada tan directamente al comportamiento de la capa límite planetaria como lo está la precipitación convectiva.

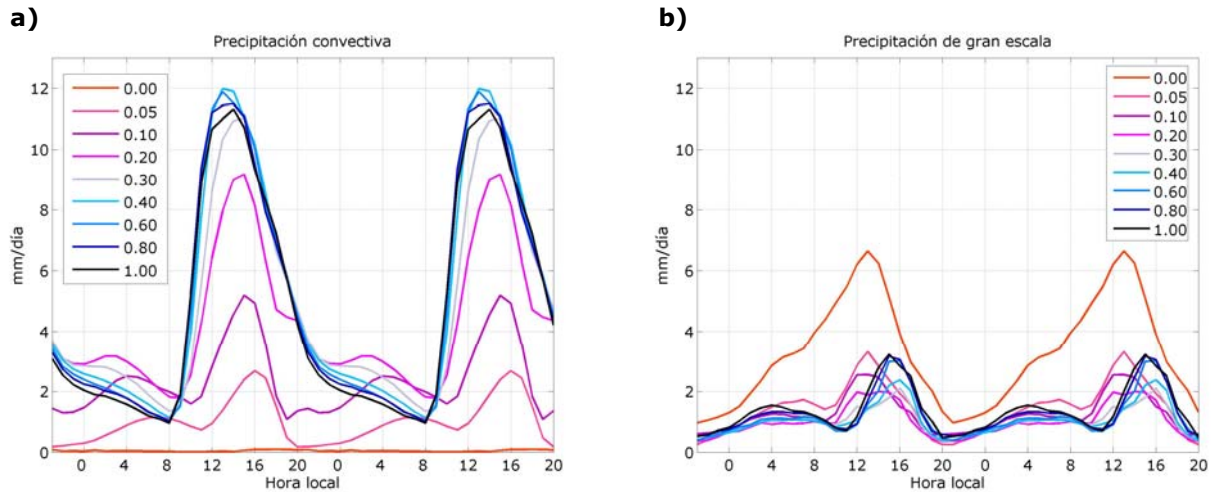


Figura 5.2.8: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) precipitación convectiva y b) precipitación de gran escala, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Observando el ciclo diario de la precipitación (figura 5.1.1 a) en conjunto con la PC y la PGE se ve que exceptuando los casos más secos ($GW < 0.10$), la PC es quién domina y que el ciclo diario de la precipitación presenta las mismas características que ésta. Es de destacar que en el caso $GW 0.0$ la precipitación se da puramente por mecanismos asociados a la gran escala siendo casi nula la convección (tal como se anticipó en el análisis de MB_{850}).

Se considera ahora la energía estática húmeda en la región de estudio, dada por la expresión: $eh = CpT + gz + Lq$;

Donde;

- Cp : es el calor específico del aire a presión constante [$1004,67 \text{ J/ (kg K)}$]
- T : es la temperatura de la CLP
- g : es la aceleración gravitatoria
- z : es la cota a partir de un nivel de referencia (m) (x ej superficie terrestre)
- L : es el calor latente de vaporización $2.5e6 \text{ J/(kg } ^\circ\text{K)}$
- q : contenido de vapor de agua (kg/kg)

Puede considerarse que la atmósfera es potencialmente inestable si el gradiente vertical de la energía estática húmeda (eh) es negativo. Sin embargo, esta condición no implica el inicio de la convección si bien puede pensarse como la energía disponible para la misma en el caso en que ésta ocurra.

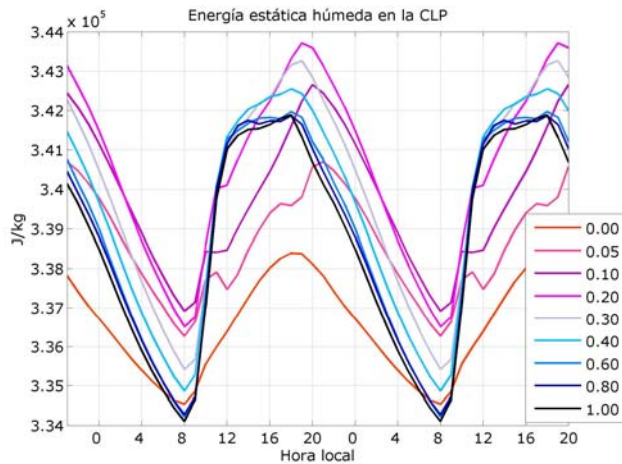


Figura 5.2.9: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la energía estática húmeda, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

En la figura 5.2.9 se presentan los resultados para eh calculada en la superficie y asumiendo que la CLP se encuentra bien mezclada. Cabe señalar que esta aproximación es adecuada durante las horas con radiación solar, que es donde tiene lugar la convección (por completitud se presentan los resultados para todo el día).

Tal como ocurre en el caso de la precipitación convectiva y la humedad relativa al tope de la CLP, la sensibilidad se observa a partir de valores de 0.20 del parámetro. Es notable observar cómo para valores del GW superiores a este valor el ciclo diario permanece prácticamente incambiado durante el día. Entre las 8 y las 16hs el comportamiento de h es muy similar al de la precipitación convectiva, con menor energía disponible la convección tiene lugar en proporciones menores. Si bien a partir de las 16hs el valor de h es máximo para valores relativamente pequeños del parámetro, la humedad relativa al tope de la CLP alcanza valores menores que atenúan (y hasta impiden en algunos casos) el desarrollo de la convección.

5.3 Agua en la columna

Para analizar el balance del ciclo diario de agua en la columna se calculó en forma directa y aproximada la convergencia de humedad en la misma.

Para este cálculo se obtuvieron valores en el modelo del contenido de vapor de agua (q) cada 100mb entre 1000 y 100 mb de altura. Se definieron dos variables diferentes para evaluar q según si se estuviera considerando un flujo entrante o saliente a la región de estudio. La primera variable representa el contenido de vapor de agua dentro de la columna (q_{box}) y en cada nivel se calcula como el valor promedio de q en los puntos que definen la región. El segundo valor

representa el vapor de agua que ingresa en la columna (q_{ref}) y se obtiene (para cada nivel) como el promedio del vapor de agua de los puntos donde se determina que el flujo ingresa a la región de estudio.

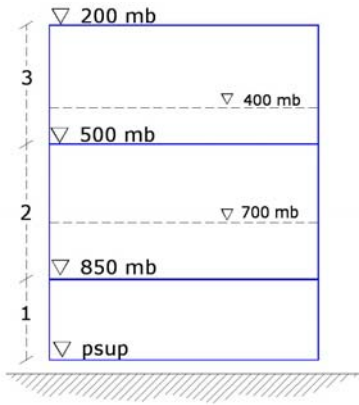


Figura 5.3.1: Esquema de tramos en la columna atmosférica para calcular la convergencia de humedad. (Los niveles punteados son auxiliares).

Para los campos de velocidades horizontal y vertical se obtuvieron salidas en los siguientes niveles: 850, 700, 500, 400 y 200 mb.

La columna atmosférica se dividió en tres tramos según el esquema presentado en la figura 5.3.1 y en cada tramo se calculó la advección horizontal

de humedad promediando los flujos de vapor de agua en cada uno de los tramos. A modo de ejemplo se presenta el cálculo para el tramo ubicado entre 850 y 500 mb (tramo 2).

$$dq_{adv}(2) = fl_{e850} * 2q_{ref850} + fl_{e700} * (2q_{ref700} + q_{ref600}) + fl_{e500} * (q_{ref600} + q_{ref500}) - fl_{s850} * 2q_{box850} - fl_{s700} * (2q_{box700} + q_{box600}) - fl_{s500} * (q_{box600} + q_{box500})$$

Donde,

dq_{adv} : advección horizontal de humedad [Kg/Kg.d]

fl_e : flujo entrante a la región (por unidad de área horizontal), [1/d]

fl_s : flujo saliente de la región (por unidad de área horizontal), [1/d]

El subíndice significa el nivel en donde se calcula la variable de interés, por ejemplo, fl_{e850} significa flujo entrante a la región a 850mb de altura.

Para obtener el valor de la convergencia de humedad en toda la columna se sumaron los valores en cada uno de los tramos (ponderado por el espesor del tramo) y se agregó el flujo vertical en 200mb (tope de la columna considerada) y el flujo asociado a la frontera variable en la superficie. La velocidad vertical en superficie se calculó por medio de la ecuación 5.3.1.

$$\frac{\partial p_{sup}}{\partial t} = \omega_{sup} \quad (\text{eq 5.3.1})$$

Siendo p_{sup} y ω_{sup} , los valores de la presión y omega en la superficie (base de la columna considerada).

Resumiendo, el cálculo de la convergencia de humedad en la columna se representa en la ecuación 5.3.2.

$$C = \sum_{i=1}^3 dq_{adv}(i) * \text{espesor}(i) - \omega_{sup} * q_{pbl} + \omega_{200} * q_{box200} \quad (\text{eq 5.3.2})$$

Donde espesor (i) representa el espesor en mb de cada tramo.

Cabe señalar que en los casos en los que se trabaja con la media diaria el valor de omega en superficie es nulo (eq 5.3.1).

De esta forma, y utilizando la ecuación 4.3.2, se obtiene para cada hora el valor de la tendencia del contenido de humedad en la columna.

En todos los casos, se calcula el balance medio diario con los valores de C calculados con este esquema y se verifica para la media diaria la ecuación 4.3.3.

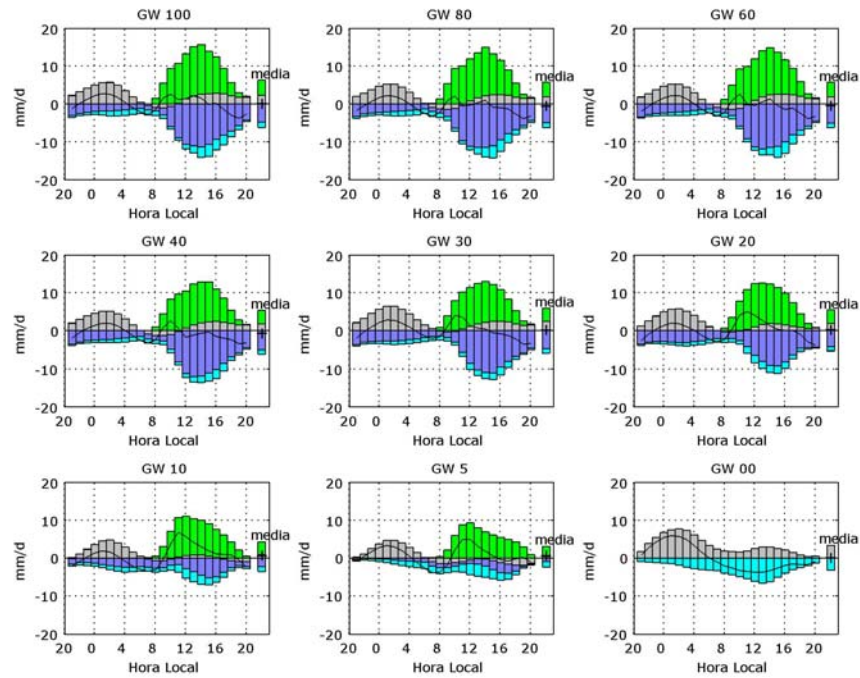


Figura 5.3.2: Ciclo diario del balance de agua en la columna atmosférica de estudio para los distintos valores del parámetro de control. La barras negativas (celeste) representan las pérdidas de agua en la columna (precipitación) dividida en Precipitación Convectiva (PC, fracción violeta) y precipitación de Gran Escala (PGE, fracción celeste); la barra positiva representa la ganancia total de agua en la columna (fracción gris - convergencia de humedad y fracción verde la evaporación). La línea negra representa la tendencia del agua disponible en la columna. La barra al final representa a media del ciclo diario y la cruz la diferencia en el cierre del balance medio. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

La convergencia de humedad calculada por medio de este esquema muestra valores aceptables para el balance medio diario de agua en la columna. El peor resultado se obtiene para el caso GW 0.40, donde la diferencia para el cierre perfecto es de 0.8mm, valor que representa el 12,6% de la precipitación media diaria en ese caso.

En términos generales puede observarse que la cantidad de agua disponible en la columna de estudio aumenta (tendencia positiva) durante las primeras horas de la noche en todos los casos como consecuencia de una fuerte convergencia de humedad hacia la columna que supera los valores de precipitación nocturnos. A primeras horas de la mañana, la columna pierde parte del agua disponible por precipitación mostrando una tendencia negativa. Esta tendencia se revierte antes del mediodía en cuanto crece la evaporación que, en los casos más húmedos, logra humidificar suficientemente la CLP para iniciar la convección, manteniendo aproximadamente balanceada la cantidad de agua en la columna durante las primeras horas de la tarde. En los casos más secos la tendencia positiva de agua

en la columna sobre el mediodía es más pronunciada y se mantiene más tiempo, pero menos eficiente en inducir la convección. Cuando la evaporación comienza a disminuir nuevamente, la tendencia vuelve a ser negativa, en los casos más húmedos luego del mediodía y en los más secos una vez entrada la tarde (4PM aprox.) (figura 5.3.2).

En otras palabras, si se considera el ciclo diario del contenido total de agua en la columna, la disminución de la condición de humedad en el suelo genera ciclos diurnos de mayor amplitud pero con condiciones menos favorables a la precipitación tanto de gran escala como convectiva (reflejada en el humedad relativa al tope de la CLP, figura 5.2.6) y por lo tanto los valores de ambas precipitaciones, en mayor medida la PC, disminuyen con el parámetro.

En el caso extremo, la columna gana agua por medio de la convergencia de humedad predominantemente durante la noche que luego pierde en su mayoría durante el día por medio de la precipitación, por mecanismos vinculados puramente a la gran escala.

Información adicional de cómo se distribuye el agua en la columna puede verse en los esquemas presentados a continuación, donde se analiza el balance de humedad en cada uno de los tres tramos de columna presentados en el esquema de la figura 5.3.1. En cada una de las cajas se calcula la convergencia de humedad de forma similar a lo expresado en la ecuación 5.3.2, pero utilizando la advección horizontal correspondiente a ese tramo y los flujos verticales de humedad correspondientes a los niveles de la base y del tope del respectivo de tramo. El balance de agua se cierra en las dos cajas superiores entre la convergencia de humedad (C) debido al flujo horizontal y vertical de gran escala, la precipitación y la convergencia/divergencia neta asociada a la convección. En la caja inferior se debe tener en cuenta para cerrar el balance el flujo de calor latente (figuras 5.3.3). Para cada caso se calcula el desbalance medio como la media diaria de la C para las cajas superiores y de la C y el flujo de calor latente para la caja inferior. En cada caso, el valor del desbalance medio representa la precipitación media diaria (convectiva y de gran escala) más la convergencia/divergencia neta media diaria en cada una de las cajas asociada a la convección.

La convergencia de humedad máxima se tiene en la caja que comprende el tramo entre los 850 y los 500 mb de altura (figura 5.3.3), obteniéndose los valores máximos para el caso extremo ($GW=0$), tal como puede esperarse de acuerdo al esquema de circulación presentado más adelante para el movimiento vertical de gran escala, debido al movimiento vertical ascendente que tiene lugar durante todo el día en 850mb (sección 5.4). Dado que en cada caja la precipitación representa una pérdida en este balance y analizando los valores pequeños que se tienen en la caja superior (entre 500 y 200mb de altura), puede pensarse que la precipitación originada en estos niveles es prácticamente despreciable. Así mismo, analizando la caja sobre la superficie terrestre en conjunto con los valores de MB_{850} (figura 4.4.5) puede presumirse que una parte importante de este desbalance está vinculada al transporte convectivo hacia las cajas superiores y otra parte menor se debe a la precipitación que tiene lugar entre la superficie y los 850mb de altura. Dado que la suma total de estos tres desbalances corresponde con la precipitación total en la columna, es razonable pensar que la mayor parte de la precipitación se origina en la caja intermedia entre los 850 y 500mb de altura.

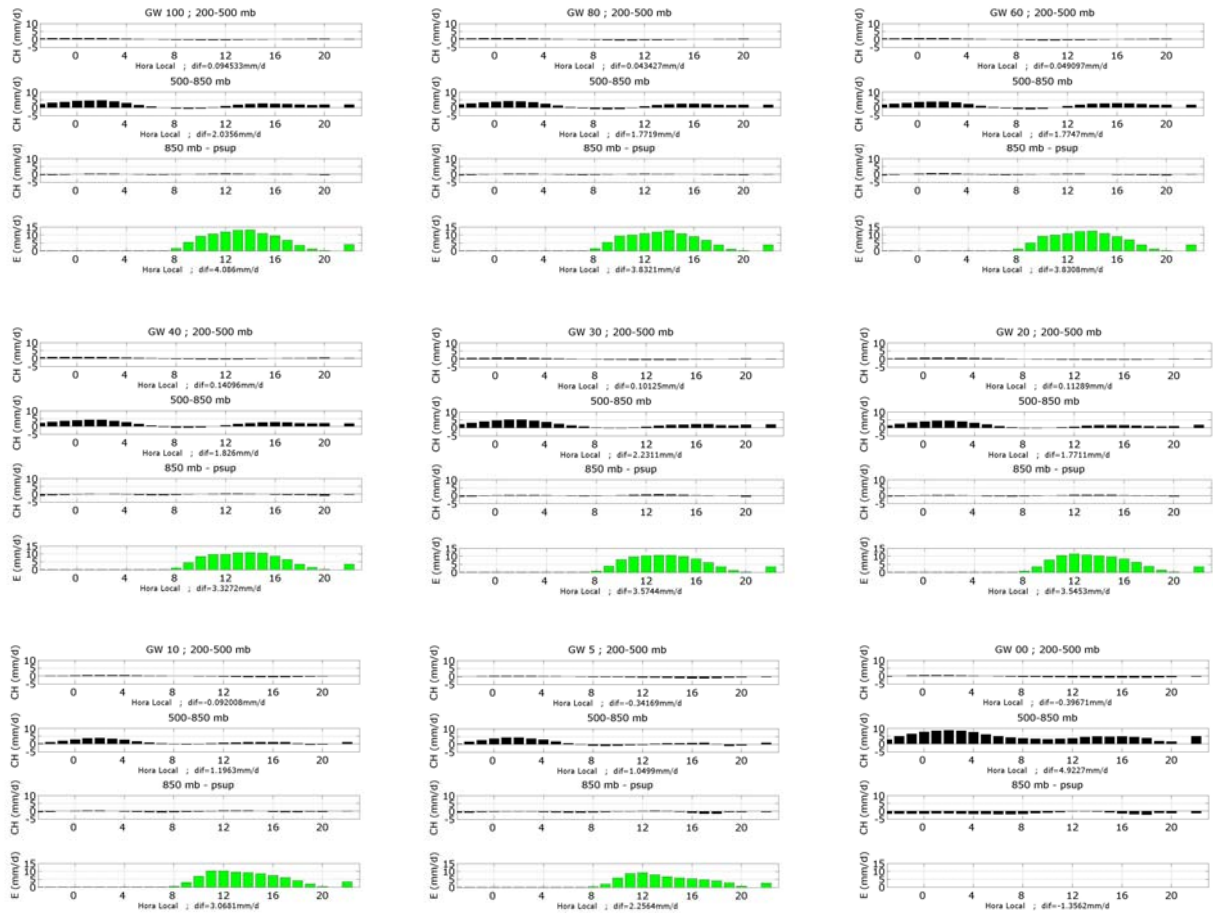


Figura 5.3.3: Ciclo diario de la convergencia de humedad para tres cajas en la columna atmosférica de estudio para los distintos valores del parámetro de control (barras negras) entre la superficie terrestre y 850mb, entre 850 - 500mb y entre 500 y 200mb de altura. Las barras verdes representan el flujo de calor latente. El valor dif en cada caja representa la precipitación media diaria más los flujos netos medios diarios de masa entre las cajas.
Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

5.4 Movimiento vertical

El ciclo diario del movimiento vertical en la columna en los casos húmedos muestra, tal como es de esperar, mayor amplitud en la troposfera media (figura 5.4.1). Como se señaló en el capítulo 3, se observan valores positivos para ω_{500} durante la mañana y las primeras horas de la tarde (movimiento vertical descendente) mientras que en el resto del día el movimiento vertical es ascendente (ω_{500} negativo). El ciclo no es simétrico, entre el mínimo nocturno y el máximo diurno existen aproximadamente 10 horas de desfase, mientras que desde el máximo hasta el mínimo la diferencia es de 14hs.

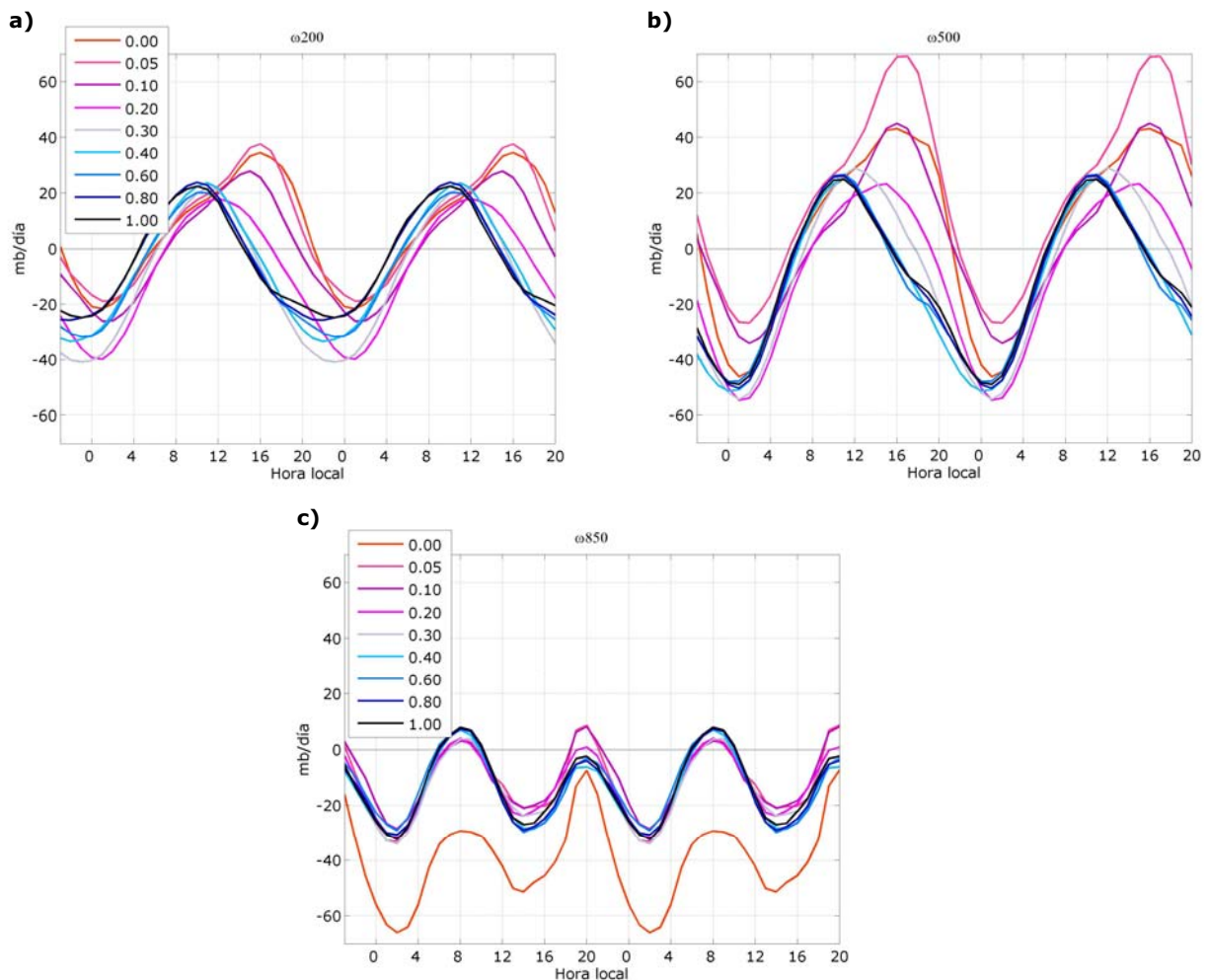


Figura 5.4.1: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de a) velocidad ascendente en 200mb ; b) velocidad ascendente en 500mb y c) velocidad ascendente en 850mb, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Los ciclos de ω_{200} muestran características similares a los de ω_{500} en estos casos. Estas dos variables se encuentran completamente en fase, naturalmente con una menor amplitud en los ciclos de ω_{200} .

A diferencia de las velocidades en 200 y 500mb el ciclo de ω_{850} para los casos húmedos muestra un doble ciclo durante el día. El primer mínimo de omega en este nivel (máxima velocidad ascendente) y el primer máximo (mínima velocidad ascendente) tienen lugar durante la noche y en las primeras horas de la mañana respectivamente y están aproximadamente en fase con los mínimos y máximos en los niveles superiores. El segundo mínimo tiene lugar enseguida del mediodía y el segundo máximo se da en las primeras horas de la noche, sin alcanzar velocidades verticales descendentes allí. El desfase entre un máximo y el mínimo inmediato (o viceversa) es de un cuarto de ciclo durante todo el día.

La sensibilidad a la disminución del parámetro de control se aprecia en los mismos rangos del parámetro. Con la reducción del mismo se puede ver un leve retardo de los mínimos (aproximadamente 2hs) de ω_{500} y una leve disminución en su magnitud. Los máximos se ven sin embargo más afectados, el retardo para valores de GW 0.20 es de 4hs alcanzando las 6hs en los valores más extremos. En estos casos se tiene además un notable aumento de la máxima velocidad vertical descendente en media tropósfera, que alcanza prácticamente el doble del valor de los máximos en los casos con GW 0.00 y 0.10 y es aún mayor en el caso GW 0.05.

En 200mb de altura los cambios son en la misma dirección que en 500mb pero con un impacto menor. Las diferencias apreciables en los ciclos diarios de ω se dan en los casos con $GW < 0.05$, donde la máxima velocidad descendente vuelve a duplicar el valor de los casos húmedos con unas 5 horas de retardo aproximado.

No se observan grandes cambios en los ciclos de ω_{850} , sin embargo, para el rango de GW entre 0.20 y 0.05 se puede ver que la velocidad vertical vuelve a ser descendente durante el segundo máximo del día. El cambio más notable se da para el caso extremo, donde la velocidad vertical es ascendente durante todo el día con magnitudes que duplican los valores del resto de las simulaciones (prácticamente durante todo el ciclo).

Un esquema del movimiento vertical en la columna para las diferentes horas del día para los casos húmedos, para los casos secos y para el caso extremo se

puede apreciar en la figura 5.4.2. Dada la diferencia de comportamientos observada hasta el momento, se tomaron como casos húmedos aquellos donde el parámetro toma valores mayores a 0.20 mientras que los casos secos son aquellos en que el parámetro es inferior a este valor, con excepción del caso extremo GW 0.00. Es de destacar que el caso GW 0.20 en general se encuentra en un estado de transición entre las dos situaciones definidas.

Al iniciar la noche (2hs) en todos los casos existe en toda la columna movimiento vertical ascendente con velocidades más intensas en el entorno de los 500mb de altura para los casos húmedos y de los 850mb para el caso extremo. Esto muestra la existencia de convergencia de aire en los niveles más bajos y divergencia por encima de los 200mb de altura.

Al iniciar el día (6hs) en los casos húmedos ha comenzado una transición hacia movimiento de subsidencia con una única celda de circulación (convergencia al tope de la columna y divergencia en superficie) que estará completamente instalada a las 8hs. A medida que disminuye el parámetro de control esta transición se ve retardada. El caso extremo presenta un remanente de la circulación nocturna a las 6hs mostrando una circulación somera que mantiene la convergencia en superficie pero con el nivel de divergencia ubicado entre los 850 y 500mb, las velocidades verticales son despreciables en el resto de la columna. A esta circulación somera se le suma una circulación de escala mayor que mantiene el nivel de divergencia entre los 850 y los 500mb con convergencia por encima de los 200mb de altura.

A partir de las 10hs, con el inicio del calentamiento diurno, puede verse tanto en los casos húmedos como en los secos que la subsidencia comienza a ceder, elevando el nivel de divergencia entre los 500 y 850mb, con un incipiente movimiento ascendente debajo de dicho nivel. A las 14hs en todos los casos se observa un esquema con dos celdas de circulación, una superior con movimiento descendente y una somera ascendente con convergencia de aire en superficie.

El esquema va nuevamente hacia la instalación de una única celda con movimiento vertical ascendente en toda la columna tal como se describió para el comienzo de la noche, a medida que se seca el suelo se ve retrasada la

instalación de la misma. En los casos húmedos a partir de las 18hs el movimiento vertical es ascendente en toda la columna. Para los casos secos el esquema de las 14hs permanece hasta las 22hs (no mostrado en esquema, figura 5.4.2) donde se observa una doble circulación con convergencia encima de media troposfera y movimiento ascendente debajo. A las 22hs recién vuelve a instalarse la gran celda ascendente mencionada antes. En el caso extremo el esquema de las 8hs se mantiene durante el resto del día y la transición hacia el movimiento vertical en toda la columna se da rápidamente entre esa hora y las 22hs (figura 5.4.1).

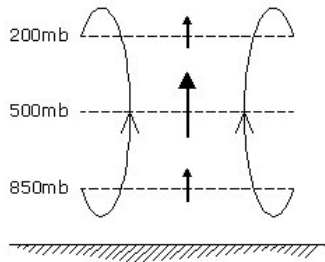
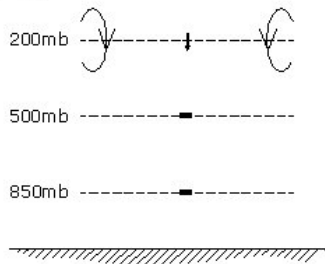
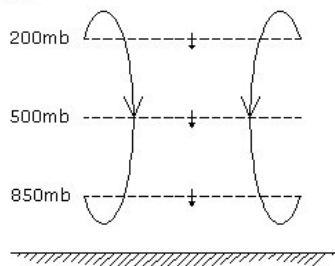
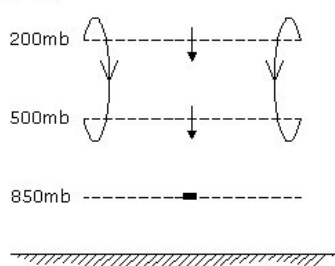
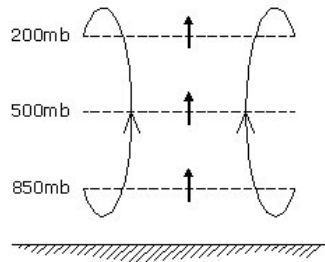
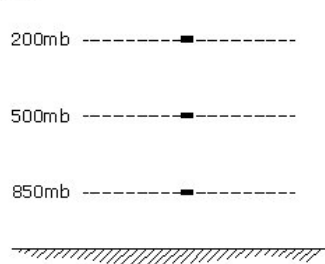
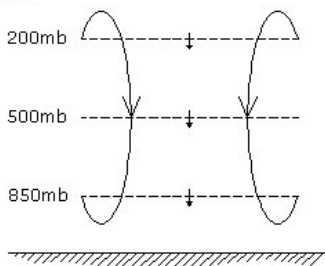
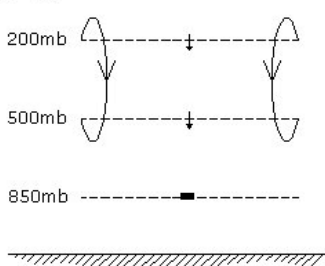
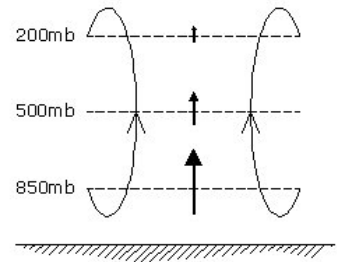
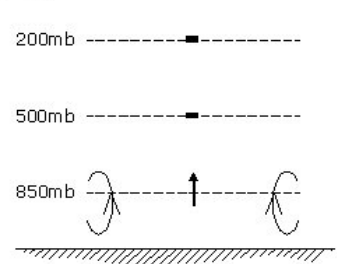
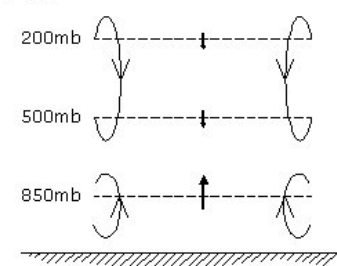
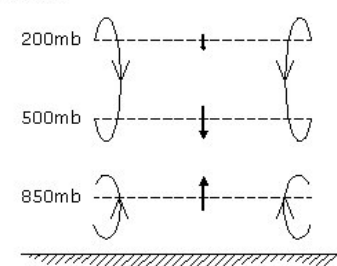
CASOS HÚMEDOS**2 hs****6 hs****8 hs****10 hs****CASOS SECOS****2 hs****6 hs****8 hs****10 hs****CASO EXTREMO (GW = 0.0)****2 hs****6 hs****8 hs****10 hs**

Figura 5.4.2 a: Esquema de la variación diaria de la velocidad vertical en la región de estudio para los casos húmedos ($GW > 0.20$), para los casos secos ($GW < 0.20$) y para el caso extremo ($GW = 0.00$). Las flechas indican el sentido y módulo de omega en cada nivel (200, 500 y 850 mb), $\longrightarrow |w| > 40 \text{ mb/d}$; $\longrightarrow 20 \text{ mb/d} > |w| > 40 \text{ mb/d}$; $\longrightarrow |w| < 20 \text{ mb/d}$; y $\cdot w=0$

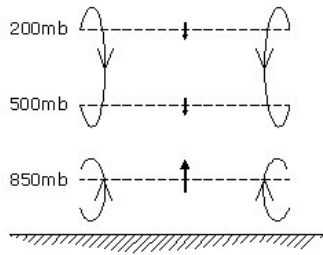
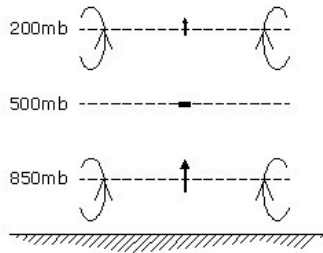
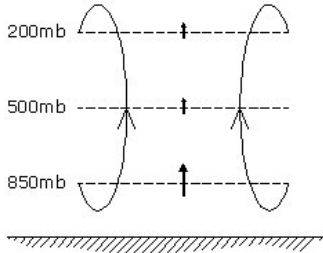
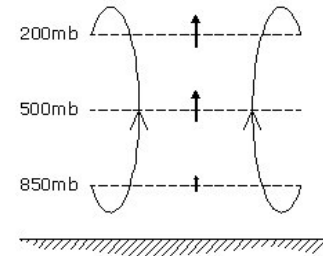
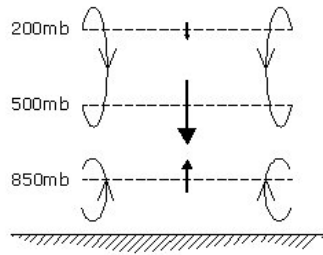
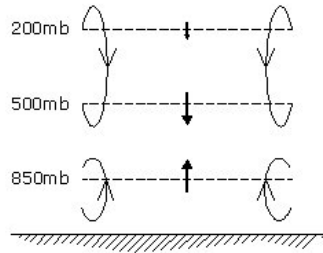
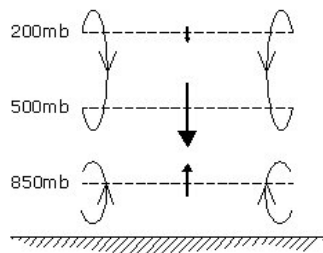
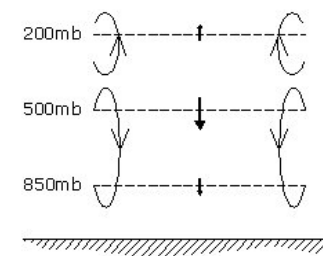
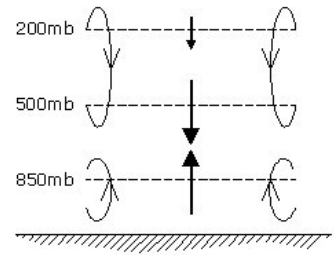
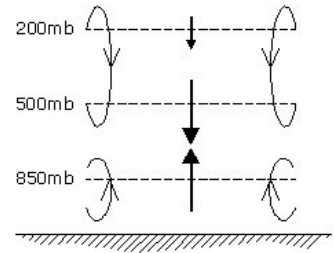
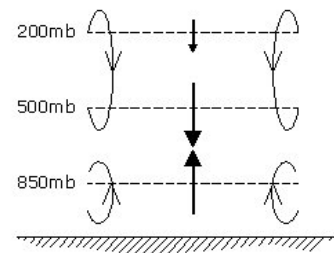
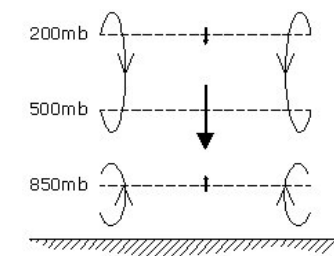
CASOS HÚMEDOS**14 hs****16 hs****18 hs****20 hs****CASOS SECOS****14 hs****16 hs****18 hs****20 hs****CASO EXTREMO (GW = 0.0)****14 hs****16 hs****18 hs****20 hs**

Figura 5.4.2 b: Esquema de la variación diaria de la velocidad vertical en la región de estudio para los casos húmedos ($GW > 0.20$), para los casos secos ($GW < 0.20$) y para el caso extremo ($GW = 0.00$). Las flechas indican el sentido y módulo de omega en cada nivel (200, 500 y 850 mb), $\longrightarrow |w| > 40 \text{ mb/d}$; $\longrightarrow 20 \text{ mb/d} > |w| > 40 \text{ mb/d}$; $\longrightarrow |w| < 20 \text{ mb/d}$; y $\bullet w=0$

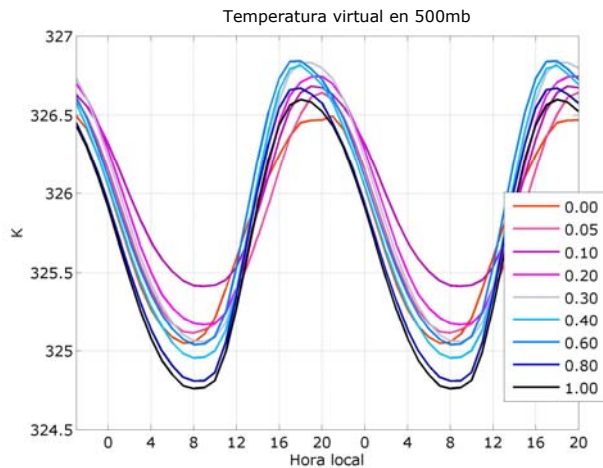


Figura 5.4.3: Ciclo diario (repetido dos veces para mayor claridad) de la temperatura virtual en 500mb, en la región de estudio para los distintos valores del parámetro de control. Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

Para analizar en forma simplificada cuál es la causa física que genera esta diferencia en el movimiento vertical se presentan y se analizan en simultáneo los ciclos diarios de la temperatura del suelo, la precipitación convectiva, la temperatura y la velocidad vertical en la tropósfera media. La temperatura virtual en la tropósfera media (θ_{500}) en los trópicos está fuertemente condicionada por la gran escala y se verificó que varía poco entre las diferentes simulaciones (figura 5.4.3).

En los casos húmedos y secos la inestabilidad generada por el calentamiento del suelo inicia la convección. Se puede ver cómo el ciclo de la temperatura del suelo está completamente en fase con el ciclo de la precipitación convectiva (figura 5.4.4). La convección profunda induce subsidencia compensatoria que es el mecanismo dominante (frente al movimiento descendente de aire, ω_{500}) responsable del calentamiento en media tropósfera durante las horas de la mañana y la tarde mientras que el mecanismo de enfriamiento dominante (más allá de la divergencia de flujo radiante), durante la noche y madrugada es el enfriamiento adiabático asociado al movimiento ascendente de aire (figura 5.4.4). Este razonamiento es complementario al presentado al inicio de este capítulo (sección 5.1) pero la convección se representa aquí directamente por la precipitación convectiva y no por la precipitación total (figuras 4.1.1 y 4.1.2 a). En la gráfica 5.4.4 se señalan los mecanismos asociados al enfriamiento (En) y calentamiento (Cl) en media tropósfera. Para señalar el calentamiento debido a la precipitación convectiva se buscaron los máximos relativos de la curvatura de dicha función. En el caso de ω_{500} se dividieron las regiones de calentamiento y enfriamiento según el signo de la misma.

En los casos secos, el nivel de convección alcanzado no es suficiente para lograr el aumento de temperatura necesario y se genera un movimiento descendente diferencial cerca de la tropósfera media, compensando el déficit de calentamiento de origen convectivo. En el caso extremo se puede observar un aumento

importante del movimiento subsidente por ser el único mecanismo de calentamiento capaz de balancear la pérdida de energía por radiación, manteniéndose la convección prácticamente inhibida (figura 5.4.4).

El movimiento subsidente generado por la disminución de la convección sumado a la inestabilidad por calentamiento en superficie en los casos secos y extremo son los responsables de la formación de la circulación somera que se observa en capas bajas durante gran parte del día. Estos mecanismos impiden la convección profunda y favorece a su vez la formación de nubes bajas estratiformes, tal como se había anticipado en el punto 5.2, (gran contenido de humedad transportado desde la superficie con subsidencia encima de los 850mb, y reducción de la precipitación convectiva y de MB_{850}).

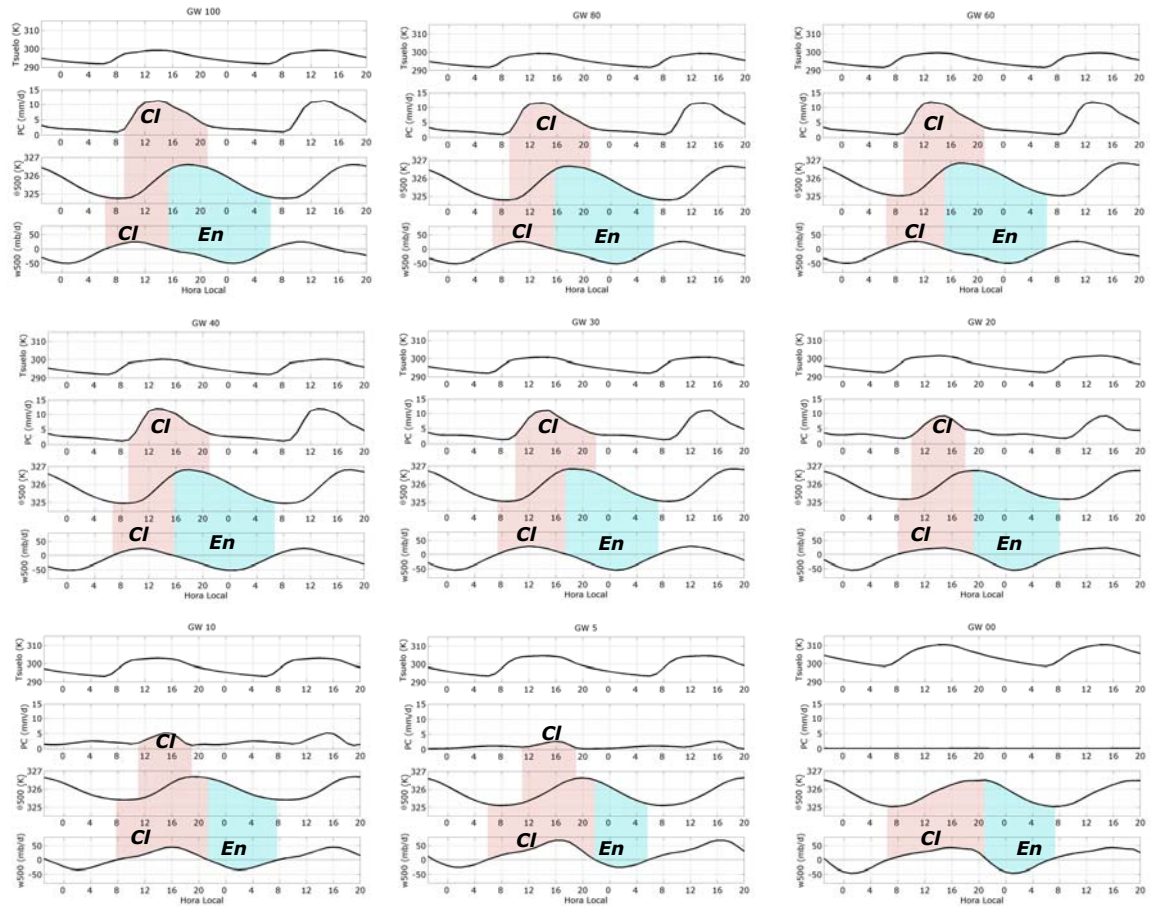


Figura 5.4.4: Ciclo diario en la región de estudio (repetido dos veces para mayor claridad) de la temperatura del suelo, precipitación convectiva, temperatura virtual y omega en 500mb para los diferentes casos de estudio. Los mecanismos asociados al enfriamiento (En, celeste) y calentamiento (CI, rosa) en media tropósfera Simulaciones MCGA – UCLA 50 días.

6. RESUMEN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Como eje central de este trabajo de tesis se buscó dar una primer respuesta a la pregunta ¿cuál es la sensibilidad de la precipitación convectiva a variaciones de la humedad del suelo y mediante qué procesos físicos se establece dicha sensibilidad? para una región continental dada. Como herramienta de trabajo se utilizó el MCGA de UCLA, analizando previamente el desempeño del mismo en la representación del clima sudamericano de verano, con particular interés en el ciclo diario en simulaciones en condiciones de verano perpetuo (15 de enero).

En el capítulo 3, se analiza el ciclo diario a escala continental. Una primera simulación, de 50 días de duración, en la que se anula el ciclo diario sobre Sudamérica, permite obtener resultados indicativos de qué regiones pueden sufrir más las consecuencias de una pobre resolución del ciclo diario por parte del modelo; en lo que respecta al realismo del clima de precipitación simulado en ellas. En particular, se encuentra que la precipitación sobre la SACZ se ve reducida en al menos un 30%, coincidente con resultados anteriores, mientras que en el Altiplano, aumenta notablemente (del orden de un 50%).

Una segunda simulación con una duración de 100 días de 15 de enero perpetuo fue utilizada para analizar la representación del clima de verano en Sudamérica. De su análisis surge que el campo medio de precipitación es representado adecuadamente de acuerdo a las observaciones tanto en su distribución espacial como en montos, con campos de RIE y de movimiento vertical en la tropósfera media consistentes con estos resultados. Los campos medios de velocidad en 200 y 850 mb representan adecuadamente algunos de los fenómenos que componen el sistema monzónico en Sudamérica. La circulación en 200mb, y el campo de geopotencial asociado, muestra la alta boliviana ubicada sobre la región del Altiplano y el movimiento en 850mb muestra una buena representación de los anticiclones del Pacífico y el Atlántico, sin embargo no se observa con claridad la baja presión que se encuentra situada sobre la región del Chaco en Argentina ni la presencia del LLJ sobre la ladera oriental de los Andes, deficiencia conocida para modelos de baja resolución. Se estudió el ciclo diario de una serie de variables seleccionadas observándose en todos los casos un comportamiento característico y uniforme en una región ubicada en la parte

central del Amazonas (RAC) que se distingue con claridad de, por ejemplo, la región tropical sobre la costa del Atlántico en lo que refiere a la fase del ciclo diario según se ve expresada en las diversas variables. En particular se verifican notables diferencia es el ciclo diario del movimiento vertical de gran escala. Mientras en la zona sobre la costa Atlántica el máximo de velocidad ascendente está aproximadamente en fase con el máximo de precipitación, en la RAC el comportamiento es radicalmente distinto. La convergencia en capas bajas y el movimiento ascendente son máximos durante la noche (local) y mínimo durante el período de precipitación máxima. La temperatura máxima en la troposfera media en la RAC se produce después de que se desarrolla la precipitación en el lugar. El pico de altura geopotencial a 200mb se da horas de después que la precipitación máxima tuvo lugar. Cabe señalar que, en valores medios, se verifica el balance dominante entre el enfriamiento adiabático por movimiento ascendente y el calentamiento estabilizante por convección húmeda característico de regiones convectivas. Sin embargo, dichos mecanismos se dan fuera de fase dentro del día sugiriendo que al menos en dicha región el forzante dominante para la convección se origina en el calentamiento diario de la superficie.

Como consecuencia de los resultados descritos en el párrafo anterior se decide concentrar los estudios de sensibilidad propuestos en la RAC. Con el propósito de analizar la sensibilidad de la precipitación convectiva a cambios en la humedad del suelo se realizaron una serie de 9 simulaciones adicionales, en condiciones de verano perpetuo y con 50 días de duración, utilizando como parámetro de sensibilidad un factor multiplicativo de la humedad del suelo (GW, que representa el cociente entre la evaporación real dividido la evaporación potencial). Se realizaron corridas con factores multiplicativos de GW de: 1.00, 0.80, 0.60, 0.40, 0.30, 0.20, 0.10, 0.05 y 0.00. El hecho de que se realicen un mayor número de simulaciones en un rango relativamente seco del suelo se debe a que se encontró, coincidentemente con resultados anteriores, que es en este rango que se obtiene la sensibilidad más fuerte. En términos generales se observó que la sensibilidad se acentúa fuertemente para valores del parámetro entre 0.00 y 0.20.

En el capítulo 4 se analizaron los impactos debido a cambios en la humedad del suelo en términos de medias diarias en la región de estudio, buscando además explicar los cambios que se obtienen sobre los procesos físicos que tienen lugar en la CLP. Con excepción del caso extremo ($GW=0$), la disminución en la humedad del suelo tiene como primer impacto la disminución del flujo de calor latente, con un consecuente aumento en el flujo de calor sensible y en la temperatura del suelo y en superficie. Mayores temperaturas del suelo causan un aumento en la pérdida de energía por radiación de onda larga, mientras que mayores flujos de calor sensible producen un aumento en la altura máxima de la capa límite planetaria. Dicho aumento de la capa de mezcla sumado al descenso de la evaporación contribuyen a una capa límite más seca aunque más alta. El efecto neto en la humedad relativa al tope de la capa límite depende de la contribución relativa de ambos efectos; en las simulaciones se verifica una variación monótona decreciente en la humedad relativa al tope de la CLP al disminuir la humedad del suelo. La escasa dependencia de la evaporación al parámetro de control, con excepción del caso extremo ($GW=0$), ilustra los mecanismos de retroalimentación que aumentan notablemente la evaporación potencial: calentamiento del suelo y secado de la CLP.

Por su parte, la respuesta de la circulación de gran escala, reflejada por el movimiento ascendente vertical en la tropósfera media, presenta un leve crecimiento inicial al disminuir el parámetro de control y un fuerte decrecimiento posterior al continuar bajando la humedad del suelo. Este mismo efecto también se observa en el flujo de masa en los cúmulos en 850mb de altura, en la precipitación convectiva y también en la precipitación total, aún cuando el efecto observado en la precipitación de la gran escala es el contrario.

El balance de agua muestra que la convergencia de humedad positiva para valores del parámetro entre 0.60 y 0.80 es responsable de que la precipitación se mantenga aproximadamente constante en este rango, aún cuando la evaporación es monótona decreciente. El valor mínimo de la precipitación se tiene para un valor del parámetro de 0.05, con un valor menor que la evaporación de donde surge que la columna exporta agua hacia el exterior. En el caso extremo ($GW=0$), la supresión de la evaporación hace que el balance de

agua en la columna se cierre únicamente entre la precipitación y la convergencia de humedad, produciéndose un aumento abrupto de esta última en este caso.

En el capítulo 5 se analizó el ciclo diario de los procesos físicos involucrados en la CLP. En términos generales se confirma que el rango de sensibilidad más fuerte del parámetro se tiene también para valores de GW menores a 0.20. Tanto la precipitación como la evaporación muestran que a medida que se seca el suelo los máximos diarios disminuyen. Las temperaturas del suelo y del aire en superficie (y las temperaturas virtuales respectivas) aumentan y los máximos se retrasan levemente mostrando ciclos diarios de mayor amplitud. Lo mismo se observa para el flujo de calor sensible y en consecuencia para la altura de la CLP. La concentración de vapor de agua en la CLP muestra sin embargo una sensibilidad más gradual a la reducción del parámetro de control a partir de valores del GW de 0.40 con un cambio más drástico en el ciclo diario entre las simulaciones con 0.20 y 0.30. Esto confirma que es en ese rango del parámetro donde se produce el inicio del cambio de régimen y por otro lado señala a la humedad en la CLP como una variable crítica para sostener procesos convectivos. Esta variable no mantiene la estructura de los cambios que se observan en las otras variables y en particular se puede ver que a partir de valores del parámetro de 0.20 el ciclo diario se distorsiona notoriamente respecto de los casos más húmedos, sugiriendo que los procesos que regulan la relación de mezcla del vapor de agua en la CLP son críticos para entender la sensibilidad de la convección a la humedad del suelo. Como es de esperar, los ciclos diarios del flujo de masa en los cúmulos en 850mb y de la precipitación convectiva también se ven distorsionados al reducir la humedad del suelo.

Considerando el ciclo diario del contenido total de agua en la columna, la disminución de la condición de humedad en el suelo genera ciclos diurnos de mayor amplitud pero con condiciones menos favorables a la precipitación, tanto de gran escala como convectiva, y por lo tanto los valores de ambas, en mayor medida la convectiva, disminuyen con el parámetro de control. En el caso extremo (GW=0), la columna gana agua por medio de la convergencia de humedad predominantemente durante la noche que luego pierde en su mayoría durante el día por medio de la precipitación, por mecanismos vinculados puramente a la precipitación de gran escala.

Con respecto al movimiento vertical de gran escala, se aprecia una leve reducción y retardo de los máximos de la velocidad ascendente en media tropósfera durante la noche. Conjuntamente, se tiene además un notable aumento y retraso de la máxima velocidad vertical descendente en media troposfera durante el día, que alcanza prácticamente el doble del valor de los máximos en los casos con GW 0.00 y 0.10 y es aún mayor en el caso GW 0.05. En 200mb de altura los cambios son en la misma dirección que en 500mb pero con un impacto menor. No se observan grandes cambios en los ciclos de la velocidad vertical en 850mb. El cambio más notable se da para el caso extremo (GW=0), donde la velocidad vertical es ascendente durante todo el día con magnitudes que duplican los valores del resto de las simulaciones (prácticamente durante todo el ciclo) indicando que el régimen de circulación es completamente distinto.

Para un mejor análisis, el movimiento vertical se puede agrupar en los casos húmedos ($0.20 < GW$), los casos secos ($0 < GW \leq 0.20$) y el caso extremo (GW=0.00). En los casos húmedos se tiene que el movimiento vertical es ascendente en toda la columna durante la noche entre las 18hs y las 2hs con convergencia de aire por debajo de los 850mb de altura y divergencia encima de los 200mb. Este esquema transita hasta la situación exactamente opuesta, con movimiento descendente en toda la columna entre las 2 y las 8hs. Esta situación de movimiento descendente se mantiene hasta las 10hs donde el nivel de divergencia de aire sube hasta permanecer entre los 850 y 500mb. A las 14hs se suma a esta celda de circulación una más pequeña con el mismo nivel de divergencia y con convergencia de aire por debajo de los 850mb. Entre las 14hs y las 18hs se da la transición hacia la celda única de circulación mencionada antes con movimiento vertical ascendente en toda la columna. En los casos secos se tiene, a diferencia de los húmedos, que el esquema con doble celda instalado a las 14hs se mantiene entre las 10hs y las 18hs. A las 20hs se tiene un esquema con doble celda de circulación pero ahora con divergencia de aire encima de los 200mb y por debajo de los 850mb con un nivel de convergencia de aire entre 500 y 200mb de altura. Luego de esta situación el movimiento permanece vertical ascendente en toda la columna hasta las 6hs aprox. al igual que en los casos húmedos. A diferencia de las dos situaciones anteriores, el caso extremo (GW=0) permanece en el esquema con una circulación somera con

convergencia en superficie y divergencia entre 850 y 500mb durante todo el día (entre las 10 y las 22hs aprox.) manteniéndose los esquemas analizados antes entre las 22 y las 2hs.

En los casos húmedos y secos la inestabilidad generada por el calentamiento del suelo inicia la convección, con el ciclo de temperatura del suelo completamente en fase con el ciclo de la precipitación convectiva. La convección profunda induce subsidencia compensatoria que es el mecanismo dominante responsable del calentamiento en media troposfera durante las horas de la mañana y la tarde mientras que el mecanismo de enfriamiento dominante (más allá de la divergencia de flujo radiante), durante la noche y madrugada es el enfriamiento adiabático asociado al movimiento ascendente de aire. En los casos secos, el nivel de convección alcanzado no es suficiente para lograr el aumento de temperatura necesario y se genera un movimiento descendente diferencial cerca de la troposfera media, compensando el déficit de calentamiento de origen convectivo. En el caso extremo se puede observar un aumento importante del movimiento subsidente por ser el único mecanismo de calentamiento capaz de balancear la pérdida de energía por radiación, manteniéndose la convección prácticamente inhibida. El movimiento subsidente asociado a la disminución de la convección sumado a la inestabilidad por calentamiento en superficie en los casos secos y extremo son los responsables de la formación de la circulación somera que se observa en capas bajas durante gran parte del día y responsable de la gran convergencia de humedad y precipitación de gran escala.

En cuanto a los objetivos planteados en este trabajo puede concluirse:

- la representación del clima de verano presentada por el MCGA de UCLA es adecuada para el análisis propuesto, mostrando déficit en la representación de los procesos de mesoescala (esperado en un MCGA);
- las simulaciones de verano perpetuo realizadas permitieron encontrar una región particular ubicada en el centro del Amazonas, con un comportamiento uniforme y diferencial respecto a otras regiones de Sudamérica (consistente con estudios previos), donde el ciclo diario de la convección está fuertemente asociado a los procesos de superficie en el verano austral;

- se encontró que, en la región de estudio, el ciclo diario del movimiento vertical de gran escala simulado por el modelo está en fase inversa a la precipitación, contrariamente a lo que se observa en escalas de tiempo mayores a un día;
- la sensibilidad del modelo a cambios en la humedad del suelo, representada por el parámetro GW muestra una sensibilidad mayor para suelos relativamente secos, con valores del parámetro de control menores a 0.20. Es así que los casos de estudio pueden agruparse en tres grupos; suelos húmedos con valores del parámetro mayores a 0.20, los casos secos con valores del parámetro menores a 0.20 y en forma independiente el caso extremo donde el valor del parámetro es 0.00;
- la representación de las medias y ciclos diarios permite elaborar un esquema de la variación de los procesos físicos en la CLP debidos a los cambios en la humedad del suelo que explica la disminución de la actividad convectiva entre los casos húmedos, secos y el caso extremo (GW=0);
- se encuentra a su vez que las variaciones con la humedad del suelo de la convección sobre la región de estudio retroalimentan la circulación de gran escala y en particular el movimiento vertical. En los casos húmedos la convección generada por la inestabilidad asociada al calentamiento en superficie es la responsable principal del calentamiento en media tropósfera, en los casos secos el calentamiento convectivo es insuficiente generándose un movimiento descendente diferencial cerca de la troposfera media, en el caso extremo dado que la convección está prácticamente inhibida se tiene un aumento importante del movimiento subsidente por ser el único mecanismo de calentamiento capaz de balancear la pérdida de energía por radiación;
- el acople entre los procesos de capa límite y convectivos con los procesos de gran escala son esenciales para entender el gradual cambio de régimen que se produce al variar el parámetro de control. Sin embargo, el razonamiento directo de la relación entre la disminución de la humedad del suelo y los mecanismos que controlan la humedad relativa al tope de la capa límite son suficientes para explicar la capacidad de sostener la actividad

convectiva en la región de estudio; el efecto compensatorio del aumento de la convergencia de humedad no es suficiente (salvo en el caso extremo) para cambiar significativamente los resultados en el rango de mayor sensibilidad del parámetro de control (casos secos).

- no está en el alcance de este trabajo analizar las consecuencias a escala continental de las modificaciones asociadas en la circulación de gran escala asociados a los cambios de humedad del suelo, que por otro lado están muy simplificadaamente representados a los fines de este estudio, pero este tema revierte un interés claro y merece investigación futura en vista de la actual tendencia a la modificación del uso de la tierra en el continente.

BIBLIOGRAFIA

Ahrens D. C., 2006: *Meteorology Today* (8th ed.). *Brooks/Cole Publishing*. ISBN 0-495-01162-2. OCLC 224863929

Arakawa, A., y W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.

Arakawa, A., y V.R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *In Methods in Computational Physics*, **17**, J. Chang (ed.), Academic Press, New York, 173-265.

Arakawa, A., y V.R. Lamb, 1981: A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 18-36.

Arakawa, A., 2000: A Personal perspectiva on the early years of General Circulation Modeling at UCLA. *Book Chapter in General Circulation Model Development: Past, Present, and Future*. D. A. Randall, Eds. Academic Press, 1-65.

Bechtold, P., J.-P. Chaboureaud, A. Fljaars, A. K. Betts, M. Köhler, M. Miller y J. L. Redelsperguer, 2004: The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **130**, 3119-3137.

Betts A. K, J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller, y P. A. Viterbo, 1996: The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7209-7226.

____y C. Jakob, 2002: Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8045, doi:10.1029/2001JD000427.

____, P. M. Cox, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford y C. D. Jones, 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation

decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol*, **78**, 157–175. doi 10.1007/s00704-004-0050-y

____y P. Vierbo 2005: Land-surface, boundary layer, and cloud-field coupling over the southwestern Amazon in ERA-40. *J. Geophys. Res*, **110**, D14108, doi:10.1029/2004JD005702.

Chaboureau, J.-P., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, y J.-P. Lafore, 2004: The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 130, 3105-3117.

Chang Cheng, T., J. Yoon, K. J. St. Corix y E. S. Takle: Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 82, 2209–2216. DOI: 10.1175/1520-0477

Charney, J. G., 1975: Dynamics of deserts and droughts in Sahel. *Q. J. Roy. Me. Soc.*, **101** (D3), 7499-7518.

Chou, C., J. D. Neelin y H. Su, 2001: Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. **Q. J. Roy. Met. Soc.**, **127**, 1869-1891.

Chien-Ming-Mu, B. Stevens y A. Arakawa et al, 2008: The diurnal cycle over land: What controls the transition from shallow to deep convection?. *J. Atmos. Sci.*, Preliminary accepted version, doi: 10.1175/2008JAS2945.1.

Collini, E. A., Berbery E. H., Barros V. R. y Pyle M. E., 2008: How Does Soil Moisture Influence the Early Stages of the South American Monsoon?. *J. Climate*, **21**, 195-213.

Cox, P. M., R. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall y I. J. Rotterdell, 2000: Acceleration of global warming due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184-187. doi: 10.1038/35041539.

_____, R. A. Betts, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford y C. D. Jones, 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor. Appl. Climatol.* **78**, 137–156. doi 10.1007/s00704-004-0049-4

Cutrim, E., D. W. Martin, R. Rabin, 1995: Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 76, 1801–1805. DOI: 10.1175/1520-0477

Deardorff, J.W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 93-106.

Derbyshire, S. H., I. Beau, P. Bechtold, J.-Y. Grandpeix, J.-M. Piriou y J.-L. Redelsperger, y P. M. M. Soares, 2004: Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **130**, 3055-3080.

Díaz, A. y P. Aceituno; 2003: Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. *J. Climate*, **16**, 3171-3185.

Dickinson, R. y A. Henderson Sellers, 1988: Modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 439-462.

Dirmeyer F. J. Zeng, A. Ducharne, J. Morrill, y R. D. Koster, 2000: The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *J. Hydrometeor.*, **1**, 121–134.

_____, R. D. Koster y Z. Guo, 2006: Do Global Models Properly Represent the Feedback between Land and Atmosphere?. *J. Hydrometeor.*, 7, 1177-1198.

Dorman J.L. y H. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmosphere General Circulation Models as Represented by the Simple biosphere Model (SiB). *J. of Appl. Met.*, 28, 833-855.

Eltahir, E. A. B. y R. L. Bras, 1993: On the response of the tropical atmosphere to large scale deforestation. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **119**, 779-793.

Figuerola, S. N., P. Satyamurty y P. L. da Silva Dias; 1995: Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573-1584.

Fu, R., R. E. Dickinson, M. Chen, y H. Wang, 2001: How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?. *J. Climate*, **14**, 4003-4026.

Garreaud, R., 1999: A multi-scale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 901-921.

Grimm, A. M. J. S. Paland y F. Giorgi, 2007: Connection between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil. *J. Climate*, **20**, 5929-5945.

Guo Z, P. A. Dirmeyer, R. D. Koster, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, Cheng-Hsuan Lu, S. Malyshev, B. Mcavane, J. L. McGregor, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. W. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, y T. Yamada, 2006: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part II: Analysis. *J. Hydrometeor.*, **7**, 611-625.

Hahmann, A. N. y R. E. Dickinson, 1997: TCCM2/BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation. *J. Climate*, **10**, 1944-1964.

Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall y T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.

Harshvardhan, D. A. Randall, T. G. Corsetti, y D. A. Dazlich, 1989: Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1922-1942.

Kerry Cook, 1994: Mechanisms by which drying perturbs tropical precipitation fields. *J. Climate*, **7**, 400-413.

Kleidon, A. y M. Heimann, 2000: Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. *Climate Dynamics*, **16**, 183-199.

Koster R. D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, Cheng-Hsuan Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue y T. Yamada, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138–1140. doi: 10.1126/science 1100217.

_____, Z. Guo , P. A. Dirmeyer, G. Bonan E. Chan, P. Cox, H. Davies, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, Cheng-Hsuan Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue y T. Yamada, 2004: GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview. *J. Hydrometeor.*, 7, 590-610.

Krishnamurti, T. N., C. Gnanaseelan. A. Chakraborty, 2006: Prediction of the Diurnal Change Using a Multimodel Superensemble. Part I: Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3613-3632.

Kuang, Z. yC. Bretherton, 2006: A mass-flux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1895-1909.

Lenters, J. D., y K. H. Cook, 1999: Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 409-431.

Marengo, J. a., I. F. A. Cavalcanti, P. Satyamuyty, C. A. Nobre, J. P. Bonatti, A. Manzi, I. Trosnikov, G. Sampaio, H. Camargo, M. B. Sances, C. A. C. Cunningham, C. D'Almeida, y L. Pezzi, 2003: Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and predictability assessment and applications to climate predictions. *Climate Dynamics*, **21**, 459-475.

_____, 2006: On the hydrological cycle of the Amazon basin: A historical review and current satate of the art. *Brazilian J. Meteorology*, **21**, 1-19. Issn 0102-7786.

Mechoso, C. R., J.-Y. Yu, y A. Arakawa, 2000: A coupled GCM pilgrimage: From climate catastrophe to ENSO simulations. *Book Chapter in /General Circulation Model Development: Past, Present, and Future*. D. A. Randall, Eds., Academic Press, 539-575.

Mintz, Y., y Y. Serafini, 1981: Global fields of soil moisture and land-surface evapotranspiration. *NASA Tech. Memo. 83907*, Research Review-1980/81, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 178-180.

Nogues-Peagle, J., C. R. Mechoso, R. Fu, E. H. Berbery, W. C. Chao, T. Chen, K. Cook, A. F. Diaz, D. Enfield, R. Ferreira, A. M. Grimm, V. Kousky, B. Liebmann, J. Marengo, K. Mo, J. D. Neelin, J. Peagle, A. R. Robertson, A. Seth, C. S. Vera y J. Zhou, 2002: Progress in Pan American clivar research: understanding south American monsoon. *Meteoro logica*, **27**, 3-32.

Pan, D.-M., y D. A. Randall, 1998: A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **124**, 949-981.

Sampaio, G., C. Nobre y P. Satyamurty, 2006: Projected Amazonian deforestation in the 21TH century and possible regional climatic impacts. *Proceedings of 8 ICSHMO*. INPE, 939-944.

Seth, A. y Rojas, 2003: Simulation and Sensitivity in a Nested Modeling System for South America. Part I: Reanalyses Boundary Forcing. *J. Climate*, **16**, 2437-2453.

Silva Correia, F. W, R. C. Dos Santos Avalá y A. O. Manzi, 2006: *Brazilian J. Meteorology*, **21**, 153-167. Issn 0102-7786.

Suarez, M. J., A. Arakawa, y D.A. Randall, 1983: Parameterization of the planetary boundary layer in the UCLA general circulation model: Formulation and results. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2224-2243.

Takano, K., y M.G. Wurtele, 1982: A fourth-order energy and potential enstrophy conserving difference scheme. *Air Force Geophysics Laboratory Report*, AFGL-TR-82-0205, Hanscom Air Force Base, Bedford, MA, 85 pp.

Voldoire, A. y J. F. Royer, 2004 : Tropical deforestations and climate variability. *Climate Dynamics*, **22**, 857-874.

Von Randow, C., A. Manzi, B. Kruijt, P. Oliverira, F. Zanchi, R. Silva, M. Hodnett, J. Gash, J. Elbers, M. Waterloo, F. Cardoso y P. Dabat, 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theo. App. Climatology*, **78**, 5-26.

Xue Y., F. de Sales, W.-P. Li, C. R. Mechoso, C. A. Nobre y H.-M. Juang, 2006: Role of Land Surface Processes in South American Monsoon Development. *J. Climate*, **19**, 741-762.

Zeng N. y J. D. Neeling, 1999, A land Atmosphere interaction theory for the tropical deforestation problema. *J. Climate*, **12**, 857-872