

BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO

BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG

VIỆN KHOA HỌC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN VÀ MÔI TRƯỜNG

THÁI THỊ THANH MINH

**NGHIÊN CỨU ỨNG DỤNG MÔ HÌNH SỐ
ĐỂ MÔ PHỎNG KHÍ HẬU NHIỀU NĂM
CHO KHU VỰC VIỆT NAM VÀ LÂN CẬN**

LUẬN ÁN TIẾN SĨ ĐỊA LÍ

Hà Nội - Năm 2014

BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO

BỘ TÀI NGUYÊN VÀ MÔI TRƯỜNG

VIỆN KHOA HỌC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN VÀ MÔI TRƯỜNG

THÁI THỊ THANH MINH

**NGHIÊN CỨU ỨNG DỤNG MÔ HÌNH SỐ
ĐỂ MÔ PHỎNG KHÍ HẬU NHIỀU NĂM
CHO KHU VỰC VIỆT NAM VÀ LÂN CẬN**

Chuyên ngành: Khí tượng và khí hậu học

Mã số: 62 44 02 22

LUẬN ÁN TIẾN SĨ ĐỊA LÝ

NGƯỜI HƯỚNG DẪN KHOA HỌC

1.PGS.TS. Nguyễn Văn Thắng

2.PGS.TS. Nguyễn Viết Lành

Hà Nội - Năm 2014

LỜI CAM ĐOAN

Tôi xin cam đoan đây là công trình nghiên cứu của riêng tôi. Các số liệu, kết quả trình bày trong luận án là trung thực và chưa từng được ai công bố trong bất kỳ công trình nào khác.

Tác giả luận án

Thái Thị Thanh Minh

LỜI CẢM ƠN

Vui mừng khi hoàn thành luận án, tôi không quên công ơn của các thầy cô, bạn bè đồng nghiệp và gia đình, những người đã dạy bảo và ủng hộ tôi trong suốt quá trình học tập.

Trước hết tôi muốn gửi lời cảm ơn đến các thầy cô giáo ở Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Môi trường đã quan tâm tổ chức chỉ đạo và trực tiếp giảng dạy khóa học của chúng tôi. Đặc biệt, tôi xin gửi lời cảm ơn đến thầy giáo hướng dẫn PGS.TS. Nguyễn Văn Thắng và PGS.TS. Nguyễn Việt Lành, người đã tận tình chỉ bảo và góp ý về chuyên môn cho tôi trong suốt quá trình làm luận án.

Tôi cũng xin gửi lời cảm ơn sâu sắc đến GS.TS. Phan Văn Tân. Trong suốt quá trình nghiên cứu, Thầy đã hỗ trợ và động viên tôi rất nhiều. Sự hiểu biết sâu sắc, cũng như kinh nghiệm của Thầy chính là tiền đề giúp tôi đạt được kết quả ngày hôm nay.

Ngoài ra, tôi cũng xin cảm ơn tới các nhà khoa học, các thầy giáo, bạn bè và đồng nghiệp đã quan tâm, giúp đỡ, thảo luận và đưa ra những chỉ dẫn và đề nghị cho luận án của tôi.

Cũng qua đây, tôi xin chân thành cảm ơn Bộ môn Khí tượng, Khoa Khí tượng Thủy văn và Hải Dương học, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, đã giúp đỡ, tạo điều kiện trong quá trình chạy mô hình trên hệ thống.

Tôi xin chân thành cảm ơn Lãnh đạo Khoa Khí tượng, Thủy văn và Lãnh đạo trường Đại học Tài nguyên và Môi trường Hà Nội, nơi tôi công tác, đã tạo mọi điều kiện thuận lợi cho tôi trong thời gian làm nghiên cứu và học tập.

Cuối cùng, tôi xin cảm ơn bố mẹ, chồng và hai con gái, những người đã luôn ủng hộ và động viên để tôi yên tâm nghiên cứu và hoàn thành luận án. Tuy nhiên, do bản thân mới bắt đầu trên con đường nghiên cứu khoa học đầy thách thức, chắc chắn bản luận án vẫn còn nhiều thiếu sót. Rất mong được nhận được sự góp ý của các thầy cô và đồng nghiệp.

MỤC LỤC

LỜI CAM ĐOAN	i
LỜI CẢM ƠN	ii
MỤC LỤC.....	iii
DANH MỤC HÌNH VẼ.....	v
DANH MỤC BẢNG BIỂU	ix
DANH MỤC TỪ VIẾT TẮT.....	xi
MỞ ĐẦU.....	1
Chương 1: TỔNG QUAN NGHIÊN CỨU MÔ HÌNH HÓA KHÍ HẬU KHU VỰC6	
1.1 Tình hình nghiên cứu ở ngoài nước	6
1.1.1 Độ nhạy của RCM với miền tính, điều kiện ban đầu và điều kiện biên.....	7
1.1.2 Độ nhạy của RCM với vùng đệm và phương pháp xử lí biên.....	9
1.1.3 Độ nhạy của RCM với độ phân giải mô hình.....	12
1.1.4 Độ nhạy của RCM với thời gian khởi động mô hình	14
1.1.5 Độ nhạy của RCM với tham số hóa các quá trình vật lí.....	15
1.1.6 Kỹ năng mô phỏng nhiều năm của RCM	30
1.2 Tình hình nghiên cứu ở trong nước.....	34
Chương 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU	42
2.1 Các nguồn số liệu	42
2.1.2 Số liệu sử dụng để đánh giá kỹ năng của RCM.....	43
2.2 Phương pháp nghiên cứu.....	47
2.3 Lựa chọn các yếu tố đánh giá.....	59
2.4 Phương pháp đánh giá.....	59

Chương 3: ĐÁNH GIÁ KỸ NĂNG MÔ PHỎNG MỘT SỐ ĐẶC TRƯNG TRUNG BÌNH CỦA MÔ HÌNH MM5	68
3.1 Trường hoàn lưu.....	68
3.2 Nhiệt độ.....	77
3.3 Lượng mưa	90
Chương 4: ĐÁNH GIÁ KỸ NĂNG MÔ PHỎNG MỘT SỐ ĐẶC TRƯNG CỰC TRỊ CỦA MÔ HÌNH MM5	107
4.1 Nhiệt độ tối thấp trung bình	107
4.2 Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối.....	114
4.3 Nhiệt độ tối cao trung bình.....	117
4.4 Nhiệt độ tối cao tuyệt đối.....	122
KẾT LUẬN	127
KIẾN NGHỊ	130
DANH MỤC CÔNG TRÌNH KHOA HỌC CỦA TÁC GIẢ LIÊN QUAN ĐẾN LUẬN ÁN.....	131
TÀI LIỆU THAM KHẢO.....	132
PHỤ LỤC.....	143

DANH MỤC HÌNH VẼ

Hình 1.1: MAE cho NNRP1, ERA40, ERA-Interim cho mùa đông và mùa hè, tại bốn trạm thuộc Iceland [81].	8
Hình 1.2: Sơ đồ SHM và Penn State/NCAR MM5 [88].	9
Hình 1.3: Sơ đồ biểu diễn vùng đệm.	10
Hình 1.4: Mô phỏng độ ẩm đất trung bình tháng ở các mực khác nhau từ năm 1979 đến 2003. Đường nét đứt kết quả mô phỏng (CLM RESULT), đường nét liền kết quả spin-up (CLM SPIN-UP) [42].	15
Hình 1.5: Tương tác của các quá trình trong khí quyển và bề mặt	16
Hình 1.6: Cơ chế hồi tiếp mưa - độ ẩm đất	24
Hình 1.7: Sơ đồ Taylor biểu diễn mưa mô phỏng (a) và nhiệt độ (b) ở phía Tây nước Mỹ của các mô hình (MAS, PCM, MM5, RegCM2, RSM). Trong đó tọa độ đường cong chỉ HSTQ, trục thẳng đứng là độ lệch tiêu chuẩn, NOAA, NCEP là số liệu thám sát mưa và nhiệt [56].	33
Hình 2.1: Phân bố mưa CMAP(a), CRU(b), APH(c) và OBS (d) tháng 1, giai đoạn 1982-2000.	45
Hình 2.2: Phân bố mưa CMAP (a), CRU (b), APH (c) và OBS (d) tháng 7, giai đoạn 1982-2000.	46
Hình 2.3: Phân bố nhiệt CRU(a), APH(b) và OBS(c) mùa hè, giai đoạn 1982-2000	47
Hình 2.4: Chi tiết hóa bề mặt: rừng (xanh lá cây), nông nghiệp (màu nâu), vùng gập nước (xanh da trời) cho đồng bằng sông Cửu Long, năm 1990(a), 2002(b) và 2008(c) (Stolpe H. et al., (2009), Design and Implementation of IWRM in Viet Nam).	49
Hình 2.5: Biến thiên của nhiệt độ không khí (T2m) và nhiệt độ đất (Tg) tại 1cm của MM5 (phiên bản dành cho khí hậu)	51
Hình 2.6: Miền tính 1 (a), miền tính 2 (b).	52
Hình 2.7: Phân bố lượng mưa trong mùa đông và mùa hè của APH(a, d), DM1(b, e), DM2(c, f), giai đoạn 1995-1998	53

Hình 2.8: Phân bố nhiệt độ trong mùa đông và mùa hè của APH(a, d), DM1(b, e), DM2(c, f), giai đoạn 1995-1998	54
Hình 2.9: Phân bố tổng lượng mưa tháng (a) và nhiệt độ (b) của OBS, DM1, DM2	55
Hình 2.10: Phân bố sai số lượng mưa mô phỏng với các CPS khác nhau trong mùa đông (a), mùa xuân (b), mùa hè (c), mùa thu (d), giai đoạn 1996-2000 [94]	57
Hình 2.11: Sơ đồ hóa 7 vùng khí hậu Việt Nam (Vùng B1 đánh dấu số 1, B2 là số 2, B3 là số 3, B4 là số 4, N1 là số 5, N2 là số 6 và N3 là số 7)	62
Hình 2.12: Phân vùng khí hậu theo Nguyễn Đức Ngữ vcs., (2004) [13]	63
Hình 3.1: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b), mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000	69
Hình 3.2: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b), mực 850mb, giai đoạn 1982-2000	70
Hình 3.3: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b), mực 500mb, giai đoạn 1982-2000	70
Hình 3.4: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b), mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000	71
Hình 3.5: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b), mực 850mb, giai đoạn 1982-2000	71
Hình 3.6: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b), mực 500mb, giai đoạn 1982-2000	72
Hình 3.7: Trường hoàn lưu mùa xuân của ERA40(a) và MM5(b), mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000	72
Hình 3.8: Trường hoàn lưu mùa xuân của ERA40(a) và MM5(b), mực 700mb, giai đoạn 1982-2000	73
Hình 3.9: Trường hoàn lưu mùa thu của ERA40(a) và MM5(b), mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000	73
Hình 3.10: Trường hoàn lưu mùa thu của ERA40(a) và MM5(b), mực 700mb, giai đoạn 1982-2000	74

Hình 3.11: Kết quả đánh giá Vtb theo mùa cho Việt Nam	75
Hình 3.12: Biến trình năm của chỉ số ME cho miền khí hậu phía Bắc (a), phía Nam và Việt Nam (b), giai đoạn 1982-2000.	75
Hình 3.13: Biến trình nhiều năm của Vtb và các chỉ số cho vùng đồng bằng và ven biển (a), đảo và quần đảo (b), trung du và miền núi (c), giai đoạn 1982-2000.....	77
Hình 3.14: Trường nhiệt độ trung bình mùa đông (a, b, c) và mùa hè (d, e, f), giai đoạn 1982-2000.....	79
Hình 3.15: Phân bố nhiệt độ trung bình mùa xuân (a, b, c) và mùa thu (d, e, f), giai đoạn 1982-2000.....	80
Hình 3.16: Chỉ số ME, MAE, RMSE tính cho MM5 và APH, tháng 1/1982-2000 .	81
Hình 3.17: Chỉ số ME, MAE, RMSE tính cho MM5 và APH, tháng 7/1982-2000 .	82
Hình 3.18: Biến trình năm của nhiệt độ tại trạm (Tsta) và trên lưới (Tgrid), giai đoạn 1982-2000 cho 7 vùng khí hậu	83
Hình 3.19: Kết quả đánh giá tại điểm trạm đối với chỉ số ME, MAE và HSTQ cho miền khí hậu phía Bắc (a, c, e), miền khí hậu phía Nam và Việt Nam (b, d, f).....	84
Hình 3.20: Phân bố tổng lượng mưa ba tháng mùa đông (a, b, c) và mùa hè (d, e, f), giai đoạn 1982-2000.....	92
Hình 3.21: Phân bố tổng lượng mưa ba tháng mùa xuân (a, b, c) và mùa thu (d, e, f), giai đoạn 1982-2000.....	93
Hình 3.22: Biến trình năm của lượng mưa tại nút lưới (Rgrid), giai đoạn 1982-2000 cho 7 vùng khí hậu	100
Hình 3.23: Phân bố tổng lượng mưa tháng (a) và các chỉ số (b)	102
Hình 3.24: Biến trình nhiều năm của lượng mưa tại nút lưới (Rgrid), giai đoạn 1982-2000 cho 7 vùng khí hậu.....	104
Hình 4.1: Phân bố Tntb, thời kỳ đầu đông của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	108
Hình 4.2: Phân bố Tntb, thời kỳ chính đông của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	110

Hình 4.3: Phân bố Tntb, thời kỳ cuối đông của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	112
Hình 4.4: Biến trình năm Tntb cho Việt Nam, giai đoạn 1982-2000	113
Hình 4.5: Kết quả đánh giá Tntb cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	113
Hình 4.6: Phân bố Tnn, thời kỳ chính đông của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	115
Hình 4.7: Biến trình năm Tnn cho Việt Nam, giai đoạn 1982-2000	115
Hình 4.8: Kết quả đánh giá Tnn cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	116
Hình 4.9: Phân bố Txtb, thời kỳ đầu mùa hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	118
Hình 4.10: Phân bố Txtb, thời kỳ chính hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	119
Hình 4.11: Phân bố Txtb, thời kỳ cuối mùa hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	120
Hình 4.12: Kết quả đánh giá Txtb cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	122
Hình 4.13: Phân bố Txx, thời kỳ chính hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000.....	123
Hình 4.14: Kết quả đánh giá Txx cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	125

DANH MỤC BẢNG BIỂU

Bảng 1.1: HSTQ giữa ERA40, NCEP/NCAR và CRU, độ lệch chuẩn nhiệt độ.....	8
Bảng 1.2: Các profile nghiên cứu (độ lớn của hệ số giảm dư là hàm của khoảng cách vùng đệm, s là số điểm giảm dư).....	10
Bảng 1.3: Giá trị ngưỡng của độ ẩm tương đối.....	21
Bảng 1.4: Các thiết kế thí nghiệm cho PBL và LSM [74].....	26
Bảng 1.5: Các thiết kế thí nghiệm PBL, LSM và ban đầu hóa độ ẩm đất [75].....	27
Bảng 1.6: Sự khác nhau của sơ đồ Noah trong hai phiên bản MM5.....	28
Bảng 1.7: Đặc điểm của các sơ đồ tham số hóa lớp biên hành tinh.....	29
Bảng 1.8: Đặc tính của các RCM [56].....	32
Bảng 2.1: Danh sách mạng lưới trạm khí tượng, khí hậu được khai thác.....	43
Bảng 2.2: So sánh động lực học và tham số hóa các quá trình vật lý của các RCM.....	48
Bảng 2.3: Bộ tham số được lựa chọn cho MM5.....	58
Bảng 2.4: Hiệu chỉnh “gradient” cho 7 vùng khí hậu Việt Nam. H_M là độ cao trung bình của mô hình, H_0 là độ cao trung bình của quan trắc, $\gamma = -0,65^0/100m$ [84].....	60
Bảng 2.5: Các chỉ số đánh sai số mô phỏng cho các biến liên tục [84].....	64
Bảng 3.1: Biến trình năm của chỉ số MAE cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	76
Bảng 3.2: Chỉ số MAE, HSTQ cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam.....	85
Bảng 3.3: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, giai đoạn 1982-2000.....	86
Bảng 3.4: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 4, giai đoạn 1982-2000.....	87
Bảng 3.5: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 7, giai đoạn 1982-2000.....	88
Bảng 3.6: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 10, giai đoạn 1982-2000.....	88
Bảng 3.7: Tổng kết tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, 4, 7 và 10, 1982-2000.....	89
Bảng 3.8: Tổng kết tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, 4, 7 và 10, 1982-2000.....	90
Bảng 3.9: Chỉ số đánh giá FBI và TS tại điểm trạm cho các tháng mùa đông.....	95
Bảng 3.10: Chỉ số FBI và TS tại điểm trạm cho các tháng mùa hè.....	96
Bảng 3.11: Chỉ số đánh giá FBI và TS tại nút lưới cho các tháng mùa đông.....	97
Bảng 3.12: Chỉ số FBI và TS tại nút lưới cho các tháng mùa hè.....	98
Bảng 4.1: Phân bố tần suất Tntb tháng 10, giai đoạn 1982-2000.....	109

Bảng 4.2: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, giai đoạn 1982-2000	111
Bảng 4.3: Phân bố tần suất Tntb tháng 4, giai đoạn 1982-2000	112
Bảng 4.4: Phân bố tần suất Txtb tháng 4, giai đoạn 1982-2000	121
Bảng 4.5: Phân bố tần suất Txtb tháng 7, giai đoạn 1982-2000	121
Bảng 4.6: Phân bố tần suất Txtb tháng 10, giai đoạn 1982-2000	121
Bảng 4.7: Phân bố tần suất Txx tháng 7, giai đoạn 1982-2000	124

DANH MỤC TỪ VIẾT TẮT

Kí hiệu	Giải nghĩa
ACCN	Áp cao cận nhiệt đới Tây Thái Bình Dương
APH	Aphrolodite (Số liệu phân tích lại của Nhật)
BATS	Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (Sơ đồ trao đổi sinh – khí quyển)
CPS	Convection Parameterization scheme (Sơ đồ tham số hóa đối lưu)
CRU	Climatic Research Unit, the School of Environmental Sciences (Cơ quan nghiên cứu khí hậu thuộc Trường khoa học Môi trường, Anh Quốc)
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation (Số liệu phân tích lại của Mỹ)
DJF	Ba tháng mùa đông (12, 1, 2)
ENSO	El Nino - Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function (Hàm trực giao thực nghiệm)
ERA40	ERA40 Year Re-analysis (Số liệu phân tích lại toàn cầu 40 năm của ERA40)
FBI	Frequency Bias
GCM	Global Climate Model (Mô hình khí hậu toàn cầu)
HSTQ	Hệ số tương quan
IC	Initial Condition (Điều kiện ban đầu)
JJA	Ba tháng mùa hè (6, 7 và 8)
KKL	Không khí lạnh
LBC	Lateral Boundary Condition (Điều kiện biên xung quanh)
LS	Larger Scale (Quy mô lớn)
MAR	Mode`le Atmosphe`rique Re`gional (Mô hình khí hậu khí quyển)
MAE	Mean Absolute Error (Sai số trung bình tuyệt đối)
MAM	Ba tháng mùa thu (3,4 và 5)
ME	Mean Error (Sai số trung bình, hay sai số hệ thống)
MM5	Five Meso Model (Mô hình quy mô vừa phiên bản thứ 5)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (Trung tâm Quốc gia dự báo môi trường Hoa Kỳ)

NCAR	National Centers for Atmospheric Research (Trung tâm Quốc gia nghiên cứu khí quyển Hoa Kỳ)
NWP	Numerical Weather Prediction (Dự báo thời tiết số)
NNRP1	Số liệu phân tích lại của Mỹ
OBS	Số liệu quan trắc tại trạm
PRESIS	Providing Regional Climates for Impacts Studies (Mô hình khí hậu khu vực của Anh)
RCM	Regional Climate Model (Mô hình khí hậu khu vực)
RegCM	Regional Climate Model (Mô hình khí hậu khu vực của ICTP)
REMO	Regional Model (Mô hình khí hậu khu vực của Viện Khí tượng Max Planck, Hamburg)
RSM	Regional Spectral Model (Mô hình phổ khu vực)
RMSE	Root Mean Square Error (Sai số quân phương)
SHM	Soil Hydrology Model (Mô hình thủy văn - thổ nhưỡng)
SON	Ba tháng mùa thu (9, 10 và 11)
TS	Threat Score
vcs	Và cộng sự

MỞ ĐẦU

Thông tin dự báo khí hậu luôn nhận được sự quan tâm trong các hoạt động của nhiều lĩnh vực kinh tế-xã hội. Tùy theo từng điều kiện cụ thể, phương pháp tiếp cận bài toán dự báo khác nhau, một cách tương đối, có thể chia phương pháp mô phỏng và dự báo khí hậu thành ba hướng.

Phương pháp thống kê, sử dụng tập số liệu quan trắc hay số liệu phân tích lại toàn cầu để làm nhân tố dự báo khí hậu. Tuy nhiên, các nhân tố được lựa chọn thường phụ thuộc vào chủ quan của con người. Vì vậy, để tăng tính độc lập cho các nhân tố dự báo người ta đã sử dụng kỹ thuật phân tích hàm trực giao thực nghiệm (EOF) với mục đích tạo ra các biến thứ sinh. Hơn nữa, nhược điểm của mô hình thống kê là chỉ nắm bắt được các hiện tượng có quy luật và gặp sai số lớn đối với các hiện tượng phi quy luật. Do đó, bài toán dự báo càng không chính xác trong điều kiện hiện nay, khi tác động của biến đổi khí hậu đến thời tiết và khí hậu ngày càng rõ rệt.

Một cách tiếp cận khác đang được sử dụng rộng rãi là phương pháp “chi tiết hóa thống kê” (Statistical downscaling). Có nghĩa biến đầu vào của mô hình thống kê được lấy từ các trường đầu ra của mô hình động lực. Đây là cách tiếp cận hợp lý đối với các nước đang phát triển và kém phát triển, hạn chế tài nguyên tính toán, nhưng mang lại hiệu quả kinh tế đáng kể. Tuy nhiên, nhược điểm của phương pháp là phụ thuộc vào trường mô hình toàn cầu với độ phân giải “khá thô” (vài trăm km), nhiều tính chất địa phương đã bị làm “trơn” như địa hình, mặt đệm, trong khi, đây là tác nhân chi phối mạnh mẽ đến khí hậu địa phương. Vì vậy, cách tiếp cận này cho kết quả không cao và thực sự có ích khi độ phân giải toàn cầu tăng lên.

Phương pháp mô hình hóa khí hậu khu vực được bắt nguồn từ việc cải tiến mô hình dự báo thời tiết quy mô vừa cho mục đích mô phỏng các trường khí hậu quá khứ, trong đó mô hình khí hậu khu vực được lồng (nest) vào một mô hình toàn cầu nào đó hoặc mô hình khu vực lấy điều kiện biên và điều kiện ban đầu từ các trường phân tích của mô hình toàn cầu. Tuy nhiên, do hiểu biết của con người về tự nhiên

và khả năng chi tiết hóa các quá trình vật lý có hạn, gây nên sai số trong các trường mô phỏng khí hậu. Liên quan đến vấn đề này gồm động lực học và tham số hóa vật lý trong mô hình. Động lực học mô hình thường được nghiên cứu chủ yếu là trường ban đầu, kích thước miền tính, độ phân giải và độ rộng vùng đệm. Với trường ban đầu hiện nay đang được sử dụng là trường phân tích lại toàn cầu với độ phân giải khác nhau chủ yếu từ ERA40, NCEP/NCAR và có những nghiên cứu đã chỉ ra rằng mưa nội suy về điểm trạm của NCEP/NCAR luôn cho cao hơn ERA40 khi so sánh với kết quả mưa quan trắc. Về kích thước miền tính, độ phân giải phụ thuộc vào từng khu vực địa lý cụ thể, miền tính không nên đặt trên khu vực có địa hình quá cao, độ rộng vùng đệm khoảng 5 nút lưới (mô hình RegCM3, MM5, PRESIS, REMO,...). Trong khi đó, vấn đề tham số hóa vật lý thường tập trung thử nghiệm các sơ đồ tham số hóa đối lưu, tham số hóa bề mặt, tham số hóa lớp biên và sol khí, chỉ một thay đổi nhỏ trong các sơ đồ tham số hóa vật lý sẽ cho kết quả mô phỏng khác nhau. Hiện nay, những cải tiến về động lực học và tham số hóa vật lý trong RCM, cũng như tăng độ chính xác của số liệu phân tích lại do bổ sung thêm các nguồn số liệu quan trắc khác nhau như vệ tinh, radar, thám sát máy bay, .. làm giảm đáng kể sai số hệ thống trung bình khu vực của các trường mô phỏng, giảm khoảng 2°C sai số nhiệt độ, 50-60% sai số về lượng mưa. Song song với cách làm trên, các nghiên cứu về RCM khác nhau đã được so sánh để tìm ra sự khác biệt cũng như ưu nhược điểm của mô hình.

Tính cấp thiết của đề tài

Nhiều bằng chứng đã chứng tỏ biến đổi khí hậu, tiêu biểu là sự nóng lên toàn cầu có liên quan mật thiết với những biến đổi bất thường của điều kiện thời tiết, khí hậu nhiều nơi trên Trái đất, trong đó có Việt Nam. Trước nhu cầu thực tiễn đó, các nghiên cứu về dự báo/dự tính khí hậu tương lai được nhiều nhà khoa học trong, ngoài nước quan tâm và công cụ hữu ích để giải quyết vấn đề trên là sử dụng các mô hình khí hậu, bao gồm cả mô hình toàn cầu và các RCM. Tuy nhiên, hiện nay chất lượng dự báo/dự tính khí hậu bằng phương pháp này còn hết sức khiêm tốn, đặc biệt ở Việt Nam hầu như chỉ dừng lại ở mức độ thử nghiệm. Nguyên nhân là do

sai số nội tại của mô hình (khả năng/kỹ năng của mô hình) và sai số trường số liệu đầu vào. Do đó, việc đánh giá kỹ năng của mô hình khí hậu, bằng việc mô phỏng lại khí hậu quá khứ cho từng khu vực, là việc làm hết sức quan trọng, mục đích để tìm ra điểm yếu/mạnh của mô hình, phục vụ bài toán dự báo/dự tính khí hậu tương lai. Đúng trước yêu cầu cấp thiết đó, chúng tôi đã lựa chọn đề tài “**Nghiên cứu ứng dụng mô hình số để mô phỏng khí hậu nhiều năm cho khu vực Việt Nam và lân cận**” nhằm góp phần nào đó vào việc giải quyết nhiệm vụ quan trọng trên.

Mục đích của luận án

- Lựa chọn bộ tham số động lực và tham số vật lý trên cơ sở phân tích các kết quả nghiên cứu trong và ngoài nước về vấn đề này;
- Đánh giá kỹ năng mô phỏng khí hậu khu vực Việt Nam và lân cận bằng mô hình khí hậu khu vực.

Đối tượng, phương pháp và phạm vi nghiên cứu luận án

Đối tượng nghiên cứu: Các trường mô phỏng từ mô hình khí hậu khu vực như: Trường hoàn lưu, tốc độ gió trung bình, nhiệt độ trung bình bề mặt, lượng mưa, nhiệt độ tối thấp trung bình, tối thấp tuyệt đối, tối cao trung bình và tối cao tuyệt đối.

Phương pháp nghiên cứu:

- Phương pháp số: Mô hình hóa khí hậu khu vực
- Phương pháp đánh giá trực quan
- Phương pháp thống kê: Tính toán thống kê các chỉ số đánh giá sai số mô hình như ME, MAE, RMSE, HSTQ, tần suất có điều kiện và đánh giá hai pha.
- Phương pháp phân tích, tổng hợp

Phạm vi nghiên cứu: Khu vực Việt Nam và lân cận, đặc biệt chú trọng phần đất liền và lãnh hải Việt Nam

Những đóng góp mới của luận án

- Đã ứng dụng được MM5 (phiên bản dành cho khí hậu) chạy mô phỏng khí hậu (1982-2000) cho Việt Nam với độ phân giải cao (36km);
- Làm rõ một phần nguyên nhân làm giảm trường nhiệt độ mô phỏng trong mùa thu, mùa đông và mùa xuân, là do áp cao lạnh lục địa mô phỏng có cường độ mạnh ở mực thấp, kết hợp với rãnh gió tây trên cao được khơi sâu và mở rộng;
- Làm rõ một phần nguyên nhân sai số trong kết quả mô phỏng nhiệt độ cực đại là do mô hình chưa mô phỏng đúng vị trí cũng như cường độ của áp thấp Ấn - Miến, áp cao cận nhiệt đới và hiệu ứng của địa hình trong mô hình MM5;
- Lần đầu tiên ở Việt Nam đã áp dụng thành công phương pháp đánh giá trường mưa trên lưới và kết luận được nêu trong luận án đảm bảo độ ổn định và đáng tin cậy.

Ý nghĩa khoa học và thực tiễn của luận án

- Các kết quả của luận án đã góp phần làm sáng tỏ một số nguyên nhân gây sai số trong mô phỏng khí hậu nhiều năm khu vực Việt Nam và lân cận của mô hình khí hậu khu vực, đặc biệt là mô hình MM5 với điều kiện biên ERA40;
- Kết quả của luận án là một trong những cơ sở khoa học quan trọng trong việc định hướng ứng dụng mô hình động lực trong dự báo và dự tính khí hậu ở Việt Nam.

Cấu trúc luận án

Ngoài phần mở đầu và kết luận, luận án được chia làm 4 chương, cụ thể nội dung các chương như sau:

Chương 1 trình bày các nghiên cứu trong và ngoài nước về cải tiến vật lí, động lực học và khả năng mô phỏng nhiều năm của các RCM. Mục đích của chương này nhằm làm rõ các vấn đề đang được quan tâm trong RCM hiện nay, qua đó có thể lựa chọn được bộ tham số động lực và vật lí cho khu vực nghiên cứu.

Chương 2 giới thiệu nguồn số liệu, phương pháp và yếu tố được lựa chọn để đánh giá.

Chương 3 trình bày các kết quả đánh giá về kĩ năng mô phỏng một số đặc trưng trung bình của mô hình MM5, thông qua ba yếu tố chính, chi phối khí hậu từng vùng như hoàn lưu, gió (hướng và tốc độ), nhiệt độ và lượng mưa.

Chương 4 trình bày các kết quả đánh giá kĩ năng mô phỏng một số đặc trưng cực trị như nhiệt độ tối cao trung bình, tối cao tuyệt đối, tối thấp trung bình và tối thấp tuyệt đối.

Chương 1: TỔNG QUAN NGHIÊN CỨU MÔ HÌNH HÓA KHÍ HẬU KHU VỰC

1.1 Tình hình nghiên cứu ở ngoài nước

Mô hình khí hậu khu vực (RCM) là mối quan tâm chính của nhiều nhà khí tượng. Bởi vì, mô hình toàn cầu có độ phân giải thô nên không thể biểu diễn được các quá trình quy mô nhỏ, không thể chi tiết hóa cho từng khu vực cụ thể. Do đó, việc hạ quy mô từ mô hình toàn cầu bằng mô hình có độ phân giải tinh sẽ cho ta kết quả mô phỏng chi tiết hơn cho từng khu vực nhỏ. Vì thế sản phẩm này sẽ rất hữu ích cho người sử dụng nếu chất lượng tốt.

Phương pháp lồng khu vực phân giải cao vào mô hình toàn cầu được sử dụng rộng rãi trong nghiên cứu cũng như trong nghiệp vụ dự báo thời tiết (NWP). Với RCM thì đến năm 1989 mới có những nghiên cứu bước đầu. Dickinson vcs., (1989) hay Giorgi (1990, 1991) [58] đã dựa theo cách tiếp cận NWP. Cho đến nay cách làm này đã được nghiên cứu và phát triển rộng rãi trên thế giới. Trong đó có thể kể đến một vài đại diện RegCM3, MM5CL, REMO, PRECIS hay WRF. Đối với MM5, Leung và Gahn (1998) [63] đã phát triển thành dạng RCM - đưa được các đặc trưng khí hậu có thể so sánh với quan trắc ở quy mô khu vực.

Các RCM được phân tích với độ phân giải ngang cao hơn rất nhiều khi sử dụng điều kiện ban đầu và điều kiện biên xung quanh từ số liệu phân tích lại (Reanalysis data), vì IC, LBC được xem gần như là trạng thái thực của khí quyển và được coi như là trường dự báo toàn cầu “hoàn hảo”. Chính vì vậy, người ta sử dụng các trường phân tích lại để nghiên cứu và đánh giá kỹ năng của RCM. Tuy nhiên, kỹ năng của mô hình còn phụ thuộc vào bản chất động lực học (miền tính, độ phân giải ngang và thẳng đứng, thời gian khởi động mô hình, vùng đệm (Buffer zone), phương pháp xử lý biên, điều kiện ban đầu và điều kiện biên xung quanh,...) và vật lý của mô hình (tham số hóa đối lưu, tham số hóa bức xạ, tham số hóa lớp biên, tham số hóa vi vật lý mây, tham số hóa bề mặt,...). Do đó, việc nghiên cứu, phát triển và cải tiến RCM với số liệu đầu vào là số liệu phân tích lại thường được sử dụng trong

các bài toán mô phỏng, khảo sát độ nhạy (Sensitivity testing) thông qua việc đánh giá mô phỏng khí hậu quá khứ của chúng.

1.1.1 Độ nhạy của RCM với miền tính, điều kiện ban đầu và điều kiện biên

Việc lựa chọn điều kiện biên, điều kiện ban đầu và miền tính ảnh hưởng rất nhiều đến kết quả mô phỏng. Kích thước miền càng nhỏ, ảnh hưởng của LBC đến kết quả mô phỏng càng lớn (Giorgi vcs., 1993b [57]; Seth và Giorgi, 1997 [79]). Ngược lại, khi miền tính có kích thước lớn, kết quả mô phỏng chủ yếu phụ thuộc vào kỹ năng mô phỏng của mô hình. Thời gian tích phân càng dài sự thích ứng của mô hình đối với tác động của điều kiện biên càng giảm, dẫn đến sự không phù hợp giữa mô phỏng của mô hình và tác động quy mô lớn từ điều kiện biên truyền vào. Do đó, phải hết sức thận trọng khi lựa chọn miền, đặc biệt miền phải được chọn phù hợp với khu vực cần nghiên cứu độ nhạy.

Warner vcs., (1997) nhận định, kích thước miền phải đủ lớn sao cho những tác động địa phương, tăng độ phân giải không bị hạn chế khi sử dụng các điều kiện biên khác nhau [87].

Hơn nữa, Kato vcs., (1999) cho rằng, để cải thiện kết quả của mô hình RegCM khi mô phỏng xoáy thuận, mưa, nhiệt độ cho khu vực Đông Á bao gồm Nhật Bản thì biên xung quanh phải được mở rộng ra ngoài về phía Tây và phía Nam [62].

Trong khi đó, Liang vcs., (2002) [64] đưa ra miền tính tối ưu nhất cho RCM được lựa chọn sao cho biểu diễn chính xác nhất các quá trình vật lý chủ đạo, giảm đến mức tối thiểu sai số trên biên.

Nhìn chung, miền tính của mô hình nên bao quanh tất cả các vùng có hoàn lưu ảnh hưởng trực tiếp đến khí hậu khu vực, tránh đặt biên trên những khu vực có địa hình phức tạp và nên mở rộng đến chừng nào có thể nhưng không mở rộng quá về phía miền nhiệt đới do số liệu thám sát thưa thớt.

Ngoài ra, việc lựa chọn miền tính còn phụ thuộc vào nguồn số liệu đầu vào. Vì LBC có thể ảnh hưởng đến độ nhạy của các tham số nội tại trong mô hình (Seth và

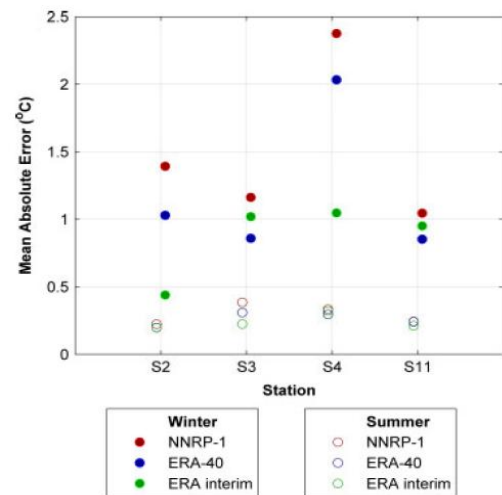
Giorgi, 1997 [79]) hoặc có thể ảnh hưởng không đáng kể (Bhaskaran vcs., 1998 [34]) hoặc có ảnh hưởng ở các khu vực địa hình cao, tạo ra các nhiễu dẫn đến kết quả mô phỏng không đáng tin cậy (Hong và Juang, 1998 [60]) và ảnh hưởng đến quá trình mô phỏng mưa (Zangl G., 2009 [93], Zou và Kuo, 1996 [96])

Liang vcs., (2002) [64] cho rằng, cùng một miền tính, các mô phỏng của RCM có thể ít nhạy khi LBC sử dụng số liệu phân tích lại NCEP/NCAR hơn ERA40. Mặt khác, Simmons vcs., (2004) [81] chỉ ra, ERA40 cho xu thế nhiệt độ gần với CRU hơn NCEP/NCAR, khi xét HSTQ và độ lệch chuẩn tính cho từng khu vực.

Bảng 1.1: HSTQ giữa ERA40, NCEP/NCAR và CRU, độ lệch chuẩn nhiệt độ trung bình tháng của CRU và ERA40, NCEP/NCAR [81]

HSTQ giai đoạn 1958-2001					
	Bán cầu Bắc	Bán cầu Nam	Châu Âu	Bắc Mỹ	Châu Úc
ERA40	0,983	0,926	0,996	0,987	0,925
NCEP/NCAR	0,934	0,876	0,981	0,967	0,941
Độ lệch chuẩn giai đoạn 1958-2001					
ERA40	0,06	0,09	0,09	0,12	0,22
NCEP/NCAR	0,12	0,11	0,18	0,19	0,19

Moonney P.A vcs., (2011) [75] thực hiện so sánh số liệu nhiệt độ của ERA40, ERA-Interim và NNRP1 tại một số điểm trạm thuộc vùng Iceland cho mùa đông và mùa hè (hình 1.1). Kết quả tính toán của tác giả cho thấy, mùa đông cho sai số lớn hơn mùa hè, NNRP1 cho sai số lớn hơn ERA40 và ERA-Interim trong cả hai mùa. Một điểm nữa có thể nhận thấy rõ là không có sự khác nhau đáng kể giữa ERA40 và ERA-Interim mặc dù độ phân giải ngang của chúng khác nhau.

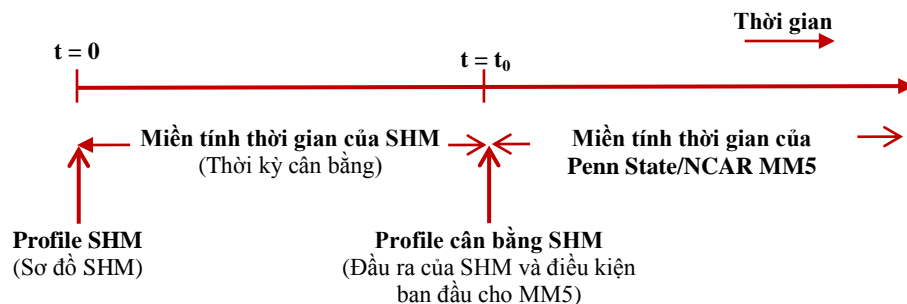


Hình 1.1: MAE cho NNRP1, ERA40, ERA-Interim cho mùa đông và mùa hè, tại bốn trạm thuộc Iceland [75].

Trong khi, Chang và Sousounis (2000) [38] xây dựng kỹ thuật tạo điều kiện

ban đầu cho mô hình MM5 bằng cách lí tưởng hóa độ cao địa hình, đất sử dụng, đặc điểm miền tính trong TERRAIN, có nghĩa là trường khí áp bề mặt, độ ẩm tương đối, độ cao, gió và nhiệt độ được chuyển về lưới kinh-vĩ độ toàn cầu trước khi mô hình nội suy. Cách làm này cho phép lựa chọn phép chiếu bản đồ khác nhau. Ưu điểm của phương pháp là LBC không bị giới hạn và rất linh động. Sự linh động thể hiện ở điểm sau: 1) Không cần một miền tính cố định mà kích thước miền tính được tính bằng số nguyên lần bước sóng truyền vào; 2) Hiệu ứng địa hình hay quá trình nhiệt sẽ loại bỏ ngay ở biên phía Đông.

Smith vcs., (1995) [80] sử dụng SHM làm điều kiện ban đầu cho MM5 (độ phân giải 36, 12 và 4km) đã cải thiện đáng kể kết quả mô phỏng (hình 1.2) cho phía tây Pennsylvania. SHM có khả năng nắm bắt được khu vực đất khô/ướt, mô phỏng rất tốt ở độ sâu lớp đất 30cm, nhạy với mưa, sự thay đổi của lớp phủ thực vật và thời gian để tạo ra cân bằng giữa SHM và MM5 khoảng hai tháng.



Hình 1.2: Sơ đồ SHM và Penn State/NCAR MM5 [80].

1.1.2 Độ nhạy của RCM với vùng đệm và phương pháp xử lí biên

Thông thường RCM cập nhật LBC sau khoảng thời gian 6 giờ và quá trình truyền thông tin từ trường toàn cầu vào RCM phải thông qua vùng đệm (là dải bên ngoài của miền tính mô hình vào phía trong - hình 1.3). Việc lựa chọn khoảng cách vùng đệm bao nhiêu nút lưới để không quá xa so với biên ngoài và cũng không quá gần để gây “sốc” trên biên.

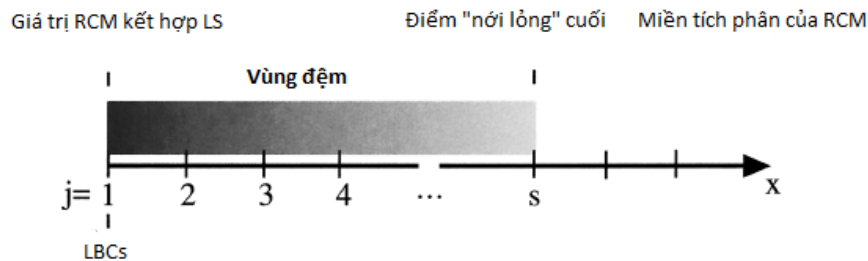
Nghiên cứu gần đây của Marbaix vcs., (2003) [65] về phương pháp xử lí biên với một vài profile giảm dư (Relaxation) cho mô hình MAR của Pháp, trong đó các

các profile được đem ra nghiên cứu gồm: (1) Tuyến tính của Anthes (1989), (2) Parabol của Davies (1976), (3) Lũy thừa của Giorgi (1993), (4) Tối ưu của Davies (1983) và tối ưu của Lehmann (1993) (bảng 1.2).

Bảng 1.2: Các profile nghiên cứu (độ lớn của hệ số giảm dư là hàm của khoảng cách vùng đệm, s là số điểm giảm dư).

Profile	Độ rộng vùng đệm	Tác giả
Dạng tuyến tính $\tilde{N}_j = \frac{s+1-j}{s-1}$	5 điểm 9 điểm	Anthes vcs., (1989)
Dạng parabol $\tilde{N}_j = \left(\frac{s+1-j}{s-1}\right)^2$	5 điểm 9 điểm	Davies (1976) Marbaix (2000)
Lũy thừa $\tilde{N}_j = \exp\left(\frac{2-j}{M}\right)$	$M = 0,7 \quad 5$ $M = 1 \quad 9$ $M = 3 \quad 11$ $M = 3 \quad 30$ điểm	Giorgi vcs., (1993)
Tối ưu của Davies $C_{\max} / C_{\min} = 100$	5 điểm	Davies (1983)
Tối ưu của Lehmann $C_{\max} / C_{\min} = 1000$	9 điểm	Lehmann (1993)

Đặc biệt, profile dạng tuyến tính của Anthes vcs., (1989) được sử dụng để mô phỏng khí hậu sớm nhất trong MM5 với số điểm nơi lồng 4 nút lưới ($s = 4$). Có thể nhận thấy profile này không thích hợp với miền tính lớn, ngay cả khi vùng đệm được mở rộng hơn. Điều này được Giorgi vcs., (1993) thừa nhận khi thử nghiệm trên RegCM2 với miền tính lớn.



Hình 1.3: Sơ đồ biểu diễn vùng đệm [65]

Với profile parabol và $s = 5$ được Davies (1976) sử dụng trong mô hình MAR.

Mặc dầu kết quả cho tốt hơn profile tuyến tính nhưng $C_{\max} / C_{\min} = 1000$ quá lớn. Profile dạng lũy thừa được Giorgi vcs., (1993) [57] kiểm nghiệm trên RegCM2. Tính năng đặc biệt của profile này là có khả năng “nới lỏng” trên toàn bộ miền tính. Do đó, Marbaix vcs., (2003) [65] đã thử nghiệm với profile này với độ rộng vùng đệm 5, 9, 11 và 30. Việc kiểm tra độ nhạy dựa trên đánh giá hiệu ứng phi vật lý (nhiều) ở gần biên và thủ tục nới lỏng Newton trên “**vùng đệm 5 nút lưới**” cho kết quả mô phỏng tốt nhất.

Liang vcs., (2002) [64] tiến hành khảo sát ảnh hưởng của vùng đệm đến phân bố theo không gian và thời gian trong khu vực lũ chính (Major Flood Area - MFA) mùa hè năm 1993 tại vùng Midwest. Kết quả mô phỏng của RCM không tốt khi mở rộng vùng đệm phía Nam, về miền nhiệt đới nơi có sai số từ trường điều khiển rất lớn. Song song với cách làm này thì những nghiên cứu về phương pháp cập nhật biên cũng được tiến hành. Các phương pháp cập nhật biên trong RCM bao gồm: (0) biên cố định; (1) biên giảm dư dạng tuyến tính; (2) biên biến đổi theo thời gian; (3) biên biến đổi theo thời gian kết hợp với phân tích trường dòng; (4) biên xốp (sponge); (5) biên giảm dư dạng lũy thừa tự nhiên. Trong đó, biên cố định có nghĩa là các giá trị của mọi trường tại các điểm lưới trên biên được giữ cố định bằng giá trị của chúng tại bước thời gian đầu tiên của mô hình. Biên biến đổi theo thời gian là các giá trị của các trường trên vùng đệm là phân tích lại/dự báo từ mô hình toàn cầu vào từng khoảng thời gian tương ứng.

Những năm gần đây, phương pháp xử lý biên “giảm dư” được sử dụng rộng rãi cho RCM (Christensen vcs., 1997). Biên “giảm dư” nghĩa là các giá trị mô phỏng của mô hình trên vùng đệm tiến dần về giá trị phân tích của biến quy mô lớn trên biên và được xem như là phương pháp đồng hóa số liệu đơn giản (Davies và Turner, 1977). Với MM5, phương pháp xử lý vùng đệm đầu tiên được sử dụng kỹ thuật nới lỏng của Davies và Turner (1977), cách làm này chỉ cho phép đồng hóa số liệu gió ngang, nhiệt độ, bốc hơi và nhiễu động khí áp phi thủy tĩnh. Năm 1994, Grell áp dụng hệ số nới lỏng $\alpha(l) = (L-l)(L-l)$ (L là độ rộng của vùng đệm) cho MM5. Tuy

nhiên, sơ đồ không áp dụng được khi thử nghiệm với miền tính lớn là do hệ số nói lỏng bị ảnh hưởng lớn bởi miền “mẹ” (GCM) và làm tron quá mạnh với miền “con” (RCM). Do đó, Giorgi vcs., (1993) [57] đưa ra hệ số nói lỏng giảm tuyến tính theo quy luật hàm mũ, cách làm này đã cải thiện được kết quả mô phỏng đợt lụt mùa hè năm 1993. Mặc dầu vậy, có nhiều ý kiến cho rằng kĩ thuật này có một vài vấn đề như: Thứ nhất sơ đồ này có thể làm mất cân bằng khối lượng (có sự khác biệt giữa các dòng trong RCM và dòng quy mô lớn); Thứ hai là nếu trường điều khiển và mô hình đều ở trạng thái cân bằng địa chuyển thì sơ đồ giảm dư gây ra sự mất cân bằng này (MacDonald, 2000). Điều này có nghĩa là hai trường cân bằng sẽ sinh ra một trường không cân bằng dưới tác dụng của quá trình xử lí vùng đệm bằng phương pháp giảm dư.

1.1.3 Độ nhạy của RCM với độ phân giải mô hình

Việc lựa chọn độ phân giải trong thiết lập thử nghiệm cho RCM là rất quan trọng. Khi thay đổi độ phân giải ngang có thể dẫn đến hiệu chỉnh các tác động vật lí và tham số hóa. Việc thay đổi độ phân giải ngang khác nhau “có thể biểu diễn thông qua “lồng ghép” một chiều (Christensen vcs., 1998; McGregor vcs., 1999), “lồng ghép” hai chiều (Liston vcs., 1999) hoặc biến đổi lưới ngang tron hơn (Qian và Giorgi, 1999)[8]”

RegCM với độ phân giải 20km được lồng ghép vào mô hình khí hậu toàn cầu ECHAM3 (độ phân giải 120km) của Viện khí tượng Max Planck (Đức) để mô phỏng khí hậu khu vực phía tây Alpine (Marinucci vcs., 1995). So với ECHAM3, RegCM3 mô phỏng tốt hơn lượng mưa, hầu hết là do hiệu ứng địa hình mạnh hơn của mô hình. Bate vcs., (1995) thí nghiệm mô phỏng trong hai năm với độ phân giải 60 km cho khu vực Great Lakes với điều kiện biên và điều kiện ban đầu được cung cấp từ mô hình toàn cầu. Một nghiên cứu khác được Giorgi và Marinucci (1996) là kiểm tra độ nhạy mưa mô phỏng với độ phân giải ngang 200 đến 50km (có tính đến ảnh hưởng của địa hình) cho tháng 1 và tháng 7 trên khu vực châu Âu [56]. Khi lấy trung bình trên toàn lục địa, tổng lượng giáng thủy nhạy với điểm lưới không gian

hơn hiệu ứng địa hình. Phân bố của giáng thủy phụ thuộc lớn vào phân bố của địa hình, có nghĩa phân bố mưa ảnh hưởng rất lớn đến tính chất của vùng, đặc biệt là khu vực có địa hình phức tạp. Ngoài ra, các biến khác như lượng mây, các thông lượng năng lượng bề mặt và phân bố của giáng thủy cũng nhạy đối với độ phân giải. Điều đó có nghĩa khi thử nghiệm mô hình với độ phân giải cao thì ảnh hưởng của hiệu ứng vật lí (đặc biệt là địa hình) rất mạnh, như nghiên cứu của Kato vcs., (1999) [62] chỉ ra những khu vực có địa hình phức tạp thì việc tăng độ phân giải ngang không cải thiện đáng kể nhiệt độ toàn vùng nhưng làm biến đổi nhiệt độ của một số địa phương.

Colle vcs., (2001) [47] chỉ ra sự cải thiện về bias, chỉ số ETS (Equitable Treat Skill), RSM (Root Mean Square) khi tăng độ phân giải của mô hình MM5 từ 36km đến 12km. Tuy nhiên, khi tăng độ phân giải từ 12km đến 4km, kỹ năng của mô hình có phần hạn chế đối với mưa lớn và chỉ số RSM đều cho sai số lớn đối với độ phân giải 4km.

Christensen (1998) [46] cho thấy việc thử nghiệm mô phỏng 9 năm với độ phân giải 57 km cải thiện đáng kể vòng tuần hoàn nước so với mô hình toàn cầu. Tuy nhiên, không tránh khỏi sai số hệ thống có nguồn gốc từ mô hình toàn cầu. Vì lí do đó mà các RCM nên sử dụng số liệu phân tích NWP toàn cầu chất lượng cao hơn là đầu ra của GCM. Những thập kỷ sau đó, một số nghiên cứu cho khu vực Upper Danube như Grell vcs., (2000) mô phỏng 5 năm với độ phân giải lần lượt 60, 15 và 1km cho khu vực châu Âu bao gồm Bavaria và một phần dãy núi Alpine. Mưa mô phỏng có xu thế giảm dần từ đỉnh đến chân núi và có sự khác biệt về lượng mưa giữa các độ phân giải. Nghiên cứu của Suklitsch vcs., (2008) đã sử dụng số liệu phân tích lại ERA40 làm trường đầu vào cho mô hình khu vực CCLM, độ phân giải 10 km mô phỏng cho vùng núi Alpine. Kết quả mô phỏng mô hình rất nhạy với độ phân giải ngang và thẳng đứng hơn các thay đổi trong các sơ đồ tham số hóa. Gao vcs., (2006) kiểm nghiệm vai trò của độ phân giải ngang lên giáng thủy mô phỏng khu vực Đông Á với độ phân giải ngang là 45, 60, 90, 120, 180, 240, 360 km và việc tăng độ phân giải cho mô hình đã cải thiện kết quả mô phỏng mưa khu vực

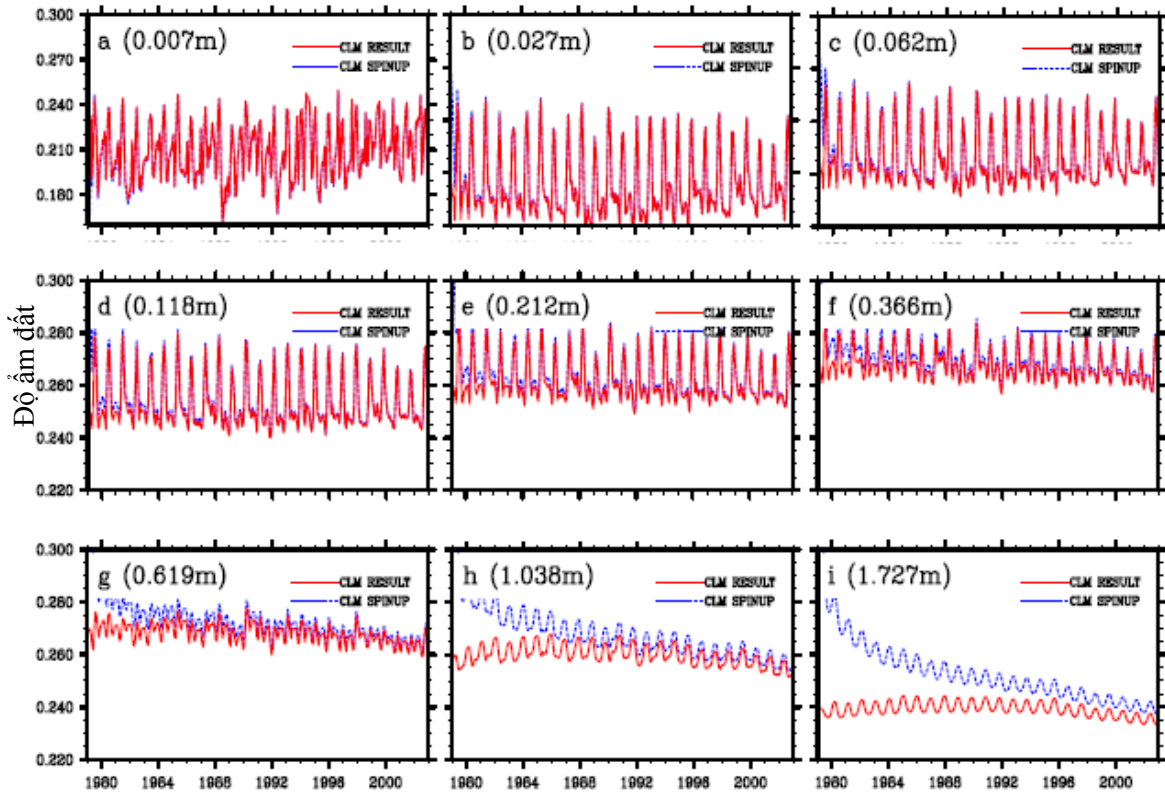
Đông Á. Ông cho rằng, độ phân giải 60km hoặc cao hơn nữa là phù hợp mô phỏng mưa cho khu vực này. Nghiên cứu gần đây của Zangl G. (2009) [94], sử dụng MM5 độ phân giải 45km mô phỏng cho khu vực vùng núi Alpine và dải đất phía trước của vùng này. Các yếu tố được lựa chọn để phân tích là mưa, nhiệt độ bề mặt và nhiệt độ điểm sương. Kết quả nghiên cứu chỉ ra rằng, mưa chịu ảnh hưởng rất lớn bởi địa hình, điều đó được thể hiện khi so sánh kết quả giữa các sơ đồ trong hai hệ tọa độ sigma và hệ tọa độ z. Đối với nhiệt độ, trong tất cả các trường hợp, kết quả khá phù hợp với thực tế, thường trễ pha hơn so với thám sát 15 phút. Với nhiệt độ điểm sương cho kết quả mô phỏng khá tốt, có xu thế vượt chuẩn vào tháng 7.

1.1.4 Độ nhạy của RCM với thời gian khởi động mô hình

Thời gian khởi động mô hình (spin-up) là khoảng thời gian cần thiết để mô hình đạt được sự cân bằng khí hậu (sự cân bằng giữa lớp khí quyển bên trên và bề mặt). Điều đó có nghĩa là thông tin từ điều kiện biên xung quanh xâm nhập vào miền mô hình và tạo ra cân bằng động lực giữa thông tin cung cấp bởi LBC và vật lý cùng động lực nội tại của mô hình, biến đổi phụ thuộc vào kích thước miền tính, mùa (Giori vcs., 1993b). Do hệ thống khí hậu có nhiều thành phần với quy mô thời gian khác nhau, nên thời gian spin-up cũng khác nhau, có thể là một tháng hoặc hàng năm. Wang vcs., (1996) [86] chọn thời gian spin-up 5 ngày trong thử nghiệm mô phỏng sự kiện mưa lớn năm 1998 trên khu vực Đông Á. Fernandez vcs., (2006) chọn thời gian spin-up 15 ngày sau khi sử dụng 2 mô hình khí hậu khu vực là ETACLIM và RegCM3 để nghiên cứu quá trình trao đổi nước và năng lượng qua bề mặt trên khu vực Đông Âu và châu Mỹ, PRECIS chạy mô phỏng nhiều năm với thời gian spin-up là 1 tháng, Thời gian spin-up dài nhất có liên quan đến chế độ thủy văn bề mặt do ảnh hưởng nhiệt độ các lớp đất sâu và độ ẩm đất (Denis vcs., 2002 [49]) để tạo ra sự cân bằng giữa khí quyển và bề mặt. Chuan Li Du vcs., (2010) [40] cho rằng phải mất đến 20 năm mới đạt được trạng thái cân bằng độ ẩm đất ở độ sâu 1,5m (hình 1.4).

Tuy nhiên trong RCM, nhiều khi không cần đến thời gian này nếu trường

hiệt độ và độ ẩm đất được lấy từ trường ban đầu sẵn có, như MM5 với lựa chọn sơ đồ bề mặt Noah. Hơn nữa, thông số về thời gian spin-up ít được đưa ra trong các thử nghiệm trừ khi đó là thử nghiệm về độ nhạy của RCM đối với nó hoặc khi hạn dự báo chỉ là một tháng, người ta cần lựa chọn giá trị thích hợp sao cho không ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng hay dự báo.

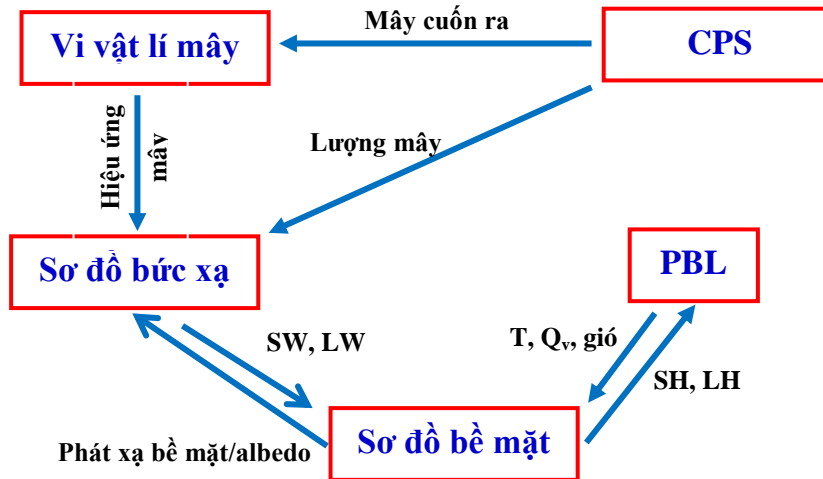


Hình 1.4: Mô phỏng độ ẩm đất trung bình tháng ở các mực khác nhau từ năm 1979 đến 2003. Đường nét đứt kết quả mô phỏng (CLM RESULT), đường nét liền kết quả spin-up (CLM SPIN-UP) [40].

1.1.5 Độ nhạy của RCM với tham số hóa các quá trình vật lí

Tham số hóa vật lí là thành phần quan trọng nhất trong mô hình hóa khí hậu. Trong khi các quá trình quy mô dưới lưới hầu như không thể mô tả được, mà phải biểu diễn thông qua các biến trường quy mô lưới mô hình. Các quá trình vật lí quy mô dưới lưới thường được tham số hóa bao gồm: Tham số đối lưu, tham số hóa vi vật lí mây, tham số hóa bề mặt, tham số hóa lớp biên, tham số hóa bức xạ. Hơn nữa,

các quá trình này luôn tương tác với nhau, một sự thay đổi nhỏ trong quá trình này sẽ ảnh hưởng không nhỏ đến các quá trình khác (hình 1.5). Vì vậy, cùng một miền tính, độ phân giải ngang và thẳng đứng, bước thời gian tích phân, điều kiện ban đầu và điều kiện biên xung quanh, thời gian spin-up thì RCM vẫn cho các kết quả mô phỏng khác nhau nếu các sơ đồ tham số hóa vật lý khác nhau được lựa chọn.



Hình 1.5: Tương tác của các quá trình trong khí quyển và bề mặt [21]

a) Tham số hóa đối lưu

Trong các quá trình cần được tham số hóa, RCM nhạy nhất đối với sơ đồ tham số hóa đối lưu. David vcs., (2002) thấy rằng đặc trưng nhiệt động lực học, hoàn lưu, các profil độ ổn định và lượng mưa trong hệ thống gió mùa Bắc Mỹ (NAMS) được mô phỏng rất nhạy đối với CPS. CPS được sử dụng bao gồm sơ đồ của Betts-Miller-Janjic (BMJ), Kain-Fritsch (KF) và Grell. Sự khác nhau lớp giữa các mô phỏng xảy ra tại các trường hoàn lưu mực thấp. Mặc dù không có CPS nào cho kết quả mô phỏng “hoàn hảo” so với các trường quan trắc trong miền mô hình. Nhưng nhìn chung, sơ đồ KF cho kết quả tốt hơn so với các trường hợp còn lại khi đánh giá thống kê sai số các trường mặt đất và trên cao. Ngoài CPS ở trên, Wang và Seaman (1996) [86] thử nghiệm với Anthes-Kuo (AK) trong MM5 với độ phân giải ngang 36 và 12km. Mô hình có kỹ năng mô phỏng với độ phân giải 12km, đặc biệt là mưa lớn. Sơ đồ KF với khép kín APE (Available Potential Energy) biểu diễn mưa tốt

nhất. Ngoài ra, mô phỏng mưa quy mô lưới và quy dưới lưới nhạy đối với đặc tính của từng CPS được lựa chọn nhưng không nhạy đối với kích thước lưới mô hình hoặc môi trường đối lưu.

Zangl G. (2009) [94] kiểm nghiệm độ nhạy của MM5 với các CPS (Grell, BMJ, KF) trong hệ các hệ tọa độ sigma (kí hiệu σ) và hệ tọa độ loga-z, độ phân giải 45km, từ năm 1996 đến 1999 [94]. Kết quả nghiên cứu chỉ ra rằng, sơ đồ Grell và KF cho kết quả mô phỏng về diện tốt hơn BMJ trong hệ tọa độ σ , hệ số tương quan của sơ đồ Grell và KF đạt 0,95 trong hệ tọa độ loga-z, sơ đồ BMJ cho kết quả mô phỏng mưa không tốt trong cả hai hệ tọa độ. Lượng mưa trên nút lưới lớn hơn lượng mưa tại trạm trong mùa hè và mùa thu, cho xu thế mô phỏng mưa nhỏ trong mùa hè nhưng lại lớn trong mùa đông và mùa thu. Điều này là do ảnh hưởng của điều kiện địa hình chắn gió của vùng núi Alpine gây ra mưa ở thềm rãnh (Sevruk, 1985). Về diện mưa, sơ đồ KF nắm bắt tốt hơn sơ đồ Grell. Tuy nhiên khi đánh giá theo mùa, sơ đồ KF luôn cho sai số về lượng mưa lớn hơn sơ đồ Grell.

Zhu và Liang (2007) [95] so sánh lượng mưa, nhiệt độ của Grell và KF với R2 (số liệu phân tích lại) trong mùa đông (DJF), mùa hè (JJA), giai đoạn 1982-2002. Mùa đông sai số lượng mưa, nhiệt độ của KF rất nhỏ, Grell sai số 20% đối với nhiệt và 30-40% đối với mưa. Trong các tháng mùa đông, nhiệt độ có xu thế trễ pha hơn so với số liệu phân tích lại (R2) và ngược lại đối với mưa. Các tháng mùa hè, nhiệt độ sớm pha hơn, lượng mưa trễ pha hơn so với R2. Về diện mưa tác giả đã sử dụng phân tích EOF, với các tháng mùa hè có sự tương quan khá tốt giữa mưa thám sát, mưa mô phỏng với hệ số tương quan không gian theo EOF1, EOF2, EOF3 tương ứng 0,65; 0,79 và 0,64 của mưa Grell và 0,80; 0,92 và 0,65 của KF. Điều đó cho thấy KF có khả năng nắm bắt được diện mưa và xu thế biến đổi theo thời gian hơn Grell. Tuy nhiên, sai số hệ thống của nhiệt độ của KF luôn dương ($2,7^{\circ}\text{C}$) và luôn lớn gấp đôi Grell ($1,5^{\circ}\text{C}$). Như vậy, kết quả mô phỏng mưa rất nhạy đối với các sơ đồ CPS khi độ phân giải ngang tăng. Ngoài ra, sơ đồ KF cho diện mưa mô phỏng tốt hơn Grell nhưng cho sai số hệ thống khá lớn khi mô phỏng nhiệt độ.

Ratnam vcs., (2004) [77] chỉ ra MM5 có khả năng mô phỏng biến động theo mùa và không theo mùa khá chính xác và rất nhạy với CPS. Cụ thể sơ đồ Grell cho mưa nhỏ hơn thực tế, diện mưa mô phỏng của BM và KF phù hợp với thám sát. Su H. vcs., (1999) [83] mô phỏng hệ thống đối lưu TOGA COARE với các độ phân giải 2, 15 và 60km. Trong đó, độ phân giải 15 và 60km, đối lưu mây tích được tham số hóa bằng sơ đồ KF, độ phân giải 2km chỉ sử dụng sơ đồ vi vật lí của mây. Ông cho rằng, độ phân giải 15km phù hợp nhất để nghiên cứu đối lưu nhiệt đới và tương tác của chúng với hoàn lưu quy mô lớn.

Yang M-J vcs., (2003) [92] ước lượng mưa trên khu vực Đài Loan bằng việc đánh giá bốn CPS khác nhau (AK, BMJ, Grell và KF) trong mùa đông, front lạnh mùa thu, dông nhiệt mùa hè, front Mei-Yu và bão mạnh. Kết quả nghiên cứu cho thấy, các đợt mưa liên quan đến tác động quy mô synop (như front lạnh và front Meiyu), các CPS cho kết quả mô phỏng tương tự nhau. Còn đối với các đợt mưa liên quan đến tác động quy mô dưới synop (dông nhiệt mùa hè) thì các CPS khác biệt nhau rất lớn. Điều đó cho thấy, quy mô synop hay quy mô dưới synop ảnh hưởng đến kĩ năng mô phỏng mưa của mô hình. Ngoài ra, mô hình MM5 với phân giải ngang 15km có kĩ năng mô phỏng ở vùng đất thấp tốt hơn vùng núi cao.

Gonzalo vcs., (2005) [54] đã sử dụng mô hình RAMS (the Regional Atmospheric Modeling System) với LBC là số liệu phân tích lại NCEP/NCAR mô phỏng khí hậu cho khu vực Bắc Mỹ với độ phân giải 50km. Kết quả nghiên cứu có gắng tìm nguyên nhân sai số trong kết quả mô phỏng mưa bằng cách khảo sát sơ đồ CPS là Kuo và KF. Sơ đồ KF cho kết quả mô phỏng mưa chi tiết hơn sơ đồ Kuo, diện mưa hai sơ đồ gần như tương tự nhau từ Oklahoma đến Pennsylvania. Trong khi, lượng mưa quan trắc chủ yếu tập trung ở vùng đồng bằng, có phần giảm đi ở trung tâm nước Mỹ. Ngoài ra, các tác giả còn tập trung phân tích đến cơ chế phát sinh đối lưu trong hai sơ đồ: Sơ đồ Kuo dựa vào sự hội tụ ẩm mực thấp, sơ đồ KF ngoài điều kiện tốc độ thẳng đứng còn thêm giả thiết khép kín đóng vai trò quan trọng kích hoạt đối lưu. Việc thay đổi điều kiện của CAPE trong KF đã giảm đi được sai số trong phân bố và lượng mưa so với sơ đồ Kuo.

Jiao Yanjiun vcs., (2005) [61] khảo sát độ nhạy của sơ đồ tham số hóa đối lưu Bechtold-Kain-Fristch bằng cách điều chỉnh các hằng số thực nghiệm trong sơ đồ, như bán kính mây, độ dày tối thiểu của mây, độ dày của lớp xáo trộn tối thiểu để duy trì đối lưu,.... Tuy nhiên, việc điều chỉnh này chỉ thay đổi cường độ và vị trí của một số đợt mưa ngày, nhưng tác động hạn chế đến tổng lượng mưa và diện mưa tháng. Chính vì vậy, các tác giả đã kiểm tra profile độ ẩm riêng trung bình tháng khi sử dụng LBC lần lượt là NCEP/NCAR và ERA40. Kết quả cho thấy, CRCM mô phỏng độ ẩm riêng quá cao trong lớp biên gần bề mặt và quá thấp giữa mực 8 đến 18mb. Như vậy, sai số trong kết quả mô phỏng trường ẩm có thể là nguyên nhân gây nên sai số mô phỏng mưa mùa hè trên khu vực? Kain và Fritsch (1990) cho rằng, các sơ đồ đối lưu dạng thông lượng khối (như Bechtold-Kain-Fristch) rất nhạy với CAPE. Chính vì vậy, CAPE giảm có nghĩa là mưa mô phỏng sẽ giảm và ngược lại. Hơn nữa, phân bố ẩm thẳng đứng trong một cột khí quyển ảnh hưởng lớn đến hoạt động của đối lưu và tổng lượng mưa. Trong khi độ ẩm bề mặt lại phụ thuộc vào quá trình xáo trộn trong lớp biên và khả năng giữ nước trong đất. Do đó, tham số hóa độ ẩm đất gần với thực tế, sẽ cải thiện được trường độ ẩm, dẫn đến kết quả mô phỏng mưa sẽ tốt.

Như vậy, hầu hết các nghiên cứu độ nhạy của sơ đồ tham số hóa đối lưu trong RCM đều nhận định rằng sơ đồ KF và Grell cho kết quả mô phỏng mưa khá phù hợp về lượng cũng như về diện.

b) Tham số hóa vi vật lí mây

Trong RCM, lượng mây và tính chất quang học của mây được dự báo và cho phép tương tác với các yếu tố khác của hệ thống khí hậu. Các quá trình vi vật lí mây được tham số hóa và xem hàm lượng nước, băng của mây như là những biến dự báo. Do đó, cải tiến modul vận chuyển hóa học và sơ đồ tham số hóa mây (Molders vcs., 1994 [71]) sẽ cải thiện được kết quả mô phỏng mưa. Kết quả nghiên cứu của Orville và Kopp (1977), Cotton vcs., (1982), Lin vcs., (1983), Dudhia (1989), Zhang vcs., (1989) [93] và một số người khác chỉ ra rằng quá trình vi vật lí băng

trong mô hình mây cho kết quả tốt thì mô phỏng mưa tốt. Do mây được hình thành từ các hạt nước siêu lạnh, tinh thể băng trong quá trình hơi nước bị làm lạnh, đồng thời giải phóng ẩn nhiệt dẫn đến làm tăng quá trình phát triển mây, phân bố lại mưa và thay đổi cấu trúc của trường gió. Fletcher (1962) cho rằng trong khoảng nhiệt độ từ 0°C đến -35°C thì nước sẽ ngưng kết thành băng, nhưng thực tế cho thấy trong khoảng nhiệt độ này vẫn tồn tại các hạt nước siêu lạnh và băng. Hơn nữa trong modul hóa học, băng không phải là một “dung môi” hóa học và luôn bảo toàn. Sơ đồ tham số hóa băng của Dudhia (1989) không xét đến các hạt nước siêu lạnh, có nghĩa là không có quá trình hóa học xảy ra dưới mực đóng băng. Cho nên, Cotton vcs., (1982), Zhang (1989) đã cải tiến sơ đồ vi vật lí của băng với giả thiết luôn tồn tại pha nước và pha băng trong khoảng nhiệt độ từ 0°C đến -35°C .

Ngoài ra, tốc độ tan băng cũng ảnh hưởng lớn đến modul hóa học, sơ đồ tham số hóa mây và được xét trong nhiều nghiên cứu (Scott, 1981; Chang, 1984; Topol, 1986). Vì quá trình này làm thay đổi hình dạng, kích thước và mật độ trong mây. Một vấn đề nữa được quan tâm trong sơ đồ vi vật lí mây là độ phủ mây. Chúng là một hàm của độ ẩm tương đối (Dickinson vcs., 1985; Slingo, 1987; Saito và Baba, 1988; Sundqvist vcs., 1989; Lee vcs., 1992; Wetzal vcs., 1995; Molders vcs., 1994, 1995, 1996 [71, 72, 73, 73]). Công thức tính độ phủ được Saito và Baba (1989) đưa ra là:

$$b(h) = \begin{cases} 0 & h < \eta \\ (h - \eta)^n / (1 - \eta) & h \geq \eta \end{cases} \quad (1.1)$$

trong đó, h là độ ẩm tương đối quy mô lớn ($h = q_v/q_s$), n hằng số dao động 0,5 đến 3,0 phụ thuộc vào từng mô hình, η là ngưỡng để chọn (bảng 1.3).

Các kết quả nghiên cứu chỉ ra rằng, cách tính tổng lượng mây dựa vào độ ẩm tương đối không biểu diễn chính xác vị trí, độ cao của mây, nên tính tổng lượng mây dựa vào tổng lượng nước và băng trong một đơn vị diện tích (Molders vcs., 1995). Cách làm này của Molders vcs., (1996) và Wetzal vcs., (1996) ước lượng khá tốt lượng mây và mưa, tuy nhiên kết quả phụ thuộc rất lớn vào độ phân

giải ngang, địa hình cũng như các quá trình vi vật lí khác.

Bảng 1.3: Giá trị ngưỡng của độ ẩm tương đối

Mô hình	η	Dạng mây	Tác giả và năm
Mỹ	0,85		Dickinson (1985)
ERA40	0,8	Một số loại mây	Sligo (1987)
BMRC GCM	0,6	Mây cao, thấp	Colman vcs., 1994

c) Tham số hóa bức xạ

Mặt trời cung cấp một lượng lớn năng lượng bức xạ, trong đó Trái đất chỉ nhận một phần rất nhỏ. Thế nhưng đó là nguồn năng lượng chủ yếu cung cấp cho hầu hết các quá trình xảy ra trong khí quyển. Khi truyền qua khí quyển, do tính chất bất đồng nhất của không khí về mặt hóa học, quang học và các quá trình vi vật lí khác nên các dòng bức xạ bị hấp thụ, khuếch tán một phần trước khi đến được mặt đất. Trong đó, quá trình vi vật lí của mây ảnh hưởng rất lớn đến quá trình bức xạ (Stephens, 1978; Stephens và Webster, 1979; Griffith vcs, 1980; Stephens, 1980; Dudhia, 1989; Churchill và Houze, 1991). Đặc tính phát xạ của mây phụ thuộc rất lớn vào độ phủ mây, dạng, độ cao, độ sâu và cấu trúc mây. Để phân biệt được mây đối lưu và mây tầng, ta phải dựa vào kích thước tinh thể băng, mức độ tập trung và hệ số phản xạ (Houze và Churchill., 1984), việc làm này đặc biệt quan trọng ở vùng nhiệt đới, nơi chủ yếu tồn tại mây đối lưu. Hơn nữa, một phần bức xạ đóng góp bởi quá trình đốt nóng phi đoạn nhiệt từ mây đối lưu vào khí quyển có thể ảnh hưởng không nhỏ đến hoàn lưu quy mô vừa cũng như hoàn lưu quy mô synop.

Những nghiên cứu gần đây tập trung khảo sát quá trình phát xạ trong hệ thống mây đối lưu ở vùng nhiệt đới bằng việc sử dụng mô hình quy mô vừa. Cách làm này đã được Miller và Frank (1993) [67] đề cập đến trong năm 1993, trong đó các tác giả đã sử dụng sơ đồ bức xạ của Dudhia (1989) trong mô hình MM5/Penn State. Kết quả mô phỏng bức xạ khá tốt trong thời gian 24 giờ tương thích với lượng mưa lớn. Bằng cách tương tự, Williamson (1993) sử dụng sơ đồ CCM2 mô phỏng thông lượng bức xạ trong 10 năm, trong đó hệ số albedo được lấy từ sơ đồ BATS (Dickinson vcs., 1993).

Những nghiên cứu của Hack *vs.*, (1993) chỉ ra sự phụ thuộc của mây vào độ ẩm tương đối, tốc độ thẳng đứng, độ ổn định khí quyển và tốc độ mưa đối lưu. Ward D., (1995) [88] nhận thấy có sự khác nhau giữa thông lượng hấp thụ bề mặt trung bình tháng giữa CCM2 và Pinker (thuật toán logarit do Pinker phát triển ứng dụng cho số liệu vệ tinh khí tượng) lớn nhất ở vùng vĩ độ trung bình vào mùa hè, trong đó CCM2 lớn hơn Pinker từ 50 đến 100 Wm^{-2} . Mặc dầu, CCM2 biểu diễn khá tốt đặc tính mây và độ phủ mây. Những kiểm nghiệm mô phỏng của Ghan *vs.*, (1996) cho rằng CCM2 cho mô phỏng lượng hơi nước trong một cột khí quyển tốt nhất, SCM (Single Column Model) lớn hơn thám sát mặc dầu có “nudging” độ ẩm tương đối lấy từ quan trắc cao không. Đối với lượng nước lỏng trong một cột khí quyển hầu như mô phỏng không tốt, CCM2 mô phỏng mây băng ít hơn MM5.

Song song với cách làm trên, thời gian cập nhật sơ đồ bức xạ trong RCM được một số nghiên cứu đề cập đến. Zangl G. (2009) [94] mô phỏng trường nhiệt độ bề mặt bằng MM5 (1991-2000) và nhận thấy rằng, mùa hè nhiệt độ bề mặt phần lớn là do bức xạ mặt trời đến thể hiện thời gian tăng/giảm nhiệt độ vào buổi sáng khá tốt. Tuy nhiên, quan trắc thường sớm pha hơn kết quả mô phỏng khoảng 15 phút. Điều này được giải thích là do quan trắc thường sớm hơn khoảng 10 phút trước giờ phát báo. Hơn nữa, thời gian cập nhật CCM2 trong MM5 là **20 phút/1 lần** (góc nghiêng mặt trời cũng được tính trong thời gian này) là quá ít, bức xạ chưa đủ để đóng góp vào sự thay đổi của nhiệt độ bề mặt theo thời gian. Vì vậy, thời gian cập nhật các sơ đồ bức xạ phải tăng lên, thông thường thời gian này được chọn là khoảng **30 phút/1 lần**.

d) Tham số hóa bề mặt

Các nghiên cứu về tham số hóa bề mặt (LSM) trong RCM được đề cập từ năm 1991 trong công trình nghiên cứu của Giorgi. Ông cho rằng, vấn đề trong các mô hình khí hậu không phải là mô phỏng như thế nào cho phù hợp với thực tế mà phải cải tiến chính trong các modul vật lý của mô hình để cho kết quả tốt hơn. Trong đó, đặc biệt nhấn mạnh đến tầm quan trọng của sơ đồ đất và thực vật. Mặc dầu thuộc

tính bề mặt tác động quan trọng đến khí hậu chính là độ ẩm đất và albedo bề mặt. Do đó, sơ đồ LSM được Grell vcs., (1994) thử nghiệm đã bộc lộ một số nhược điểm sau: 1) Độ ẩm đất là một hàm đất sử dụng và chỉ có một giá trị theo mùa, nên không phản ánh sự biến đổi lượng mưa trong những năm gần đây; 2) Không tính đến ảnh hưởng của lớp tuyết; 3) Độ phân giải của đất sử dụng tương đối thô (độ phân giải $0,15^0 \times 0,15^0$); 4) Không tính đến dòng chảy và quá trình thoát hơi nước. Hiện nay, sơ đồ LSM đã khắc phục được các nhược điểm trên, cải thiện được các mô phỏng thông lượng nhiệt bề mặt, quá trình mưa và cho phép lựa chọn các LSM khác nhau, như Chen vcs., (2001) [43, 44] thử nghiệm với sơ đồ OSU/ETA (Chen vcs., 2001 [43] phát triển từ LMS của Pan và Mahrt (1987) bằng cách sử dụng công thức tính diện tích tán lá của Jacquemin and Noilhan (1990), sơ đồ dòng chảy bề mặt của Schaake vcs., 1996) với độ dày của mỗi lớp là 0,1; 0,2; 0,6 và 1,0. Tổng chiều sâu lớp đất 2m, ở trên là lớp rễ với độ dày 1m, còn 1m đất ở dưới đóng vai trò như một bể chứa.

Một điểm cần lưu ý ở đây là khi sử dụng số liệu phân tích lại của CDAS thì độ ẩm đất được ban đầu hóa trong MM5 từ tháng 1 đến tháng 6 được tính như sau:

$$SM_{MM5} = \begin{cases} \min(0,7SM_g + 0,084) & SM_g \geq 0,28 \\ SM_g & SM_g < 0,28 \end{cases} \quad (1.2)$$

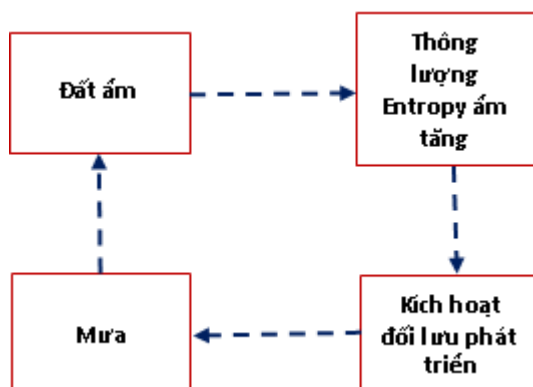
Ngược lại, từ tháng 7 đến tháng 12 sẽ là

$$SM_{MM5} = \begin{cases} 0,429SM_g + 0,16 & 0,21 < SM_g \leq 0,28 \\ 1,19SM_g & SM_g \leq 0,21 \end{cases} \quad (1.3)$$

Trong đó SM_g là độ ẩm đất (trong một đơn vị thể tích), SM_{MM5} độ ẩm đất đã được ban đầu hóa trong MM5. Các thử nghiệm được tiến hành với độ phân giải ngang tăng dần: 90, 30 và 10km, độ ẩm ban đầu và điều kiện nhiệt độ được lấy từ NCEP/NCAR (Kalnay vcs., 1996) và chạy mô phỏng kết quả trên hai cách: 1) Độ ẩm đất tăng/giảm 10% so với giá trị phân tích lại; 2) Độ ẩm đất tăng/giảm 0,1 theo thể tích. Nếu tăng/giảm 10% độ ẩm đất ban đầu thì thông lượng bề mặt thay đổi $30Wm^{-2}$ và ảnh hưởng của độ ẩm đất lên thông lượng bề mặt xuất hiện trong thời

gian 24-48 giờ. Còn tăng/giảm 0,1 độ ẩm đất theo thể tích dẫn đến thông lượng bề mặt thay đổi 200 Wm^{-2} . Điều đó có nghĩa, việc tác động độ ẩm đất theo độ sâu cho thông lượng bề mặt lớn hơn rất nhiều so với việc cải thiện độ ẩm đất ban đầu. Như nghiên cứu của Chen vcs., (2001) [43, 44], khởi tạo độ ẩm đất bằng cách sử dụng số liệu mưa thám sát tác động vào các lớp đất (lớp thứ hai) để duy trì được độ ẩm trong đất, cải thiện được kết quả mô phỏng mưa trên khu vực Bắc Mỹ, vì thực tế ở khu vực này, độ ẩm thấp nhưng vẫn tồn tại mưa. Như vậy, tác động lớn nhất của độ ẩm đất lên thông lượng nhiệt là đất ẩm. Độ ẩm thấp thường làm bề mặt nóng hơn, dẫn đến bốc hơi và mưa địa phương giảm. Điều đó phù hợp với các kết quả quan trắc, chẳng hạn như lượng giáng thủy mùa hè nhiều ở vùng trung tâm nước Mỹ và lưu vực Amazon, lượng bốc hơi ở khu vực này lớn hơn cả lượng hơi nước do bình lưu mang đến khu vực.

Tuy nhiên, nghiên cứu của Smith vcs., (1999) [80] về quá trình hồi tiếp giữa mưa và độ ẩm đất trong RCM nhấn mạnh rằng mưa ở khu vực Địa Trung Hải (vùng đất khô thuộc châu Âu) và Đại Tây Dương (vùng đất ướt thuộc châu Âu) phụ thuộc rất lớn vào độ ẩm đất, không thể giải thích trực tiếp bằng cơ chế tái bốc hơi vì lượng mưa rơi trên đất ẩm (đất khô) mà được giải thích bằng cơ chế gián tiếp như được chỉ ra ở hình dưới (hình 1.6).



Hình 1.6: Cơ chế hồi tiếp mưa - độ ẩm đất (Schar S. vcs., 1999) [78]

Ngoài ra, tác giả còn phân tích chi tiết các nhân tố ảnh hưởng đến quá trình hồi tiếp giữa mưa - độ ẩm đất. Đầu tiên là độ ẩm đất: Đất ẩm (tỷ số Bowen nhỏ), thông lượng nhiệt và ẩm tập trung trong một thể tích không khí nhỏ làm tăng entropy ẩm

mực thấp, là nguồn gốc gây bất ổn định đối lưu. Thứ hai là mực đối lưu tự do thấp trong đất ẩm, tạo điều kiện thuận lợi để đưa đến bất ổn định đối lưu. Thứ ba, sự hấp thụ sóng ngắn giảm trong đất ẩm (lượng mây tăng) đã làm giảm quá trình phát xạ sóng dài (tăng hiệu ứng nhà kính do tăng lượng hơi nước), dẫn đến tăng thông lượng entropy ẩm trong lớp biên. Đây chính là ba quá trình kích hoạt đối lưu phát triển gây ra mưa, dẫn đến tăng cường độ ẩm cho đất.

Chang vcs., (2000) [38] xem xét tác động của độ ẩm đất đến thông lượng bề mặt trong điều kiện độ ẩm đất giảm dần theo thời gian, có tính đến ảnh hưởng của tốc độ gió trung bình bề mặt. Trong điều kiện đất ẩm, tốc độ gió trung bình bề mặt $\sim 8\text{m/s}$, độ ẩm đất đóng vai trò cung cấp thông lượng bề mặt cho modul khí quyển. Còn điều kiện đất khô, tốc độ gió trung bình bề mặt yếu, độ ẩm đất được xem là không đổi.

Chuan Li Du vcs., (2010) [40] nhận định rằng độ ẩm đất rất nhạy điều kiện ban đầu khác nhau, độ nhạy là hàm của độ sâu lớp đất, cụ thể là thời gian cân bằng độ ẩm đất tăng phụ thuộc vào độ sâu của lớp đất. Mưa ở đây phụ thuộc lớn vào độ ẩm đất. Trong khi Douville H. (2002) [50] cho rằng biến động của lượng mưa gió mùa năm 1987 và 1988 trên khu vực châu Á, ảnh hưởng chủ yếu bởi SSTA mà không phải độ ẩm đất. Điều này được giải thích là do sự mạnh lên của ENSO làm sự yếu đi cơ chế hồi tiếp mưa và độ ẩm đất.

Khi các quá trình trao đổi bề mặt là không tuyến tính và không đồng nhất theo không gian và thời gian thì quy mô nào thích hợp để mô phỏng các quá trình trao đổi bề mặt với khí quyển bên trên. Shidhar vcs., (2003) [82] tìm quy mô không gian ảnh hưởng đến các thành phần trong phương trình cân bằng năng lượng bề mặt trong sơ đồ Noah.

$$R_n = LH + SH + GH \quad (1.4)$$

trong đó LH (Latent heat flux), SH (Sensible heat flux) và GH (Ground heat flux) là ẩn nhiệt, hiện nhiệt và thông lượng nhiệt bề mặt. Quy mô không gian được đưa ra nghiên cứu ở đây là 200m, 2km và 20km. Với ô lưới đồng nhất, độ phân giải 20km

có sự khác biệt so với 200m và 2km. Sự khác biệt thể hiện ở ẩn nhiệt giảm 12%, hiển nhiệt tăng 22% và thông lượng nhiệt bề mặt tăng 44% so với bức xạ thuần, nhưng không đánh giá mức độ sai số trung bình của các đại lượng này.

Nghiên cứu Sridhar vcs., (2004) [82] cho rằng sơ đồ Noah/LSM đánh giá quá cao bức xạ thuần khi tính toán trên khu vực Oklahoma. Molders (2006) [74] chỉ ra sai số của bức xạ thuần, SH, LH và GH lần lượt là 7%, 10%, 6% và 26%. Đề tài của Chen vcs., (1997) [45], đã các định được sai số bức xạ thuần trung bình tháng so với thám sát dao động $\pm 10\text{Wm}^{-2}$ trong hầu hết các mô hình. Như vậy, sự thay đổi của các thông lượng này ảnh hưởng bởi yếu tố nào?

Tsvetsinskaya vcs., (2001) [85], kiểm tra độ nhạy của SH, LH, GH với LAI (chỉ số diện tích lá - tính từ sơ đồ BATS) và độ cao của tán lá trong mùa sinh trưởng. Mùa khô năm 1988, SH biến đổi 20-35% và LH biến đổi 30-45% khi chỉ số LAI biến đổi từ 5 đến 1. Đóng góp của bốc hơi, bốc thoát hơi đến SH cũng rất lớn khi chỉ số LAI thay đổi, có sự khác biệt giữa ngày/đêm, lớn nhất vào giữa buổi chiều, năm khô lớn hơn năm ẩm.

Cassano vcs., (2001) [37] cho rằng SH của hoàn lưu Hadley phụ thuộc vào z_0 (độ gồ ghề của mặt trái dưới) theo sơ đồ Zilitinkevich vcs., (2001) và tốc độ gió. Hầu như sai số hệ thống của SH trong mô phỏng khí hậu là do giả thiết $z_H = z_0$ (Scarlar roughness length for heat).

Bao vcs., (2000) [33] đã kiểm tra về độ nhạy của tham số hóa độ gồ ghề đối với thông lượng nhiệt mặt biển. Kết quả thí nghiệm được tiến hành trên mô hình MM5 với độ phân giải ngang 45 và 15 km trong trường hợp có XTND, có sự khác nhau về cường độ XTND mô phỏng khi thay đổi hệ số gồ ghề. Với sơ đồ Zilitinkevich vcs., (2001) cho kết quả mô phỏng cường độ mô phỏng bão hợp lí nhất. Tuy nhiên, các sơ đồ tham số hóa hệ số gồ ghề cho thông lượng bề mặt trên biển với tốc độ gió lớn thường có tính ổn định không cao.

Song song với cách làm trên thì việc khảo sát độ nhạy của sơ đồ LSM cũng được nhiều tác giả đề cập đến. Công trình Miao vcs., (2008) [68] với các thiết kế thí

nghiệm trong bảng 1.4 cho MM5. Trong đó hệ số gồ ghề trong sơ đồ Blackadar và sơ đồ MRF được tính bằng công thức của Zinitinkevich (Zinitinkevich vcs., 2001).

Bảng 1.4: Các thiết kế thí nghiệm cho PBL và LSM [68]

Thí nghiệm	Sơ đồ PBL	Sơ đồ LSM
BLKSLAB	Blackadar	SLAB
EtaSLAB	Eta	SLAB
MRFSLAB	MRF	SLAB
EtaNOAH	Eta	Noah
MRFNOAH	MRF	Noah
ACMPX	Pleim-Chang	Pleim-Xiu

Việc sử dụng các sơ đồ tham số hóa PBL và LSM khác nhau ảnh hưởng rất lớn đến kết quả mô phỏng. Sự khác biệt này phụ thuộc các biến mô phỏng, thời gian trong một ngày và các điều kiện synop khác nhau. Sơ đồ Noah kết hợp với PBL cho kết quả mô phỏng tốt hơn, trừ trường hợp xác định độ cao của lớp biên và ngược lại với sơ đồ ACMPX (bảng 1.4). Nhận định này phù hợp với những nghiên cứu của Xiu and Pleim (2001) [91] thử nghiệm với sơ đồ PX/MM5. Như vậy, chúng ta nên sử dụng Noah hay ACMPX trong MM5? Để giải quyết bài toán này Miao vcs., (2009) [69] tiếp tục kiểm nghiệm Noah và Pleim-Xiu (bảng 1.5). Chú ý rằng có sự khác nhau sơ đồ Noah, LANDUSE.TBL (hệ số phát xạ tại 9 μ m, hệ số gồ ghề mặt trái dưới) trong phiên bản 3.7.2 và 3.7.3 (bảng 1.6) và có sự cải thiện đáng kể khi mô phỏng nhiệt độ bề mặt trong phiên bản mới.

Các thí nghiệm trong bảng 1.5, cho xu thế âm vào ban ngày và dương vào ban đêm, đặc biệt trong điều kiện trời quang. Tuy nhiên, không có sự khác biệt nhiều trong mô phỏng nhiệt độ không khí giữa sơ đồ Eta và MRF kết hợp với Noah nhưng có sự khác biệt lớn giữa PX-SMEC và PX-SMLU điều này do ban đầu hóa độ ẩm đất trong Pleim-Xiu. Việc sử dụng độ ẩm đất được ban đầu hóa với quy mô tinh hơn sẽ cải thiện kết quả mô phỏng của RCM. Ngoài ra, sơ đồ NoahEta và NoahMRF cho kết quả mô phỏng khá tốt khu vực đô thị nhưng PX-SMEC và PX-SMLU không thể hiện rõ điều này. Sở dĩ như vậy là sơ đồ Noah có khả năng nắm bắt được ảnh hưởng của tính bất đồng nhất trong từng ô lưới, thậm chí khi mô hình chạy với độ phân giải cao (Shidhar vcs., 2003 [82]) và từng khu vực cụ thể cần có sự điều

chỉnh các tham số trong sơ đồ cho phù hợp thực tế.

Bảng 1.5: Các thiết kế thí nghiệm PBL, LSM và ban đầu hóa độ ẩm đất [69]

Thí nghiệm	Sơ đồ PBL	Sơ đồ LSM	Ban đầu hóa độ ẩm đất (*)
Noah-Eta	Eta	Noah	ERA40
Noah-MRF	MRF	Noah	ERA40
PX-SMEC	Pleim-Chang	Pleim-Xiu	ERA40
PX-SMLU	Pleim-Chang	Pleim-Xiu	LANDUSE

(*) ERA40: độ ẩm đất ban đầu hóa sử dụng số liệu ECMWWF

LANDUSE: độ ẩm đất ban đầu hóa sử dụng các biến thực vật dựa vào loại thực vật và mùa (hè và đông)

Bảng 1.6: Sự khác nhau của sơ đồ Noah trong hai phiên bản MM5

Phiên bản MM5	Tham số hóa phát xạ sóng dài đi xuống *	Tham số hóa phát xạ sóng dài đi lên **
3.7.2	GLW	$-\varepsilon \sigma T_1^4$
3.7.3	ε GLC	$-\varepsilon \sigma T_{24}^4$

* GLW: Thông lượng bức xạ sóng dài tại mặt đất, ε hệ số phát xạ tại 9 μm

** σ hằng số Stefan-Boltzmann, T_1 là nhiệt độ bề mặt đất, tán lá, băng tuyết, T_{24} là nhiệt độ không khí tại mực đầu tiên của mô hình

Zangl G. (2009) [94] có một vài thay đổi trong sơ đồ Noah cho phù hợp với khu vực nghiên cứu đó là: Áp suất hơi nước bão hòa ở mặt nước và mặt băng được thay thế bằng nhiệt độ dưới điểm đóng băng. Điều này là cần thiết để tránh hiện tượng sương muối và ngăn chặn sương mù ở bề mặt mô hình; phần tuyến bao phủ được thay đổi để ngăn chặn sự biến mất của cây nếu tuyết dày 80mm; thảm thực vật giảm 30% so với số liệu được cung cấp từ Cục Khảo sát Địa chất Mỹ (USGS). Những thay đổi này đã cải thiện được kết quả mô phỏng nhiệt và mưa bằng MM5 cho khu vực Alpine.

e) Tham số hóa lớp biên

Lớp biên khí quyển đóng vai trò quyết định đến sự trao đổi thông lượng nhiệt, động lượng và ẩm giữa bề mặt và khí quyển. Do quy mô không gian nằm ngang và thẳng đứng của các hiện tượng xảy ra trong lớp biên nhỏ hơn nhiều so với kích thước lưới của các RCM, nên chúng cần được tham số hóa. Dạng tham số hóa lớp biên đơn giản và được sử dụng nhiều nhất là lý thuyết tương tự. Điều đó có nghĩa là

coi lớp biên như một lớp đơn mà qua đó có thể tính các thông lượng bằng cách sử dụng biến trung bình trên ô lưới của mô hình. Trong trường hợp lớp biên có chứa mây thì các quá trình ẩm đóng vai trò rất quan trọng. Vì vậy, sơ đồ tham số hóa lớp biên phải kết hợp với sơ đồ tham số hóa mây trong lớp biên. Trong trường hợp khu vực tồn tại mây đối lưu sâu, thì sơ đồ tham số hóa lớp biên phải tương thích với sơ đồ tham số hóa đối lưu. Ngoài ra, sơ đồ PBL cũng phải tương thích với sơ đồ LSM, vì lớp phủ thực vật đóng vai trò quyết định đến thông lượng động lượng nhiệt và ẩm giữa bề mặt và khí quyển.

Công trình tiêu biểu liên quan đến sự kết hợp giữa LSM và PBL phải kể đến Bright vcs., (2002) [36] và Miao vcs., (2008) [68]. Sơ đồ PBL được đưa ra nghiên cứu bao gồm: Eta, MRF và Pleim-Chang và đặc điểm của chúng được dẫn ra trong bảng 1.7. Kết quả nghiên cứu cho thấy, không có sự khác biệt nhiều giữa Eta và MRF khi kết hợp với sơ đồ Noah. Tuy nhiên, sơ đồ Pleim-Chang kết hợp Noah cho kết quả mô phỏng nhiệt bề mặt tốt hơn so với PBL còn lại.

Bảng 1.7: Đặc điểm của các sơ đồ tham số hóa lớp biên hành tinh

Sơ đồ PBL	Tác giả và năm	Đặc điểm
Eta	Janjic (1994)	Là sơ đồ Mellor - Yamada dùng trong mô hình ETA dự báo sự xáo trộn thẳng đứng
MRF	Hong và Pan (1996)	Hệ số khuếch tán là một hàm của ma sát nhớt và độ cao lớp biên được tính số Richardson.
Pleim-Chang	Pleim và Chang (1992)	Có nguồn gốc từ sơ đồ Blackadar (Zhang và Anthes, 1992). Độ cao của lớp biên được tính dựa vào số Richardson.
Blackadar	Blackadar (1976, 1979); Zhang và Anthes (1992)	Gồm 02 modul: modul ban ngày và modul ban đêm. Modul ban đêm khép kín dựa vào lý thuyết K để xác định thông lượng rối, sự xáo trộn này được giả thiết chỉ xuất hiện giữa các lớp liên kề nhau, độ cao lớp biên chính là đỉnh của lớp sigma đầu tiên. Modul ban ngày sử dụng lực nổi của không khí nóng do sự xáo trộn nhiệt, ẩm và động lượng ở trong lớp xáo trộn, độ cao của lớp biên được tính từ profil của nhiệt độ thế vị ảo

Trong khi, David vcs., (2001) [48] khảo sát độ nhạy của PBL trên khu vực Arizona bằng mô hình MM5. Trong bốn sơ đồ tham số hóa lớp biên hành tinh được khảo sát (Blackadar, Burk-Thompson, Eta và MRF), nhìn chung, sơ đồ Blackadar và MRF cho kết quả mô phỏng tốt độ cao của lớp biên trong thời kỳ gió mùa, dẫn đến mô phỏng tốt các giá trị của CAPE. Trong khi đó, sơ đồ Burk-Thompson và Eta

hầu như không mô phỏng được cấu trúc cơ bản trong lớp biên hành tinh trong thời kỳ này, dẫn đến sai số trong kết quả mô phỏng CAPE.

1.1.6 Kỹ năng mô phỏng nhiều năm của RCM

Nghiên cứu sớm nhất về mô phỏng khí hậu được bắt đầu từ thập niên 90 với thời gian mô phỏng chỉ vài tuần hoặc một vài tháng. Những nghiên cứu này chỉ đưa ra một số khái niệm nghèo nàn về RCM do sự hạn chế của tài nguyên máy tính. Ví dụ như Giorgi (1991) [58] đưa ra mô phỏng cho tháng 7/1979 để kiểm tra các sơ đồ tham số hóa vật lý khác nhau và sơ đồ đất/thực vật cho vùng phía tây nước Mỹ, đã giải quyết một số vấn đề nội tại của RCM.

Khi khoa học máy tính phát triển thì mô phỏng nhiều năm của RCM cũng tăng lên, như Bates *vs.*, (1995), Grell *vs.*, (2000) [55], Christensen (1998), Zangl G., (2009), Zhu và Liang (2007), Chuan Li Du *vs.*, (2006) chạy mô phỏng 2, 5, 9, 10, 20, 50 năm. Các RCM được đưa ra thí nghiệm chủ yếu là RegCM3, CLM3, PRECIS, MM5 (phiên bản dành cho khí hậu), và nhiều tác giả đã khẳng định rằng các RCM có kỹ năng mô phỏng nhiều năm đối với nhiệt độ bề mặt và giáng thủy ngay cả khi tăng độ phân giải ngang của mô hình (Zhu và Liang, 2007 [95], Zangl G., 2009 [94]). Chính vì vậy, giáng thủy và nhiệt độ bề mặt thường được lựa chọn để phân tích, đánh giá trong các RCM. Hơn nữa, hai yếu tố này là một phần không thể tách rời của hệ thống khí hậu, ảnh hưởng rất lớn bởi điều kiện địa phương. Do đó, một RCM có kỹ năng khi mô phỏng tốt khi nắm bắt được xu thế biến đổi của nhiệt độ và giáng thủy (Zhu và Liang, 2007 [95], Zangl G., 2009 [94]).

Caldwell Peter *vs.*, (2009) chỉ ra rằng mô hình WRF nắm bắt khá tốt phân bố giáng thủy theo không gian và vượt quá quan trắc đáng kể dọc theo sườn đón gió. Tuy nhiên, về cường độ giáng thủy, mô hình luôn cho kết quả mô phỏng lớn hơn thực tế. Những nhận định này dựa vào kết quả mô phỏng 40 năm khí hậu trên khu vực California, độ phân giải ngang 12km, điều kiện biên là CCSM3 [38]. Ngoài ra, các tác giả đã nhấn mạnh rằng, nguyên nhân gây sai số trong kết quả mô phỏng giáng thủy là do sai số nội tại trong mô hình và sử dụng sơ đồ tham số hóa Grell sẽ

giảm được sai số bias này. Với nhiệt độ bề mặt mô hình WRF mô phỏng tốt trong tất cả các mùa trừ mùa hè.

Zangl G. (2009) [94] dẫn ra kết quả mô phỏng 10 năm (1991-2000) khí hậu cho vùng núi Alpine bằng mô hình MM5, độ phân giải ngang 45km với điều kiện biên là số liệu phân tích lại ERA40. Kết quả mô phỏng của mưa được so sánh với số liệu quan trắc tại trạm và số liệu mưa trên lưới. Nhìn chung, mô hình nắm bắt khá tốt biến trình mưa năm và đặc biệt thể hiện sự tăng cường của lượng mưa mô phỏng theo độ cao của địa hình. Tuy nhiên, bias theo tháng thể hiện xu thế mưa mô phỏng thấp hơn mưa tại trạm và mưa trên lưới trong các tháng mùa hè và ngược lại trong thời kỳ mùa đông và mùa xuân. Tương tự như kết quả mô phỏng mưa, mô hình nắm bắt được biến trình năm của nhiệt độ bề mặt và nhiệt độ điểm sương. Tuy nhiên, kết quả mô phỏng nhiệt độ bề mặt có phần trễ pha hơn so với số liệu quan trắc tại trạm khoảng 15 phút.

Bergant K. vcs., (2006) [35] chỉ ra sai số hệ thống của nhiệt độ bề mặt và giáng thủy ở châu Âu, khi phân tích kết quả mô phỏng khí hậu thời kỳ 40 năm (1961-2000) bằng mô hình RegCM3, độ phân giải 45km với điều kiện biên là số liệu phân tích lại NCEP/NCAR. Các biến bề mặt được phân tích và đánh giá bao gồm: Nhiệt độ không khí (TMP), áp suất hơi nước (VAP), lượng mưa (PRE) và được so sánh với số liệu CRU. Sai số hệ thống bias đối với các biến bề mặt lần lượt là: $-1,2^{\circ}\text{C}$ đến $+1,0^{\circ}\text{C}$ cho TMP; 0,4mb đến 1,4mb đối với VAP và -15% đến +33% đối với mưa. Ở vùng ven biển, mưa cực đại xuất hiện vào mùa hè và mưa cực tiểu muộn vào mùa thu và sớm vào mùa đông. Ngoài ra, tần suất mưa ngày có cường độ vừa và lớn, mô hình mô phỏng khá tốt, trừ các trạm ở vùng núi. Sai số ở các trạm vùng núi lớn có thể do độ phân giải tương đối thô không mô tả được điều kiện địa hình và cũng có thể do tham số hóa đối lưu gây nên. Đối với nhiệt độ cực đại ngày, mô hình mô phỏng thấp hơn thực tế. Tuy nhiên, về nhiệt độ cực tiểu ngày, khả năng mô phỏng của mô hình được cải thiện hơn.

Kĩ năng mô phỏng nhiều năm của RCM được chứng minh trong nghiên cứu

của Jiao Yanjiun vcs., (2005) [61], trong đó tác giả sử dụng mô hình CRMC (mô hình khí hậu của Canada phiên bản 3.0) mô phỏng 5 năm khí hậu (1987-1991) cho khu vực Bắc Mỹ. Mô hình CRMC mô phỏng khá tốt hoàn lưu quy mô lớn trên khu vực, nắm bắt được biến trình theo mùa của nhiệt độ và lượng mưa thời kì mùa đông. Mặc dầu vậy, mô hình cho kết quả mô phỏng mưa mùa hè luôn lớn hơn quan trắc một cách có hệ thống trên lục địa.

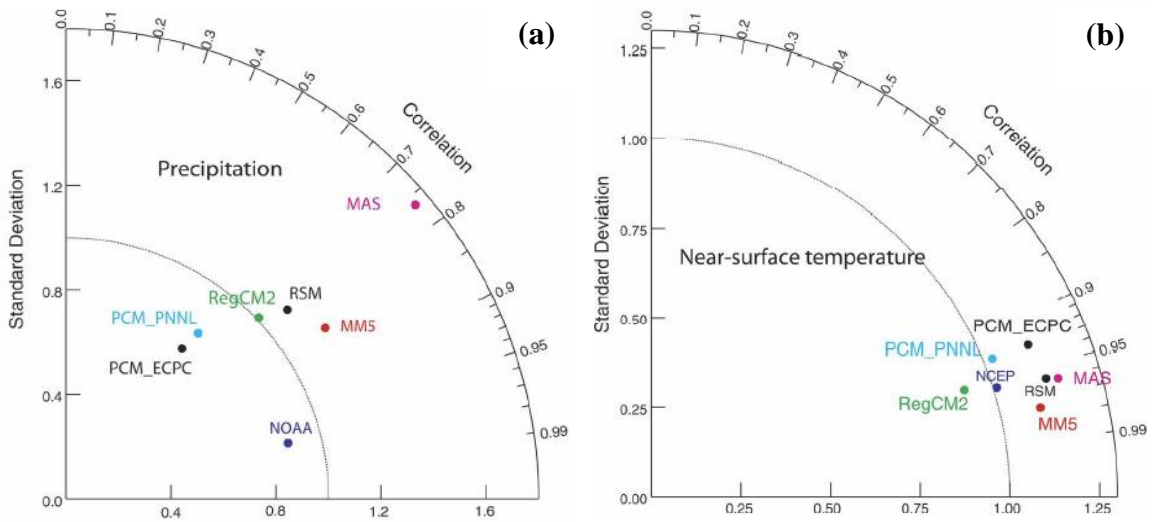
Trong những năm gần đây, một trong những mô hình được áp dụng nhiều là PRECIS, hệ thống mô hình khu vực có thể chạy cho bất kỳ miền nào trên thế giới và có thể chạy trên máy tính PC. Điều đó tạo điều kiện thuận lợi cho nhiều nước đang phát triển muốn nghiên cứu về mô phỏng khí hậu. Công trình tiêu biểu của Marengo vcs., (2009) [66] thực hiện mô phỏng 30 năm (1961-1990), độ phân giải 50km, với điều kiện biên được lấy từ mô hình toàn cầu HadAM3P của Trung tâm Hadley, nước Anh cho khu vực Nam Mỹ. Kết quả nghiên cứu chỉ ra rằng mô hình PRECIS mô phỏng khá tốt phân bố không gian của nhiệt độ cực trị và lượng mưa khi so với số liệu quan trắc. Mô hình có kỹ năng mô phỏng biến trình nhiệt độ theo mùa cho khu vực Đông Nam và trung tâm phía Tây của Brazil so với khu vực Amazon, Đông Bắc Brazil và lưu vực La Plata. Điều này được các tác giả lí giải là do biến đổi theo mùa ở đây không chịu ảnh hưởng của SST và các dao động dưới mùa.

Bảng 1.8: Đặc tính của các RCM [52]

Viện nghiên cứu	RCM	Sơ đồ bề mặt	Độ phân giải	GCM
UCLA	MAS	SPS Kim và Ek (1995)	36km	HadCM2
ECPC	RSM	OSU/NCEP Mahrt và Pan (1984)	60km	PCM
ISU	RegCM2	BATS 1e Dickinson vcs., 1992	52km	HadCM2
PNNL	MM5 (Leung vcs., 2003)	OSU Chen và Dudhia (2001)	40km	PCM

Song song với cách làm trên, những nghiên cứu so sánh kỹ năng mô phỏng giữa các RCM được thực hiện trong dự án của Duffy vcs., 2006 [52]. Các RCM được đưa ra nghiên cứu khác nhau về sơ đồ bề mặt, độ phân giải và trường đầu vào

cho mô hình, được chỉ ra trong bảng 1.8. Chỉ số được sử dụng để đánh giá kỹ năng giữa các mô hình là HSTQ và độ lệch tiêu chuẩn. Hình 1.7a chỉ ra rằng mưa mô phỏng của các RCM cho lớn hơn mưa thám sát NOAA và mưa GCM. So với các mô hình khác thì MM5 có kỹ năng trong mô phỏng mưa thể hiện HSTQ cao ($\sim 0,85$) và độ lệch tiêu chuẩn nhỏ ($\sim 0,6$), trong khi mô hình MAS cho kết quả mô phỏng xấu nhất. Đối với nhiệt độ (hình 1.7b) hầu hết các RCM đều cho HSTQ cao, trong đó HSTQ cao nhất vẫn là MM5 ($\sim 0,96$).



Hình 1.7: Sơ đồ Taylor biểu diễn mưa mô phỏng (a) và nhiệt độ (b) ở phía Tây nước Mỹ của các mô hình (MAS, PCM, MM5, RegCM2, RSM). Trong đó tọa độ đường cong chỉ HSTQ, trục thẳng đứng là độ lệch tiêu chuẩn, NOAA, NCEP là số liệu thám sát mưa và nhiệt [52]

Tapiador Francisco J. vcs., (2007) [84] tổ hợp 7 mô hình khí hậu khu vực (RACMO, HIRHAM, CHRM, RAO, CLM, HadRM3H, REMO, PROMES) với mục đích phân tích phân bố giáng thủy ở khu vực châu Âu, giai đoạn 1960 đến 1990. Khi phân tích kết quả dựa trên phương pháp phổ, các tác giả chỉ ra rằng, các RCM mô phỏng khá tốt phân bố mưa theo không gian và thời gian. Ngoài ra, HSTQ giữa giáng thủy mô phỏng của RCM và số liệu thám sát CRU đều đạt trên 0,43, cao nhất là mô hình REMO đạt 0,73, tiếp theo là mô hình CLM, HIRHAM với HSTQ lần lượt là 0,68; 0,66.

1.2 Tình hình nghiên cứu ở trong nước

Phương pháp mô hình hóa khí hậu khu vực bắt đầu được quan tâm nghiên cứu ở Việt Nam khoảng 10 năm trở lại đây, trong đó những nghiên cứu điển hình nhất là của Kiều Thị Xin [29, 30, 31], Phan Văn Tân [21], Nguyễn Văn Thắng [19], Hoàng Đức Cường [2],.... Nhìn chung, cách tiếp cận RCM ở trong nước, một cách tương đối, có thể chia thành các hướng sau:

1) Khảo sát độ nhạy động lực học và tham số hóa vật lý trong RCM. Theo hướng này LBC được sử dụng là số liệu phân tích lại (NCEP/NCAR, ERA40,...), chạy mô phỏng khí hậu quá khứ, lựa chọn được bộ tham số động lực và tham số hóa vật lý thích hợp cho khu vực nghiên cứu;

2) Đánh giá kỹ năng mô phỏng nhiều năm, yếu tố và hiện tượng cực trị của RCM trên số liệu mô phỏng quá khứ nhằm tìm ra ưu, nhược điểm của mô hình.

Về hướng tiếp cận thứ nhất

Công trình tiên phong theo hướng này là Kiều Thị Xin vcs., (1999, 2000) [29, 30] đã thử nghiệm mô phỏng mưa bằng RegCM2. Tác giả nhận thấy có sự khác nhau trường mưa mô phỏng khi lựa chọn giả thiết khép kín cho CPS. Những năm tiếp theo, Phan Văn Tân và Dư Đức Tiến (2003) [20] đã có những thử nghiệm về độ nhạy của mô hình RegCM2 đối với điều kiện địa hình và mặt đệm. Theo các tác giả, sự bất đồng nhất bề mặt ảnh hưởng đến các quá trình trao đổi đất - khí quyển khi sử dụng RegCM2 và chỉ ra rằng dòng năng lượng ẩn nhiệt, hiển nhiệt, lượng mưa, cường độ mưa, tỷ lệ giáng thủy sinh ra do đối lưu và không đối lưu và rất nhạy đối với mặt đệm. Tuy nhiên, phân bố lượng mưa còn phụ thuộc vào nhiều quá trình trong mô hình, đặc biệt là ảnh hưởng rất lớn đến độ phân giải. Độ phân giải lựa chọn phụ thuộc vào điều kiện khí hậu của khu vực nghiên cứu, đồng thời phụ thuộc lớn bởi năng lực máy tính hiện có.

Kết quả nghiên cứu của Lê Văn Thiện vcs., (2004) [19] về kiểm tra độ nhạy của RegCM2 với hai độ phân giải ngang là 100km và 60km cho hai tháng lụt lịch sử ở Trung Trung Bộ, Việt Nam tháng 10 và 11 năm 2009 cho thấy: Độ phân giải

60km cho kết quả mô phỏng tốt hơn 100km và sơ đồ Grell-AS cho kết quả mô phỏng mưa hợp lý nhất. Điều này được Phan Văn Tân vcs., (2008) [22] cũng đã khẳng định khi kiểm tra độ nhạy của mô hình RegCM3 đối với các CPS như Kuo, Grell-AS74, Grell-FC80 và MIT-Emanuel trong 6 tháng (1996-1998). Trong khi đó, sơ đồ Grell-FC80 lại mô phỏng mưa vượt xa qua trác và MIT-Emanuel cho kết quả mô phỏng nhiệt hợp lý nhất.

Đình Bá Duy (2008) [23] thử nghiệm các CPS trong MM5, cho thấy xu thế mô phỏng “thiên cao” đối với BMJ và KF1, KF2 và một xu thế “phù hợp” hơn với sơ đồ Kuo và Grell. Một cách làm khác để cải thiện được trường mưa mô phỏng trên khu vực đã được Hồ Thị Minh Hà (2006, 2008) [8, 9] áp dụng trong mô hình RegCM3 đó là thêm một sơ đồ CPS mới (sơ đồ Tiedtke) và hiệu chỉnh thống kê sản phẩm của mô hình. Đối với nhiệt độ, RMSE của nhiệt độ trung bình tháng cho cả Việt Nam từ 2⁰C xuống 0,5⁰C, HSTQ tăng từ 0,7 đến 0,9. Trong khi, sai số với lượng mưa có giảm nhưng không đáng kể. Bên cạnh cải tiến và lựa chọn sơ đồ đối lưu để nâng cao chất lượng mưa mô phỏng là cải thiện sơ đồ đất trong các RCM. Vì mặt đệm là nơi cung cấp ẩn nhiệt và hiển nhiệt cho mô hình khí quyển. Ngoài việc chia nhỏ ô lưới trong sơ đồ (Đur Đức Tiến, 2006 [20, 26]) để nắm bắt được tính đất đồng nhất của bề mặt thì việc thêm một sơ đồ đất vào có khả năng cải thiện được kết quả mô phỏng của mô hình?. Mặc dầu vậy, Nguyễn Bình Phong (2008) [15] cho rằng có sự khác nhau không đáng kể khi thay sơ đồ đất của MM5 (Noah/LSM) bằng sơ đồ BAT (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) và thời gian khởi động mô hình càng dài thì sự sai khác càng giảm. Hơn nữa, nhiệt độ và độ ẩm đất phụ thuộc lớn vào thời gian này. Để trường nhiệt và ẩm gần với trạng thái thực thì thời gian khởi động cần được rút ngắn (Đình Bá Duy, 2008 [3, 23]). So với trường ẩm, thời gian thích ứng của trường nhiệt độ đất ngắn hơn nhiều, các lớp đất càng sâu thì thời gian thích ứng càng dài. Thời gian cần thiết để quá trình tương tác đất - khí quyển đạt đến trạng thái cân bằng khoảng 12 tháng.

Nguyễn Viết Lành (2008) [10] đã ứng dụng mô hình RegCM3 để mô phỏng khí hậu các tháng chính đông và chính hè cho khu vực Việt Nam và lân cận. Kết

quả cho thấy sai số trường nhiệt trong các tháng mùa đông nhỏ hơn trong các tháng mùa hè.

Lương Mạnh Thắng (2009) [28] kiểm nghiệm phương pháp xử lý biên giảm dư với profile lũy thừa cơ số tự nhiên, biên giảm dư với profile tuyến tính, biên xấp với profile tuyến tính, độ rộng biên: 12 điểm, 16 điểm và 8 điểm tương ứng với độ phân giải 54km, 45km và 36 km trong RegCM3. Kết quả cho thấy, miền tính ảnh hưởng lớn đến kết quả mô phỏng trong các mùa khác nhau. Miền càng lớn mô phỏng mưa mùa đông càng chính xác, ngược lại, miền tính nhỏ cho kết quả mô phỏng nhiệt tốt hơn. Độ phân giải tinh không có vai trò cải thiện mô phỏng mưa trên khu vực Việt Nam, thậm chí một vài trường hợp cho kết quả không tốt. Nhiệt độ phụ thuộc rất lớn vào độ phân giải tinh của địa hình. Một số vùng địa hình phức tạp cho kết quả chi tiết hơn, những vùng còn lại thì sự thay đổi của nhiệt độ là không đáng kể. Kiểu xử lý biên ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng mưa mùa hè và các tháng chuyển tiếp từ hè sang đông. Còn độ rộng biên không phải là yếu tố ảnh hưởng đến trường nhiệt mô phỏng mà chủ yếu ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng mưa. Việc lựa chọn bộ tham số phù hợp nhất cho khu vực Việt Nam và lân cận là độ phân giải 36km, xử lý biên giảm dư với profile tích lũy thừa cơ số tự nhiên, độ rộng biên 12 điểm.

Phan Văn Tân, Hồ Thị Minh Hà (2008) [24] cho rằng, RegCM3 với điều kiện biên ERA40 (Reg+ERA40) cho kết quả mô phỏng T2m thấp hơn trên lục địa, cao hơn trên vùng đại dương so với RegCM3 với điều kiện biên NNRP1 và NNRP2, nhưng không khác biệt nhiều trong mùa đông. Với mưa thì Reg+ERA40 cho phù hợp với CMAP.

Song song với cách làm trên thì các thử nghiệm về tác động của sol khí lên hệ lên hệ thống khí hậu, dẫn đến thay đổi kết quả mô phỏng nhiệt và mưa trong các RCM cũng được tiến hành. Nguyễn Ngọc Bích Phượng (2009) [1,16] cho rằng, nhiệt độ trung bình tháng trong trường hợp tính đến tác động của sol khí và cacbon đen luôn cho nhiệt độ cao hơn và lượng mưa giảm hơn các trường hợp SO_x .

Qua các công trình nghiên cứu trên, chúng tôi rút ra một số kết luận sau:

- Khảo sát độ nhạy của sơ đồ tham số hóa đối lưu và lựa chọn được sơ đồ Grell với giả thiết khép kín Arakawa Schubert cho kết quả mưa mô phỏng tốt, sơ đồ MIT - Emanuel cho kết quả mô phỏng nhiệt tốt;

- Đối với mô hình thủy tĩnh, độ phân giải tinh không có vai trò cải thiện mô phỏng mưa trên khu vực Việt Nam thậm chí một vài trường hợp cho kết quả không tốt;

- Kiểu xử lý biên ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng, còn độ rộng biên không ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng nhiệt độ, mà chủ yếu ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng mưa;

- Nhiệt độ trung bình tháng tăng lên và lượng mưa giảm đi nếu tính đến ảnh hưởng của sol khí và cacbon đen;

- Thời gian cần thiết để tạo sự cân bằng giữa bề mặt và khí quyển là 12 tháng. Thời gian spin-up càng dài thì sự sai khác BATS và Noah càng ít.

Về hướng tiếp cận thứ hai

Các công trình nghiên cứu theo hướng này chủ yếu tập trung mô phỏng từ 3 năm đến trên 10 năm theo các RCM như RegCM, PRECIS, WRF và REMO. Mục đích là đánh giá kỹ năng mô phỏng nhiều năm, đồng thời xem xét đến khả năng nắm bắt các yếu tố và hiện tượng cực trị của các RCM. Yếu tố được lựa chọn chủ yếu là nhiệt độ và mưa.

Kỹ năng mô phỏng của RegCM được một số tác giả như Nguyễn Đăng Quang (2004) [18], Nguyễn Lê Quân (2007) [17] và Hồ Thị Minh Hà (2008) [8] nhận định là: Nhiệt độ mô hình mô phỏng xu thế thấp hơn so với thực tế, trừ khu vực Tây Nguyên. Trên tất cả các vùng khí hậu MAE không vượt quá 3°C , trong đó vùng nhỏ nhất là Nam Bộ ($0,7^{\circ}\text{C}$), vùng lớn nhất là Bắc Trung Bộ (3°C). Trường gió mực thấp khá phù hợp cả hướng và độ lớn, trừ khu vực có địa hình núi cao phức tạp ở phía Tây Nam Trung Quốc. Vào các tháng mùa khô, lượng mưa mô phỏng thấp hơn quan trắc, trong các tháng mùa mưa thì tình hình lại diễn ra ngược lại. Chênh lệch

nhệt độ trung bình mùa đông giữa hai miền Bắc - Nam là $5,5^{\circ}\text{C}$, mùa hè là $1,1^{\circ}\text{C}$ (Nguyễn Đăng Quang, 2004). Điều đó có thể thấy rằng sự phân chia hai miền khí hậu được thể hiện rõ hơn vào mùa đông và mờ nhạt hơn vào mùa hè. Hệ số tương quan giữa mô hình và thám sát (số liệu phân tích CRU) là 0,71 và giá trị sai số bằng $1,87^{\circ}\text{C}$. Nếu tính trên toàn miền sai số RMSE sau khi hiệu chỉnh thống kê là 6mm/ngày (Hồ Thị Minh Hà, 2008). RegCM nắm bắt khá tốt các yếu tố cực trị nhiệt độ nhưng chưa tốt với các yếu tố liên quan đến trường mưa (Đỗ Huy Dương vcs., 2009, 2010 [4, 5, 6]).

Kĩ năng mô phỏng của REMO được Nguyễn Lê Dũng và Phan Văn Tân (2008) [22] thử nghiệm trong khoảng thời gian 10 năm (1991-2000) đã thể hiện được sự phân bố không gian của trường nhiệt độ, mặc dầu về giá trị có xu thế thấp hơn quan trắc, trừ khu vực Tây Nguyên, mô phỏng nhiệt độ cao tốt hơn mô phỏng nhiệt độ thấp và sai số lớn thường xảy ra vào mùa đông. Đối với trường mưa cho kết quả mô phỏng thấp trong mùa mưa và cao trong các tháng mùa khô.

Trần Thục vcs., (2011) đánh giá khả năng mô phỏng của PRECIS đối với cực trị nhiệt độ giai đoạn 1989-2000 [27] cho rằng, PRECIS mô phỏng khá tốt nhiệt độ cực trị; sai số nhiệt độ tối thấp lớn hơn sai số nhiệt độ tối cao ở hầu hết các vùng, trừ Đông Bắc Bộ; sai số hệ thống trong mô hình không rõ ràng, mô phỏng số ngày có nhiệt độ thấp dưới ngưỡng và nhiệt độ cao trên ngưỡng.

Phan Văn Tân vcs., (2010) cho rằng mô hình RegCM3 mô phỏng khá tốt đối với các yếu tố nhiệt độ cực trị trung bình, tương đối tốt với độ ẩm cực tiểu trên toàn Việt Nam, nhưng còn nhiều hạn chế với mưa lớn cục bộ ở các vùng khí hậu phía Bắc (B1-B4). Mô hình REMO cho sai số mô phỏng lớn hơn RegCM3. MM5 cơ bản tương đương với RegCM3, tốt hơn REMO và RegCM3 với các chỉ số cực trị tính cho mưa [21].

Một cách làm mới theo hướng đánh giá kĩ năng mô phỏng RCM của Nguyễn Đăng Mậu (2012) là kết hợp thử nghiệm mô hình khí hậu toàn cầu CAM và RegCM, mô phỏng các trường khí hậu khu vực Việt Nam, giai đoạn 1997-1999

[12]. Kết quả nghiên cứu cho thấy, biến trình nhiệt độ trung bình năm mô phỏng khá tốt, đặc biệt việc thay đổi miền tính cho kết quả mô phỏng khác nhau. Miền M1 (mở rộng về phía Đông - Bắc lãnh thổ Việt Nam) cho nhiệt độ mô phỏng mùa đông thấp hơn miền M2 (mở rộng về phía Tây - Nam lãnh thổ Việt Nam) và ngược lại trong các tháng mùa hè. Đối với lượng mưa, mùa đông miền M1 cho lớn hơn M2 và ngược lại xu thế này trong mùa hè.

Như vậy, các công trình sử dụng các RCM để mô phỏng nhiều năm đều khẳng định rằng RegCM, REMO, PRECIS có kỹ năng trong mô phỏng trường nhiệt độ 2m, nhưng chưa tốt về mưa (Phan Văn Tân vcs., 2009; Hồ Thị Minh Hà, 2008; Lương Mạnh Thắng, 2009; Nguyễn Lê Dũng, 2008, Trần Thục, 2011). Chẳng hạn như nghiên cứu của Phan Văn Tân vcs., 2009 [76] trên RegCM3 là lấy trung bình trên 7 vùng khí hậu Việt Nam cho kết quả mô phỏng nhiệt độ của RegCM3 cho xu thế thiên âm trừ vùng R6 sai số trung bình của nhiệt độ dao động 1-3⁰C. Lượng mưa cho mô phỏng quá lớn trên một số khu vực so với số liệu thám sát CRU, đặc biệt là khu vực miền núi. Hơn nữa, có thể CRU đánh giá thấp lượng mưa thực tế tại khu vực Việt Nam, vì độ phân giải của loại số liệu này quá thô, không thể biểu diễn hết các tâm mưa và lượng mưa, làm đánh giá sai lệch kết quả mưa mô phỏng. Chính vì vậy, trong luận án, chúng tôi sẽ lựa chọn bộ số liệu mưa trên lưới phù hợp có thể thay thế cho bộ số liệu CRU. Vấn đề này sẽ được trình bày chi tiết trong chương 2 của luận án.

Qua các công trình nghiên cứu trên, chúng tôi rút ra một số kết luận sau:

- Sai số hệ thống của RCM (RegCM) đối với nhiệt độ 1-2⁰C, 3-4⁰C ở khu vực có địa hình phức tạp;
- Các RCM cho lượng mưa mô phỏng thấp hơn thực tế trong mùa mưa và ngược lại trong mùa khô;
- Mô phỏng nhiệt mà lượng mưa sẽ thay đổi nếu dịch chuyển miền tính về phía Bắc hay phía Nam;

- Các RCM có cả năng nắm bắt được các yếu tố cực trị nhiệt độ, tạm được với trường ẩm nhưng không tốt đối với trường mưa;

- Các kết quả được so sánh với số liệu quan trắc tại trạm, chưa tính đến hiệu chỉnh theo độ cao địa hình, ngoại trừ công trình nghiên cứu của Hồ Thị Minh Hà.

Nhận xét cuối chương: Qua các công trình nghiên cứu ở trên chúng tôi rút ra được một số kết luận sau:

- Việc lựa chọn và ứng dụng sơ đồ tham số hóa vật lí có ý nghĩa quyết định đến độ chính xác của kết quả mô phỏng của RCM. Với cùng một miền tính, độ phân giải, bước thời gian tích phân, điều kiện ban đầu và điều kiện biên xung quanh,... kết quả mô phỏng của RCM khác nhau nếu sử dụng CPS khác nhau;

- Phân tích được các quá trình tương tác giữa khí quyển và bề mặt thông qua các sơ đồ tham số hóa vật lí;

- Bộ tham số động lực học và vật lí của mô hình mang lại kết quả mô phỏng/dự báo/dự tính khả quan.

*** Động lực học mô hình**

+ IC, LBCs được lấy là số liệu phân tích lại (NCEP/NCAR hay ERA40) khi khảo sát độ nhạy và đánh giá kĩ năng mô phỏng của các RCM;

+ Miền tính: Bao quanh tất các vùng có hoàn lưu ảnh hưởng trực tiếp đến khí hậu khu vực và nên mở rộng đến chừng nào có thể nhưng tránh đặt biên trên những khu vực có địa hình phức tạp;

+ Độ phân giải ngang của mô hình: Độ phân giải 60km hoặc cao hơn nữa là phù hợp với mô phỏng các yếu tố khí hậu cho khu vực, đặc biệt mưa;

+ Độ rộng vùng đệm được chọn là 5 nút lưới;

+ Phương pháp xử lí biên: Biên giảm dư ;

+ Thời gian spin-up: Có thể là một tháng hoặc vài năm, phụ thuộc vào thời gian chạy mô phỏng. Tuy nhiên, trong mô phỏng khí hậu, nhiều khi không cần đến

thời gian này nếu trường nhiệt độ và độ ẩm đất được lấy từ trường ban đầu sẵn có.

* Tham số hóa các quá trình vật lý

+ Sơ đồ tham số hóa đối lưu: Trong số các sơ đồ tham số hóa, sơ đồ tham số hóa đối lưu có ảnh hưởng quan trọng nhất đối với kết quả mô phỏng của RCM. Phân tích ở trên cho thấy, có sự khác nhau về phân bố không gian và lượng mưa mô phỏng giữa các sơ đồ. Các dạng hoàn lưu mô phỏng khá gần với quan trắc nhất là sơ đồ Grell và KF.

+ Sơ đồ tham số hóa bức xạ: Sơ đồ CCM2 và thời gian cập nhật sơ đồ là 30 phút.

+ Sơ đồ vi vật lý mây: Sơ đồ bức xạ của Dudhia (1989).

+ Sơ đồ bề mặt: Noah.

+ Sơ đồ tham số hóa lớp biên hành tinh: Sơ đồ Pleim-Chang và MRF.

Chương 2: SỐ LIỆU VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

Mục đầu tiên của chương 2 sẽ trình bày về các nguồn số liệu được sử dụng. Các mục tiếp theo sẽ bàn về phương pháp nghiên cứu, trong đó phân tích chi tiết việc lựa chọn RCM cho Việt Nam, lựa chọn yếu tố đánh giá và lựa chọn phương pháp đánh giá. Các chỉ số đánh giá thống kê, theo bảng ngẫu nhiên, tần suất có điều kiện được trình bày trong phần cuối của chương.

2.1 Các nguồn số liệu

2.1.1 Số liệu làm điều kiện biên cho RCM

Điều kiện biên cho RCM có hai dạng số liệu cơ bản được khai thác ở đây là số liệu phân tích lại (Reanalysis), phân tích (Analysis) và sản phẩm của các GCM. Số liệu phân tích lại và phân tích được dùng để chạy mô phỏng các RCM là các trường khí quyển bao gồm khí áp bề mặt (Ps) hoặc khí áp mực biển trung bình (Pmsl), nhiệt độ không khí (T), độ ẩm tương đối (RH), các thành phần vận tốc gió kinh hướng (v), vĩ hướng (u) trên các mực đẳng áp, một số trường khác tùy theo yêu cầu của từng mô hình và số liệu nhiệt độ bề mặt biển (SST). Các nguồn được khai thác gồm:

ERA40: Số liệu phân tích lại của ERA40, độ phân giải ngang của các tập số liệu này là $2,5 \times 2,5^0$ kinh-vĩ với 17-23 mực theo chiều thẳng đứng.

OISST: Nhiệt độ mặt nước biển của NOAA; hoặc GISST của Trung tâm Số liệu khí quyển British (The British Atmospheric Data Centre - BADC). Độ phân giải của các tập số liệu này là 1 độ kinh-vĩ.

Ngoài ra có một số loại số liệu khác như: Độ cao địa hình và đất sử dụng là những số liệu bắt buộc phải có khi chạy các mô hình RCM. Nói chung các bộ số liệu này thường được cho kèm theo mô hình và bao gồm:

Độ cao địa hình (Topography): Nguồn số liệu của USGS (U.S. Geological Survey) với các độ phân giải khác nhau (60, 30, 10, 5, 3 và 2 phút) và luận án lựa chọn độ phân giải này là 10 phút.

Loại đất sử dụng (Landuse type): Là số liệu mô tả đặc tính lớp phủ bề mặt (Global Landuse Cover Characteric - GLCC) được dùng trong việc tính các dòng trao đổi đất - khí quyển thông qua mô hình bề mặt đất (LSM). Độ phân giải của số liệu cũng có thể tùy chọn từ 60, 30, 10, 5, 3, 2 phút và 10 phút là độ phân giải được lựa chọn trong luận án.

2.1.2 Số liệu sử dụng để đánh giá kỹ năng của RCM

Số liệu quan trắc được sử dụng là số liệu tháng và số liệu ngày. Số liệu tháng bao gồm: Số liệu nhiệt độ trung bình tháng, tổng lượng mưa tháng và tốc độ gió. Số liệu ngày bao gồm: Nhiệt độ tối cao và nhiệt độ tối thấp, mục đích để tính toán nhiệt độ tối thấp trung bình, tối thấp tuyệt đối, tối cao trung bình và tối cao tuyệt đối. Các loại số liệu được lấy từ năm 1982 đến năm 2000 tại 70 trạm khí tượng, khí hậu trên toàn quốc, ứng với 7 vùng khí hậu và độ dài chuỗi số liệu tương đối đồng nhất (bảng 2.1).

Bảng 2.1: Danh sách mạng lưới trạm khí tượng, khí hậu được khai thác

TT	Tên trạm	Kinh độ	Vĩ độ	Độ cao	TT	Tên trạm	Kinh độ	Vĩ độ	Độ cao
Vùng Tây Bắc (B1)									
1	Điện Biên	103,00	21,35	475,0	6	Quỳnh Nhai	103,60	21,80	802,0
2	Mường Tè	102,83	22,36	329,4	7	Yên Châu	104,30	21,05	59,0
3	Sìn Hồ	103,25	21,35	1529,0	8	Phù Yên	104,65	21,30	182,0
4	Lai Châu	103,15	22,06	243,2	9	Bắc Yên	104,40	21,25	65,0
5	Sơn La	103,90	21,33	675,3	10	Sông Mã	103,70	21,10	302,0
Vùng Đông Bắc (B2)									
11	Sa Pa	103,82	22,35	1584,2	16	T Quang	105,2	21,80	40,8
12	Yên Bái	104,87	21,70	55,6	17	Cao Bằng	106,25	22,67	244,1
13	Văn Chấn	104,50	21,60	257,0	18	Lạng Sơn	106,77	21,83	257,9
14	Bắc Quang	104,50	22,29	74,0	19	B Long Vĩ	107,71	20,13	55,6
15	Hà Giang	105,00	22,80	117,0	20	Cô Tô	107,77	20,98	70,0
Vùng Đồng bằng Bắc Bộ (B3)									
21	Hải Dương	106,30	20,95	2,2	26	Bắc Giang	106,21	21,30	7,5
22	Hưng Yên	106,30	20,70	2,9	27	Ninh Bình	105,98	20,25	2,0
23	Văn Lí	106,18	20,07	1,8	28	Nam Định	106,15	20,43	1,9
24	Hà Nội	105,33	21,02	6,0	29	Thái Bình	106,38	20,41	1,9
25	Ba Vì	105,26	21,06	30,3	30	Nho Quan	105,45	20,19	3,1
Vùng Bắc Trung Bộ (B4)									
31	Vinh	105,68	18,67	5,1	36	Đông Hới	106,60	17,48	5,7
32	T Dương	104,47	19,27	96,1	37	Tuyên Hóa	106,02	17,88	27,1

33	Hương Khê	105,70	18,18	17,0	38	Nam Đông	107,72	16,17	59,7
35	Hà Tĩnh	105,90	18,35	2,8	39	Huế	107,58	16,43	10,4
35	Kỳ Anh	106,27	18,10	2,8	40	Đông Hà	107,58	16,85	8,0
Vùng Nam Trung Bộ (N1)									
41	A Lưới	107,42	16,20	600	47	Nha Trang	109,20	12,25	3,0
42	Đà Nẵng	108,20	16,03	4,7	48	Tuy Hòa	109,28	13,08	10,9
43	Trà My	108,23	15,35	123	49	Trường Sa	111,90	8,65	2,0
44	Quy Nhơn	109,22	13,77	3,9	50	Phan Rang	108,93	11,57	0,0
45	Ba Tơ	108,73	14,77	50,7	52	Phan Thiết	108,10	10,93	9,0
46	Quảng Ngãi	108,80	15,12	7,2					
Vùng Tây Nguyên (N2)									
53	Playcu	108,02	13,97	778,9	57	M' drak	108,75	12,73	419,0
54	Kon Tum	108,00	14,35	536,0	58	Dak Nong	107,68	12,00	631,0
55	Ayunpa	108,26	13,25	150,0	59	Đà Lạt	108,45	11,95	1508,6
56	B Mê Thuật	108,05	12,67	490,0	60	Bảo Lộc	107,68	11,53	840,4
Vùng Nam Bộ (N3)									
61	Phú Quý	108,90	10,50	5,0	66	Cần Thơ	105,77	10,03	1,0
62	Phước Long	106,98	11,83	245,0	67	Rạch Giá	105,07	10,02	0,8
63	Tây Ninh	106,10	11,33	9,4	68	Cà Mau	105,15	9,18	0,9
64	Vũng Tàu	107,08	10,37	4,0	69	Phú Quốc	103,97	10,22	3,5
65	T Sơn Hòa	106,67	10,87	9,0	70	Côn Đảo	106,60	8,68	6,3

Loại số liệu quan trắc được sử dụng để so sánh với kết quả mô phỏng của RCM đối với các yếu tố trung bình và cực trị tại các điểm trạm, đồng thời thực hiện phân tích khách quan về các nút lưới với mục đích so sánh về mặt không gian.

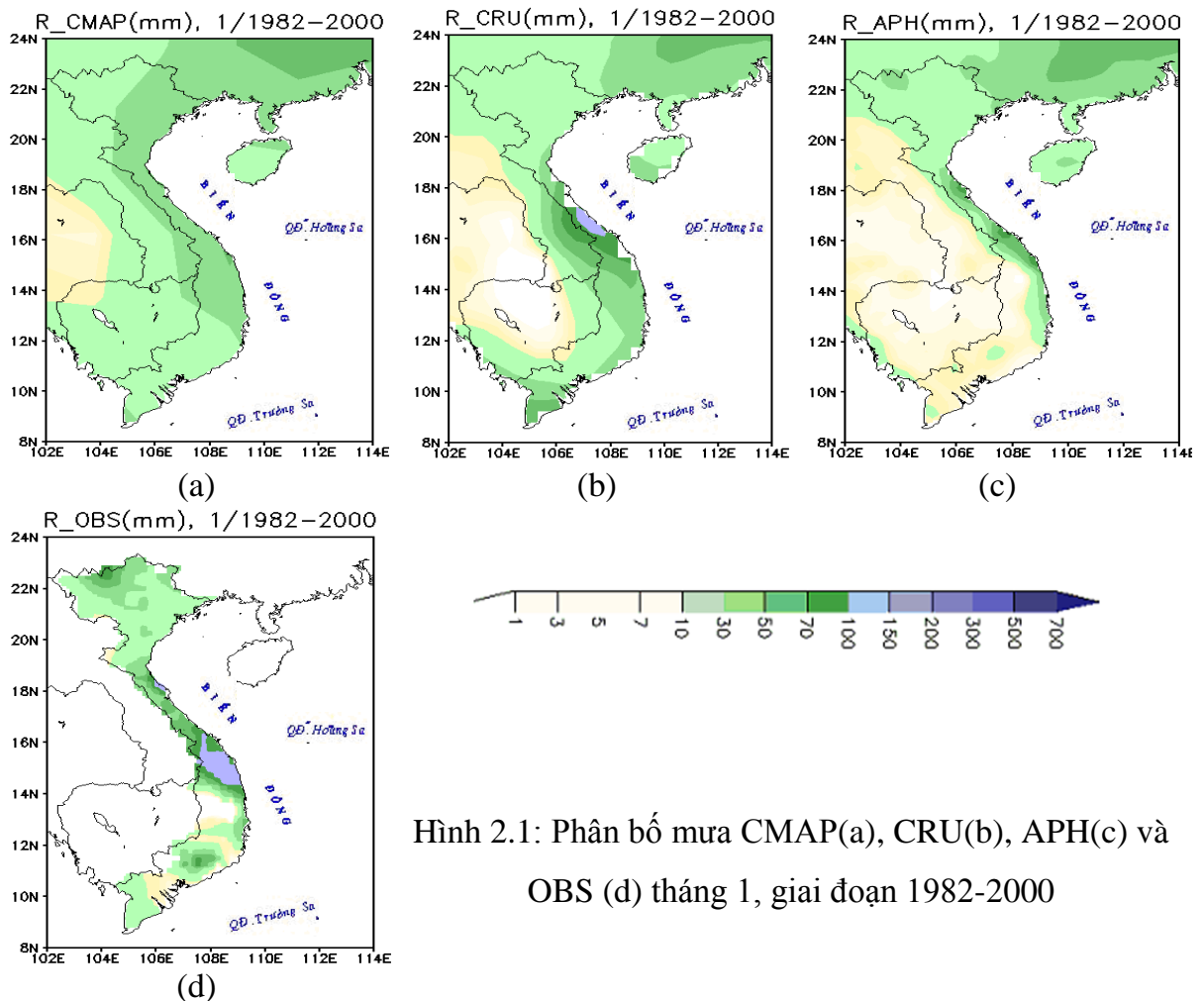
Bên cạnh đó, luận án còn sử dụng đến các nguồn số liệu toàn cầu được phân tích về lưới kinh-vĩ độ dựa trên các loại số liệu quan trắc khác nhau mục đích để chọn ra bộ số liệu tối ưu. Các loại số liệu này bao gồm:

- Số liệu **CRU** (Climatic Research Unit): Là bộ số liệu phân tích có độ phân giải ngang $0,5^0 \times 0,5^0$ kinh-vĩ, dựa trên số liệu thu thập được từ mạng lưới trạm quan trắc bề mặt toàn cầu trên đất liền. Số liệu được dùng để đánh giá là nhiệt độ bề mặt tại độ cao 2m và tổng lượng mưa tháng. Dữ liệu CRU có thể lấy từ website <http://badc.nerc.ac.uk/browse/badc/cru>. Hơn nữa, định dạng của các loại số liệu là ASCII và NetCDF, thuận tiện cho việc sử dụng.

- Số liệu **CMAP** (CPC Merged Analysis of Precipitation): Là bộ số liệu tổng lượng giáng thủy tháng phân tích trên cơ sở kết hợp nhiều loại số liệu bao gồm cả

số liệu giáng thủy ước lượng từ số liệu vệ tinh (Xie P & P. A. Arkin, 1997). Độ phân giải ngang của CMAP là $1,0^0 \times 1,0^0$ độ kinh-vĩ, có thể được lấy từ website: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/thredds/dodsC/Datasets/cmap>.

- Số liệu **APH** (Aphorodite): Là loại số liệu mưa và nhiệt độ tháng trên lưới, độ phân giải ngang $0,25^0 \times 0,25^0$ kinh-vĩ, ở khu vực châu Á. Các giá trị khuyết của mưa được gán bằng giá trị -99,9. Hơn nữa loại số liệu này cho thông tin về mật độ dữ liệu trạm trên mỗi ô lưới cho từng ngày để người sử dụng biết được ô lưới điểm quan trắc hay ô lưới nội suy.

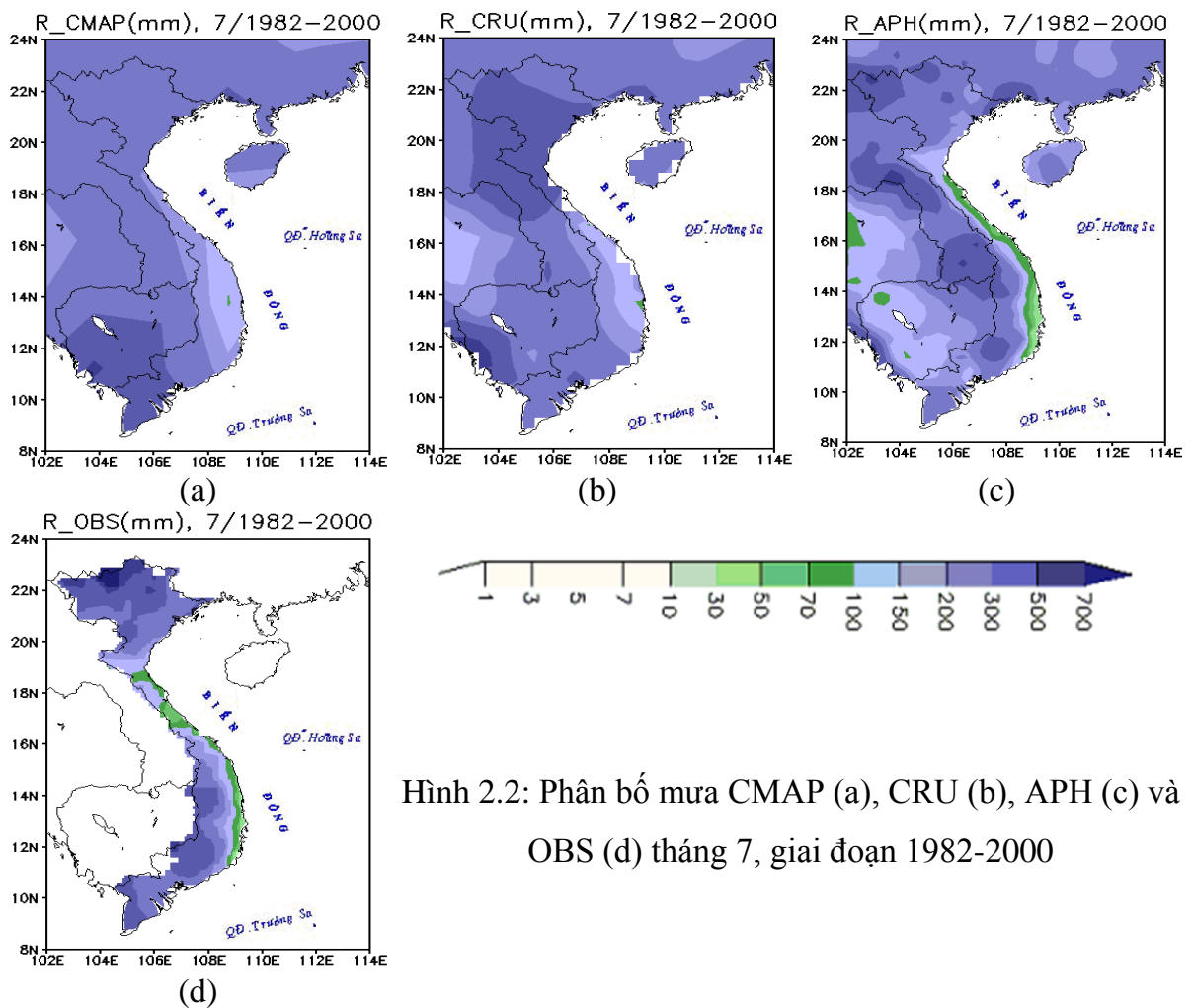


Hình 2.1: Phân bố mưa CMAP(a), CRU(b), APH(c) và OBS (d) tháng 1, giai đoạn 1982-2000

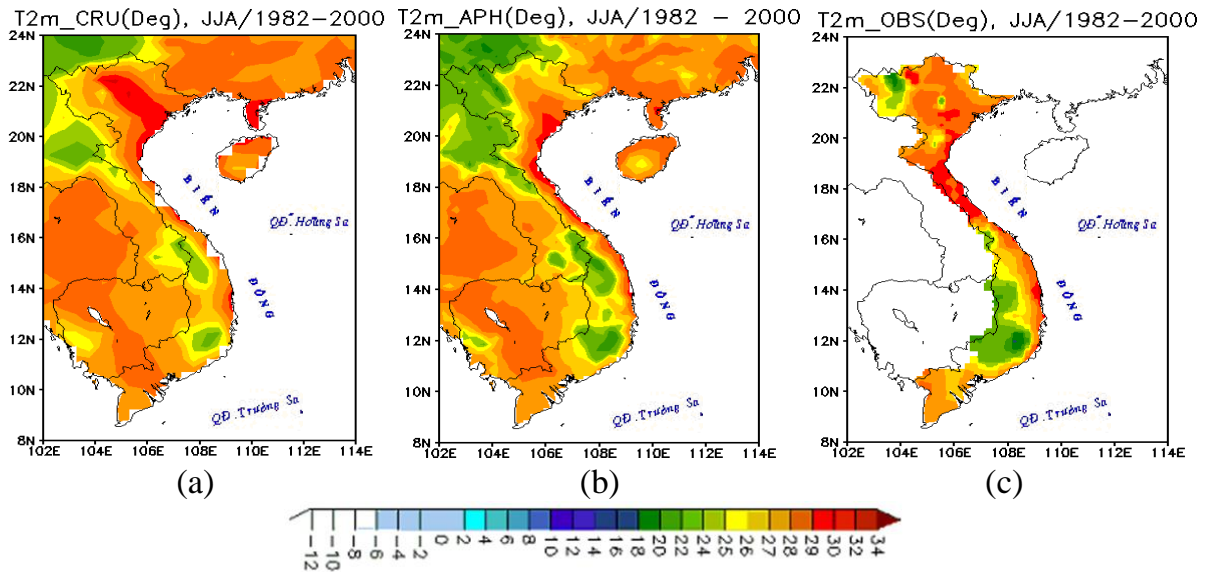
Từ hình 2.1 có thể nhận thấy sự khác biệt phân bố mưa của CMAP, CRU và APH so với OBS trong tháng 1, giai 1982 đến 2000. Phân bố mưa trên số liệu OBS thể hiện rõ mức độ khô hạn diễn ra trên khắp cả nước, với lượng mưa dao động từ

30-70mm, trừ khu vực Trung Trung Bộ đạt khoảng trên 100mm, nhưng phân bố mưa của CMAP, CRU chưa thể hiện rõ được dải mưa lớn này. Với tháng 7 (hình 2.1), tình hình diễn biến mưa có xu thế ngược lại. Trên nguồn số liệu OBS, nhiều nơi ở Bắc Bộ, Tây Nguyên, cực nam Trung Bộ, Nam Bộ bước vào giai đoạn cao điểm của mùa mưa, trong khi Bắc Trung Bộ và phía Bắc của Nam Trung Bộ, lượng mưa giảm nhiều và ở mức dưới 100mm.

So sánh phân bố mưa của CMAP, CRU, APH và OBS trong tháng 7 (hình 2.2), ta có thể nhận thấy dải ít mưa ven biển Trung Bộ được thể hiện rõ nhất trên nguồn số liệu APH. Tuy nhiên, nguồn số liệu CMAP, CRU phân bố mưa tương đối đồng nhất, các trung tâm mưa nhiều và ít mưa hầu như bị là trơn trên ở độ phân giải $0,5^0 \times 0,5^0$ kinh-vĩ.



Hình 2.2: Phân bố mưa CMAP (a), CRU (b), APH (c) và OBS (d) tháng 7, giai đoạn 1982-2000



Hình 2.3: Phân bố nhiệt CRU(a), APH(b) và OBS(c) mùa hè, giai đoạn 1982-2000

Phân bố nhiệt trong các tháng chính hè (hình 2.3) chỉ ra xu thế phù hợp giữa APH so với OBS hơn số liệu CRU, CMAP. Điều này được thể hiện rõ dải nhiệt độ cao từ Thanh Hóa đến vĩ tuyến 16°N , các tâm lạnh thuộc khu vực Tây Bắc như Lai Châu, cực bắc của Tây Nguyên, cao nguyên Đà Lạt - Lâm Đồng. Tuy nhiên, khu vực Nam Bộ thì phân bố nhiệt trên ba nguồn số liệu gần như nhau, nhiệt độ dao động từ $27-28^{\circ}\text{C}$.

Như vậy, so với CRU, CMAP, APH cho phân bố nhiệt độ phù hợp với phân bố nhiệt độ của OBS hơn. Tuy nhiên, với mưa khá phù hợp về diện nhưng chưa tốt về lượng, đặc biệt vào tháng 1, khu vực cực Bắc của Nam Trung Bộ, mức độ chênh lệch lên đến 50-70mm.

Ngoài ra, luận án còn sử dụng thêm nguồn số liệu tốc độ gió vĩ hướng (u), kinh hướng (v) và độ cao địa thế vị (hgt) tại các mực khí áp khác nhau của ERA40. Tuy nhiên, độ phân giải của loại số liệu này khá thô ($2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ kinh-vĩ), do đó chúng tôi thực hiện nội suy về lưới $0,3238^{\circ} \times 0,3238^{\circ}$ kinh-vĩ của mô hình để thuận tiện trong so sánh, phân tích và đánh giá.

2.2 Phương pháp nghiên cứu

Hiện nay, ở Việt Nam có nhiều RCM đã được nghiên cứu và thử nghiệm như

RegCM, PRECIS, REMO, MM5,... Trong đó được sử dụng rộng rãi nhất là RegCM. Tuy nhiên, mục đích của luận án đặt ra là lựa chọn được một RCM để mô phỏng khí hậu cho Việt Nam. Để khách quan trong cách lựa chọn mô hình chúng tôi đã làm phép so sánh giữa các mô hình với nhau thông qua hai tiêu chí là: Động lực học mô hình và tham số hóa các quá trình vật lý (bảng 2.2).

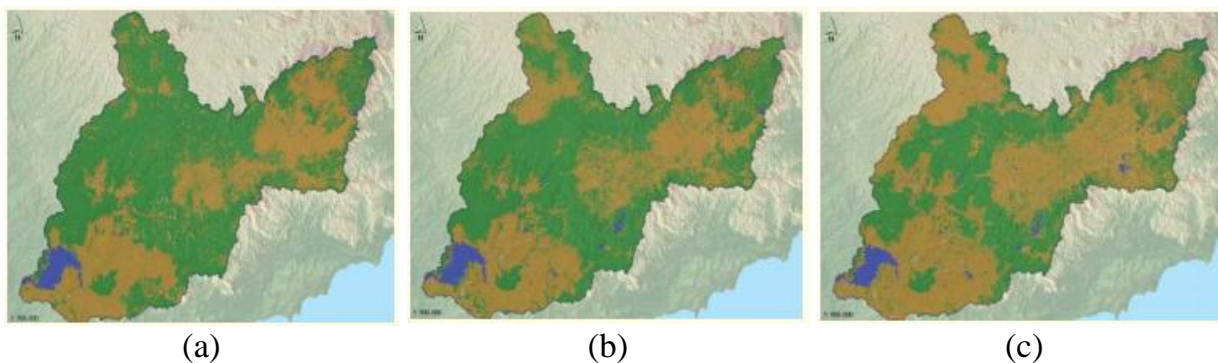
Bảng 2.2: So sánh động lực học và tham số hóa các quá trình vật lý của các RCM

Động lực học	RegCM	REMO	PRECIS	MM5
	Thủy tĩnh	Thủy tĩnh	Thủy tĩnh	Phi thủy tĩnh
Tham số hóa vật lý				
Tham số hóa đối lưu	Kuo (1974), Bett-Miller (1974), Emanuel (1995), Grell (1993)	Tiedtke (1989)	Kuo (1974)	None, Athens - Kuo (1974), Arakawa-Schubert (1974), Bett-Miler (1993), Grell (1993), Fritsch-Chapell, Kain-Fritsch, Shallow Cumulus (Kain-Fritsch)
Tham số hóa bức xạ	CCM3 (Kiehl, 1996)	Sơ đồ Morcrette (1986)	CCM3 (Kiehl, 1996)	None, Simple Cooling, Cloud-radiation scheme, CCM2 radiation scheme, RRTM Longwave scheme
Tham số hóa lớp biên	Holtstag vcs., 1990	Được tính theo lý thuyết đồng dạng của Monin-Obukov	Holtstag vcs., 1990	None, Bulk PBL, High-Resolution Blackdar PBL, Bulk Thompson, ETA PBL, MRF PBL, Gayno-Seaman PBL
Tham số hóa vi vật lý mây	Sundqvist, 1978	Sundqvist, 1978	Sundqvist, 1978	Sơ đồ Kessler (1969), Sơ đồ Lin, Sơ đồ băng đơn giản -NCEP, Sơ đồ pha xáo trộn - NCEP, Sơ đồ ETA
Tham số hóa bề mặt	BATS1E (Dickinson, 1993)	Semmler (2002), Rechid và Jacob, 2006	MOSES (Cox vcs., 1999)	None, For-Restone (Blackada) scheme, Five-Layler Soil Model, ETA-Surface Model, Noah/LMS

Có thể thấy rằng, MM5 có tính nổi trội hơn các RCM còn lại nhờ sự đa dạng của các sơ đồ tham số hóa vật lý, động lực học là phi thủy tĩnh phù hợp với vị trí địa lý của Việt Nam, nơi không có sự cân bằng giữa trọng lực và gradient khí áp. Ngoài

ra, MM5 còn cho phép lồng nhiều lưới khác nhau, có khả năng đồng hóa số liệu bốn chiều, điều này tạo điều kiện thuận lợi cho việc mô phỏng khí hậu ở khu vực quy mô địa phương.

Trên thế giới đã có nhiều nhóm nghiên cứu, điển hình như nhóm nghiên cứu GLOWA (<http://www.glowa.org>) thuộc trường Đại học Tổng hợp Munich, Cộng hòa Liên bang Đức, sử dụng MM5 để mô phỏng/dự báo/dự tính khí hậu cho khu vực Alpine, Danubia, đồng bằng sông Cửu Long Các dự án này tập trung cải thiện chất lượng mô phỏng/dự báo/dự tính khí hậu bằng cách chi tiết hóa lớp phủ thực vật, đất sử dụng (hình 2.4), thông qua việc đánh giá kết quả trường nhiệt độ bề mặt, nhiệt độ điểm sương và mưa.



Hình 2.4: Chi tiết hóa bề mặt: rừng (xanh lá cây), nông nghiệp (màu nâu), vùng ngập nước (xanh da trời) cho đồng bằng sông Cửu Long, năm 1990(a), 2002(b) và 2008(c) (Stolpe H. et al., (2009), Design and Implementation of IWRM in Viet Nam)

Hơn nữa, trong các công trình nghiên cứu trong cũng như ngoài nước của Duff vcs., 2006 [52], Zhu và Liang, 2007 [95], Zangl G., 2009 [94], Phan Văn Tân vcs., 2010 [21],... chỉ ra rằng MM5 có kỹ năng mô phỏng nhiệt độ và lượng mưa tốt hơn một số mô hình khác, đặc biệt là HSTQ rất cao đối với mưa (Duff vcs., 2006 [52]). Chính vì vậy, luận án sử dụng mô hình MM5 (phiên bản khí hậu) như một công cụ để mô phỏng khí hậu khu vực Việt Nam và lân cận.

a. Lựa chọn tham số động lực cho MM5

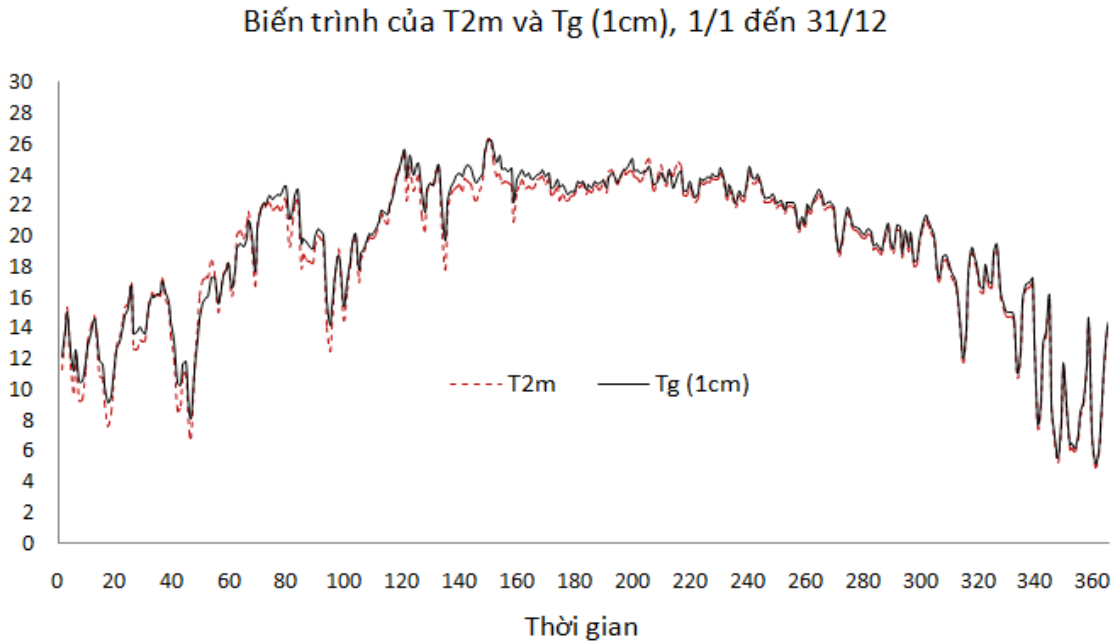
Tham số động lực cho MM5 thường được nghiên cứu và thử nghiệm: LBC,

miền tính, thời gian spin-up, độ phân giải ngang, vùng đệm và phương pháp xử lý biên. LBC cho các RCM trong nghiên cứu mô phỏng hay khảo sát độ nhạy là số liệu phân tích lại toàn cầu như ERA40, ERA-Interim, NCEP/NCAR, JRA,.... Một số tác giả như Moonney P.A vcs., (2011) [75], Simmons vcs., (2004) [81] (được trình bày chi tiết tại mục 1.1.1) đã chỉ ra tính vượt trội của ERA40 hơn số liệu phân tích lại của NCEP/NCAR, ERA-Interim khi so sánh trường nhiệt giữa chúng. Ngoài ra, một công trình nghiên cứu trong nước của Phan Văn Tân và Hồ Thị Minh Hà (2008) [24] kiểm tra độ nhạy của LBC (ERA40 và NCEP/NCAR) đến kết quả mô phỏng khí hậu ở Việt Nam.

Kết quả nghiên cứu chỉ ra rằng, mưa mô phỏng với LBC là ERA40 gần với CRU hơn LBC là NCEP/NCAR, trong khi trường nhiệt độ bề mặt khác nhau không đáng kể ở trên đất liền. Vì vậy, luận án sẽ lựa chọn LBC là nguồn số liệu phân tích lại ERA40 cho MM5 vì hai lý do: Thứ nhất là phù hợp với mục tiêu của luận án là mô phỏng khí hậu; Thứ hai là đã có nhiều công trình nghiên cứu trong và ngoài nước sử dụng nguồn số liệu này cho MM5, tạo điều kiện thuận lợi trong so sánh, phân tích và đánh giá.

Điều kiện ban đầu của nhiệt độ và độ ẩm đất là một trong những nhân tố quyết định thời gian khởi động mô hình (spin-up). Nếu điều kiện ban đầu khác với trạng thái thực quá lớn thì thời gian khởi động mô hình đòi hỏi phải dài hơn, thậm chí dài hơn rất nhiều, mới có thể đạt đến trạng thái cân bằng khí hậu (Đình Bá Duy, 2008 [3]). Điều đó có nghĩa, để đạt được trạng thái cân bằng này thì hiệu giữa nhiệt độ bề mặt và nhiệt độ đất (ΔT) phải tiến tới không.

Hình 2.5 cho chúng ta thấy sự khác biệt nhỏ về quy luật biến thiên theo thời gian của T2m và Tg. Tuy nhiên, sự chênh lệch này giảm dần theo thời gian và tại bước thời gian tích phân 330 ngày, giá trị T2m trùng với Tg tại 1cm. Điều đó cho thấy thời gian để đạt sự cân bằng giữa lớp khí quyển bên trên và bề mặt đất trong mô hình MM5 phải mất ít nhất 12 tháng. Chính vì vậy, thời gian spin-up được lựa chọn 12 tháng là thích hợp cho mô hình MM5 khi mô phỏng nhiều năm.

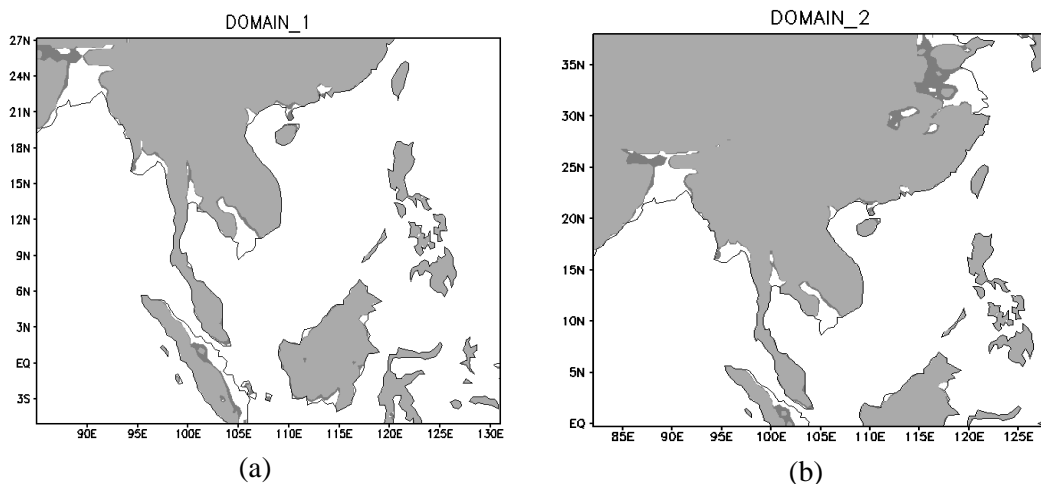


Hình 2.5: Biến thiên của nhiệt độ không khí (T2m) và nhiệt độ đất (Tg) tại 1cm của MM5 (phiên bản khí hậu)

Đối với độ phân giải ngang, vùng đệm và phương pháp xử lí biên lần lượt được lựa chọn là 36km, 5 nút lưới và biên giảm dư. Trong đó, chúng tôi muốn nhấn mạnh đến việc tại sao lại chọn độ phân giải 36km? Thông thường độ phân giải của các RCM phải phù hợp với độ phân giải của trường điều khiển toàn cầu và bằng 1/4 độ phân giải của trường điều khiển, nhưng quan trọng hơn cả là năng lực tính toán của máy tính. Hiện nay, ở Việt Nam, tài nguyên máy tính để chạy các RCM với độ phân giải cao chỉ có thể thực hiện ở Viện Khoa học Khí tượng Thủy văn và Môi trường, Trung tâm Khí tượng Thủy văn Quốc gia và Bộ môn Khí tượng, Trường Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội. Vì vậy, với các thử nghiệm của MM5 chỉ có thể dừng lại ở độ phân giải 36km mà không thể tinh hơn.

Một số công trình nghiên cứu trong nước của Phan Văn Tân vcs., [21, 22, 24], Hồ Thị Minh Hà vcs., [8, 9], Lương Mạnh Thắng (2008) [28], Nguyễn Đăng Mậu (2012) [12], đã chỉ ra rằng miền tính mô hình ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng nhiệt độ và lượng mưa trong mô hình RegCM. Với MM5 thì việc thay đổi miền tính có ảnh hưởng kết quả mô phỏng nhiệt và mưa hay không? Để trả lời câu hỏi trên

chúng tôi kiểm nghiệm độ nhạy của mô hình với hai miền tính: Miền DM1 (hình 2.6a) mở rộng về phía Nam so với lãnh thổ Việt Nam, đón được hoàn lưu gió mùa tây nam; Miền DM2 (hình 2.6b) mở rộng về phía Bắc hơn, bao được hoàn lưu gió mùa Đông Bắc. Thời gian kiểm nghiệm từ năm 1994-1998, nhưng chỉ thực hiện tính toán từ năm 1995-1998 (bỏ qua thời gian spin-up 12 tháng). Hơn nữa, đây là thời kỳ xảy ra đợt El Nino mạnh 1997/1998, sự biến động của nhiệt độ và lượng mưa khá lớn. Nếu mô hình mô phỏng tốt các trường hợp xảy ra cực trị thì các trường hợp khác hy vọng cũng sẽ tốt hơn.



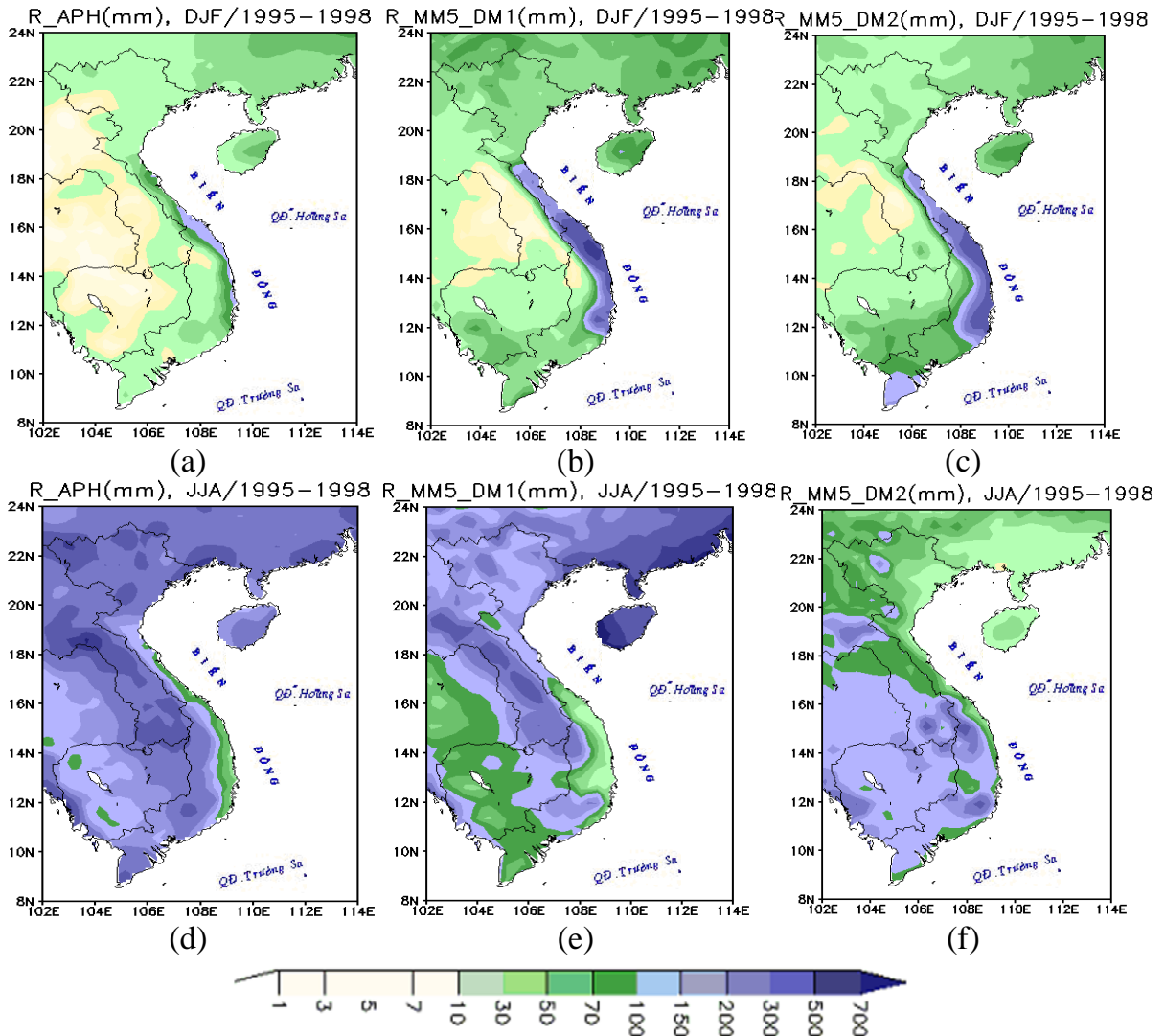
Hình 2.6: Miền tính 1 (a), miền tính 2 (b)

Hình 2.7 cho thấy DM1, DM2 cho lượng mưa mô phỏng cao hơn vào các tháng mùa đông nhưng thấp hơn vào mùa hè. Đặc biệt cả hai miền đều cho mưa vượt trội hơn APH ở dải đồng bằng ven biển trong thời kỳ mùa đông. Tuy nhiên, trong các tháng mùa hè, phân bố mưa hai miền Bắc - Nam lại trái ngược nhau. DM1 cho diện mưa mô phỏng miền Bắc gần với APH hơn miền Nam, DM2 cho diện mưa mô phỏng miền Nam gần với APH hơn miền Bắc.

Các trung tâm mưa nhiều như dải mưa ở biên giới Việt - Lào và trung tâm ít mưa thuộc Nam Trung Bộ, miền tính DM1 nắm bắt tốt hơn DM2. Các tháng mùa xuân và mùa thu (phụ lục A1), diện mưa mô phỏng DM1 phù hợp với APH hơn DM2, mặc dầu về lượng của DM1 và DM2 đều cho thấp hơn APH.

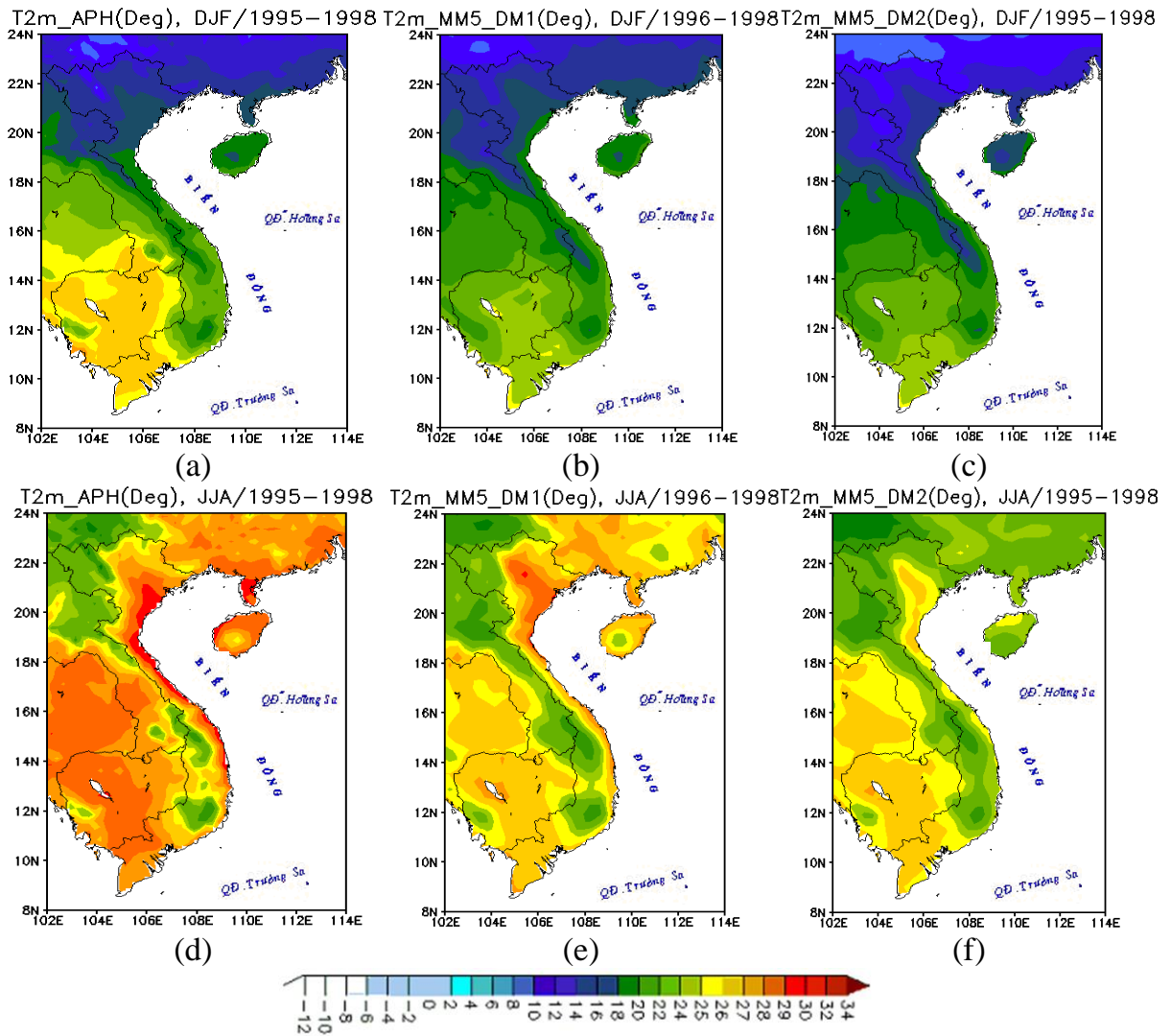
Phân tích phân bố tổng lượng mưa tháng trên toàn lãnh thổ Việt Nam (hình

2.9a) cho thấy, mức độ chênh lệch mưa mô phỏng trong các tháng mùa đông, mùa xuân giữa DM1, DM2 và APH ít hơn so với các tháng mùa hè và mùa thu. Xét một cách tổng thể, DM1 cho kết quả mô phỏng mưa gần với APH hơn DM2.



Hình 2.7: Phân bố lượng mưa trong mùa đông và mùa hè của APH(a, d), DM1(b, e), DM2(c, f), giai đoạn 1995-1998

Hình 2.8 thể hiện phân bố không gian nhiệt độ mô phỏng của DM1, DM2 và APH, với xu thế chung là cả DM1, DM2 cho kết quả mô phỏng thấp hơn APH. Một số tâm lạnh ở khu vực cực bắc của Tây Nguyên và Lâm Đồng cả DM1 và DM2 đều thể hiện được, riêng dải nhiệt độ cao ở vùng đồng bằng ven biển Trung Bộ trong các tháng mùa hè thì DM1 mô phỏng tốt hơn DM2.

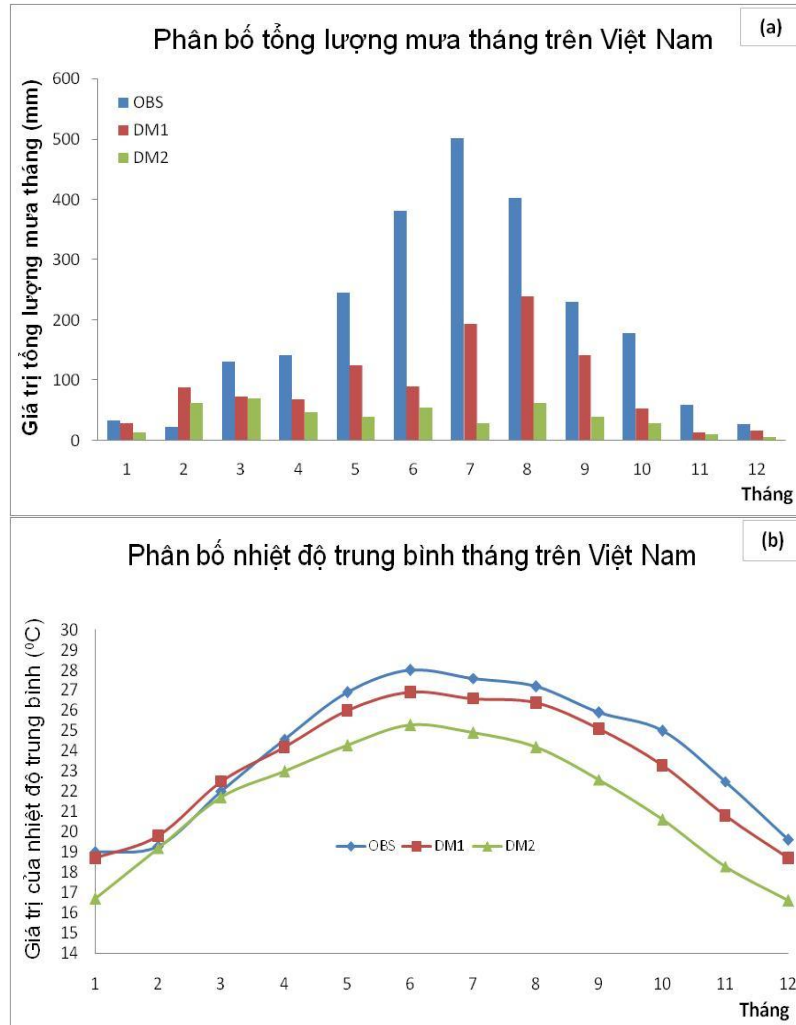


Hình 2.8: Phân bố nhiệt độ trong mùa đông và mùa hè của APH(a, d), DM1(b, e), DM2(c, f), giai đoạn 1995-1998

Diễn biến theo thời gian của nhiệt độ (hình 2.9b) cũng thể hiện rõ xu thế mô phỏng thiên thấp của DM1, DM2 so với OBS trên toàn lãnh thổ Việt Nam. So với DM1, DM2 cho mô phỏng nhiệt thấp hơn 1°C trong các tháng mùa đông, 2°C trong các tháng mùa xuân và $2^{\circ}\text{-}3^{\circ}\text{C}$ cho mùa hè và mùa thu. Điều đó cho thấy, việc mở rộng miền tính về phía Bắc cho sai số lớn trong kết quả mô phỏng nhiệt hơn là mở rộng miền tính về phía Nam.

Thật vậy, việc mở rộng miền tính mô hình về phía Nam cho kết quả mô phỏng nhiệt và mưa tốt hơn mở rộng miền tính về phía Bắc. Nguyên nhân có thể do phía Bắc chủ yếu là địa hình núi cao, phức tạp. Vì lí do đó, miền tính luận án lựa chọn để

mô phỏng nhiều năm là miền DM1, gồm 144 x 105 nút lưới, tâm miền tính là $11,5^{\circ}\text{N}$ và $108,0^{\circ}\text{E}$.



Hình 2.9: Phân bố tổng lượng mưa tháng (a) và nhiệt độ (b) của OBS, DM1, DM2

b. Lựa chọn các sơ đồ vật lí cho MM5

Vấn đề quan trọng nhất trong các RCM hiện nay chính là bài toán tham số hóa đối lưu. Phần lớn nhiệt giải phóng ra ở nhiệt đới gắn liền với mây đối lưu sâu. Quá trình này đã phân bố lại năng lượng thẳng đứng thông qua phương trình nhiệt và ẩm. Trong MM5 có 8 CPS khác nhau, được chia thành 03 nhóm gồm: 1) Thích ứng đối lưu; 2) Đối lưu xuyên thủng; 3) Sơ đồ xây dựng trên quần thể mây tích. Để so sánh đặc điểm của các sơ đồ, Arakawa A., 2004 [32] dựa vào ba tiêu chí sau: 1) Điều kiện động lực để hình thành mây đối lưu; 2) Giả thiết khép kín của sơ đồ; 3)

Điều kiện hồi tiếp (tác động của mây với trường quy mô lớn). Theo cách làm này, chúng tôi đưa ra được ưu/nhược điểm của các sơ đồ như sau:

Với sơ đồ thuộc nhóm nhóm 2 như sơ đồ Kuo, đối lưu được hình thành do quá trình hội tụ ẩm mực thấp. Ưu điểm của sơ đồ là quá trình đốt nóng khí quyển do đối lưu mây tích được giải thích rõ ràng hơn. Tuy nhiên, hạn chế của chúng là không tính đến quá trình cuốn hút không khí vào mây. Nếu không khí môi trường khô dẫn đến làm giảm lực nổi trong mây và ngược lại.

Sơ đồ đối lưu Grell thuộc nhóm thứ 3, ưu điểm của sơ đồ là có tính đến dòng thăng và dòng giáng, có tính đến sự cuốn hút bên ngoài vào mây (có mô hình mây).

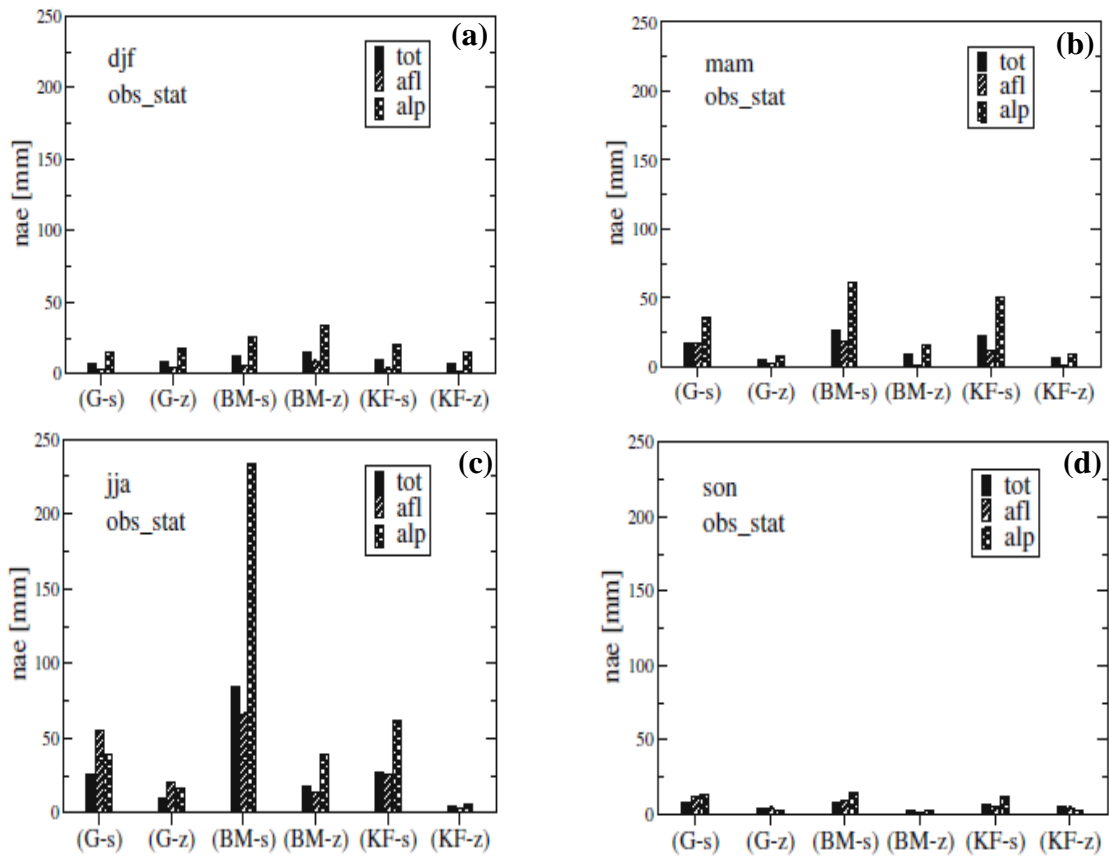
Sơ đồ Arakawa-Schubert là sơ đồ mây nhiều mực. Loại sơ đồ này chỉ thích hợp với quá trình quy mô lớn và kích thước ô lưới lớn hơn 30km.

Sơ đồ Fritch-Chapell chỉ thích hợp với quy mô ô lưới từ 20-30km trong khi thừa nhận sơ đồ mây là đơn lẻ.

Sơ đồ Kain-Fritch tương tự Fritch-Chapell nhưng sử dụng lí thuyết của sơ đồ mây xáo trộn để tính dòng thăng, giáng.

Như vậy, sơ đồ thích hợp cho Việt Nam chỉ có thể là sơ đồ Grell hoặc KF. Tuy nhiên, các nghiên cứu của Đinh Bá Duy (2008) [3] cho rằng, sơ đồ KF luôn cho kết quả mô phỏng thiên cao hơn sơ đồ Grell, khi kiểm nghiệm độ nhạy của các CPS trong MM5. Điều này đã được chứng thực trong công trình nghiên cứu của Zangl G. (2009) [94] khi tính sai số của các CPS trong bốn mùa (hình 2.10), sơ đồ Grell cho sai số nhỏ hơn các KF và BM. Do đó, luận án chọn CPS cho MM5 là sơ đồ Grell.

Các quá trình trong vi vật lí mây rất đa dạng và phức tạp, từ các tính chất quang học của mây cho đến tính chất hóa học của mưa và quá trình tạo băng,.... Vai trò chính của sơ đồ vi vật lí mây trong mô hình số trị là xử lí các quá trình mây và mưa quy mô dưới lưới; tính toán pha băng và quá trình tạo hạt đá; tính toán xu thế nhiệt, ẩm và mưa không do đối lưu; cung cấp thông tin cho sơ đồ bức xạ.



Hình 2.10: Phân bố sai số lượng mưa mô phỏng với các CPS khác nhau trong mùa đông (a), mùa xuân (b), mùa hè (c), mùa thu (d), giai đoạn 1996-2000 [94]

Sơ đồ Simple Ice (Dudhia) có tính đến ảnh hưởng của việc đóng băng, trong đó băng trong mây và nước mây được tính cùng một dạng. Hơn nữa, nhược điểm của sơ đồ này là dưới 0°C chỉ tồn tại các hạt băng mà không tồn tại các hạt nước siêu lạnh.

Sơ đồ Mixed-phase (Reisner 1) gần tương tự Simple Ice, tuy nhiên, mưa và tuyết được xem là hai dạng khác nhau. Ngoài ra, sơ đồ còn tính đến cả quá trình đóng băng, mặc dầu quá trình tan băng và đóng băng không xảy ra lập tức như sơ đồ Simple Ice. Điều đó có nghĩa tồn tại các hạt nước siêu lạnh giữa các quá trình chuyển pha này.

Sơ đồ Warm-Rain (Kessler) chỉ tính đến ba dạng nước trong mây là hơi nước, nước mây và mưa mà không có quá trình tạo băng. Ngoài các sơ đồ trên đây, trong MM5 còn có các lựa chọn khác như sơ đồ Dry, Stable Precip, Goddard Microphys-

ics, Reisner graupel, Schuliz-microphysics. Mặc dầu vậy, luận án lựa chọn sơ đồ Simple Ice (Dudhia) với hai lí do: (1) Là sơ đồ đơn giản nên hạn chế về tính toán; (2) Ở nhiệt đới chủ yếu là mây đối lưu sâu do đó trong mây tồn tại chủ yếu là các hạt băng. Hơn nữa, phân bố của các hạt mưa, tuyết và tốc độ rơi của hạt được xác định theo công thức của Marshall-Palmer. Đây là công thức đã được nghiên cứu và thử nghiệm nhiều ở Việt Nam, đặc biệt trong nghiên cứu ước lượng mưa từ phản hồi vô tuyến của radar.

Trong mô hình số trị, sơ đồ bức xạ được chia làm hai loại là bức xạ sóng ngắn và bức xạ sóng dài. Sơ đồ bức xạ sóng dài chủ yếu dựa trên định luật Stefan-Boltzmann, trong đó hệ số hấp thụ của mây là không đổi và không có sự khác biệt giữa bức xạ tới và đi. Trong khi sơ đồ bức xạ sóng ngắn có tính đến độ cao Mặt trời và đường truyền; ảnh hưởng của mây tới sự hấp thụ và phản xạ; độ trong suốt của khí quyển. Trong 5 sơ đồ được đưa ra lựa chọn, chúng tôi nhận thấy rằng sơ đồ CCM2 phù hợp nhất vì đây là sơ đồ thích hợp với bước lưới rộng, có tính ảnh hưởng của mây đến phát xạ. Đặc biệt là có thể tính chính xác trong thời gian dài cho dòng bức xạ bề mặt khi mô phỏng nhiều năm.

Các sơ đồ PBL và LSM trong MM5 cũng có nhiều lựa chọn. Các sơ đồ được nghiên cứu và áp dụng nhiều nhất đối với PBL gồm Blackadar, MRF, Pleim-Chang, với LSM là Five Layer, Noah và Pleim-Xiu. Tuy nhiên, để tăng tốc độ tính toán trong quá trình chạy mô hình, chúng tôi lựa chọn MRF PBL và Five-layer LMS mà không làm ảnh hưởng đến các kết quả mô phỏng nhiều năm.

Qua các phân tích và nhận định ở trên, chúng tôi chọn được bộ tham số thích hợp nhất cho MM5 được chỉ ra trong bảng 2.3.

Bảng 2.3: Bộ tham số được lựa chọn cho MM5

ĐỘNG LỰC HỌC MÔ HÌNH					
I	Độ phân giải	Miền tính	LBC	Vùng đệm và phương pháp xử lí	Spin-up
	36km	DM1	ERA40	5 nút lưới và phương pháp biên giảm dư	1 năm
THAM SỐ HÓA VẬT LÍ					

II	Vi vật lí mây	PBL	CPS	Sơ đồ bức xạ	LSM
	Dudhia	MRF	Grell	CCM2	Five Layer

2.3 Lựa chọn các yếu tố đánh giá

Hai yếu tố được nhiều tác giả lựa chọn để đánh giá kỹ năng mô phỏng của RCM là nhiệt độ bề mặt và lượng mưa (Hồ Thị Minh Hà, 2008; Phan Văn Tân, 2008; Nguyễn Đăng Quang, 2007; Nguyễn Đăng Mậu, 2012; Zhu và Liang, 2007; Zangl G., 2009). Bởi đây là hai yếu tố rất quan trọng chi phối trực tiếp đến đời sống con người. Tuy nhiên, mục đích của luận án là xem xét đến kỹ năng mô phỏng khí hậu Việt Nam của mô hình MM5, trong khi các nhân tố chính chi phối đến khí hậu khu vực có nhân tố hoàn lưu. Chính vì vậy, luận án sẽ đánh giá thêm trường hoàn lưu để xem xét yếu tố này chi phối đến nhiệt độ cũng như lượng mưa trên khu vực.

Đối với nhiệt độ, luận án sẽ xét đến nhiệt độ trung bình, nhiệt độ tối cao trung bình, tối cao tuyệt đối, tối thấp trung bình và tối thấp tuyệt đối theo tháng, mùa và trung bình nhiều năm. Trong đó, nhiệt độ tối cao, tối thấp tuyệt đối sẽ được chọn trên nguồn số liệu ngày và được trình bày chi tiết trong chương 4 của luận án.

Lượng mưa được xét đến là phân bố tổng lượng mưa theo tháng, trung bình mùa, trung bình nhiều năm theo không gian và thời gian. Trong khi nhân tố hoàn lưu được đánh giá là tốc độ gió trung bình so với số liệu quan trắc tại trạm, còn phân bố không gian của chúng được so sánh với số liệu phân tích lại ERA40.

2.4 Phương pháp đánh giá

Việc đánh giá khả năng mô phỏng khí hậu của RCM được thực hiện thông qua việc so sánh kết quả mô phỏng với số liệu thám sát trên lưới hoặc tại trạm. Do đó, phân bố không gian của chúng được thực hiện theo hai cách: Một là số liệu mô hình được nội suy về trạm quan trắc; Hai là số liệu quan trắc được phân tích khách quan về lưới của mô hình. Những nghiên cứu của Tustison vcs; (2001) chỉ ra, đối với giáng thủy mỗi phương pháp trên có liên quan đến sai số hệ thống, ảnh hưởng lớn đến mật độ trạm và độ phân giải mô hình. Hơn nữa, giáng thủy biến động mạnh

theo không gian và thời gian. Vì vậy, đối với giáng thủy nên tính trung bình không gian và so sánh với giá trị trung bình ô lưới mô phỏng, phương pháp này được Tustison vcs., (2001) gọi là “**từ điểm đến vùng**”. Ngoài ra, đối với mưa nên so sánh thêm kết quả mô phỏng với số liệu trên lưới phân giải cao. Vì những khu vực có địa hình cao có thể dẫn đến sai số nếu tính trung bình theo vùng.

Cũng theo Tustison vcs., (2001), đối với nhiệt độ bề mặt nên sử dụng phương pháp “**từ vùng đến điểm**”, vì nhiệt độ là yếu tố ít biến động theo không gian hơn giáng thủy. Để tính sự biến đổi của nhiệt độ theo độ cao, ông nhấn mạnh nên sử dụng phương pháp hiệu chỉnh “**gradient**”. Có nghĩa là hiệu chỉnh sự khác nhau của độ cao trạm và độ cao nội suy từ mô hình. Điều này được thực hiện khi số liệu của mô hình được nội suy về trạm bằng phương pháp tính trung bình ô lưới có tính đến trọng số. Hơn nữa, việc hiệu chỉnh độ cao được coi là “**an toàn**” nếu hiệu độ cao của mô hình và thám sát không vượt quá 200m. Cách làm này được Phan Văn Tân vcs., (2009) [76] áp dụng trên từng vùng khí hậu, đã cải thiện được kết quả mô phỏng nhiệt cho Việt Nam (bảng 2.4).

Bảng 2.4: Hiệu chỉnh “gradient” cho 7 vùng khí hậu Việt Nam. H_M là độ cao trung bình của mô hình, H_0 là độ cao trung bình của quan trắc, $\gamma = -0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ [76]

	H_0 (m)	H_M (m)	$H_M - H_0$ (m)	$\Delta T = (H_M - H_0) \times \gamma$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{RegCM}} - T_{\text{OBS}}$
R1	407.9	704.1	296.2	-1.93	-2.67
R2	158.1	520.2	362.1	-2.35	-2.00
R3	19.6	103.1	83.4	-0.54	-1.24
R4	20.0	243.6	223.6	-1.45	-2.85
R5	7.5	177.8	170.3	-1.11	-2.03
R6	679.7	516.3	-163.4	1.06	0.92
R7	31.7	69.0	37.2	-0.24	-0.5

Ngoài ra, hệ số hiệu chỉnh gradient cũng được bàn đến trong nghiên cứu của Zangl G., 2009 [94], giá trị này khác nhau giữa ban ngày và ban đêm, mùa đông và mùa hè: Gradient nhiệt độ của trạm cao không ở Đức dao động $-0,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ban ngày) và $-0,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ban đêm) trong thời kỳ mùa đông và $-0,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ban ngày) và $-0,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (ban đêm) trong thời kỳ mùa hè và mùa xuân và mùa thu được lấy giá trị

trung bình giữa chúng. Trong khi, Phan Văn Tân vcs., (2009) [76] lấy hệ số hiệu chỉnh “**gradient**” bằng $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ cho 7 vùng khí hậu Việt Nam. Tuy nhiên, trong luận án việc hiệu chỉnh thực hiện theo phương pháp “**từ vùng đến điểm**”, với hệ số hiệu chỉnh “**gradient**” là $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ cho từng điểm trạm trong trường hợp độ cao mô hình và thực tế tại trạm không vượt quá 200m. Theo cách làm này, một số trạm sẽ không được hiệu chỉnh bao gồm: Sơn La, Cao Bằng và Mdrak.

Phương pháp đánh giá kỹ năng mô phỏng của MM5 sẽ được thực hiện hai cách: 1) Đánh giá trên lưới; 2) Đánh giá tại điểm trạm. Phương pháp đánh giá trên lưới chỉ thực hiện được khi độ phân giải ô lưới của số liệu thám sát và mô hình là như nhau. Do đó, nguồn số liệu APH phải được nội suy song tuyến tính (phụ lục B) từ độ phân giải $0,25^{\circ}\times 0,25^{\circ}$ kinh-vĩ sang $0,3238^{\circ}\times 0,3238^{\circ}$ kinh-vĩ của MM5. Ưu điểm của phương pháp này đã không làm mất đi các tâm nóng/lạnh và tâm mưa lớn trên khu vực, kể cả vị trí lẫn cường độ của chúng.

Phương pháp đánh giá tại điểm trạm chỉ thực hiện được khi số liệu của mô hình được nội suy về kinh-vĩ độ của điểm quan trắc. Tùy từng yếu tố khí hậu, chúng tôi lựa chọn phương pháp nội suy khác nhau. Chẳng hạn như nhiệt độ sử dụng nội suy về trạm bằng phương pháp tính trung bình ô lưới có tính đến trọng số, nghĩa là giá trị nhiệt độ tại trạm sẽ được gán bằng trung bình của bốn nút lưới xung quanh nếu ô lưới có chứa kinh vĩ độ của trạm. Tốc độ gió là những yếu tố biến động mạnh theo không gian và thời gian, nên sử dụng phương pháp nội suy khoảng cách, nghĩa là giá trị tại trạm sẽ được gán bằng giá trị nút lưới gần đó nhất. Hiện nay, kỹ thuật này vẫn được sử dụng rộng rãi trong các bài toán thẩm định mô hình số.

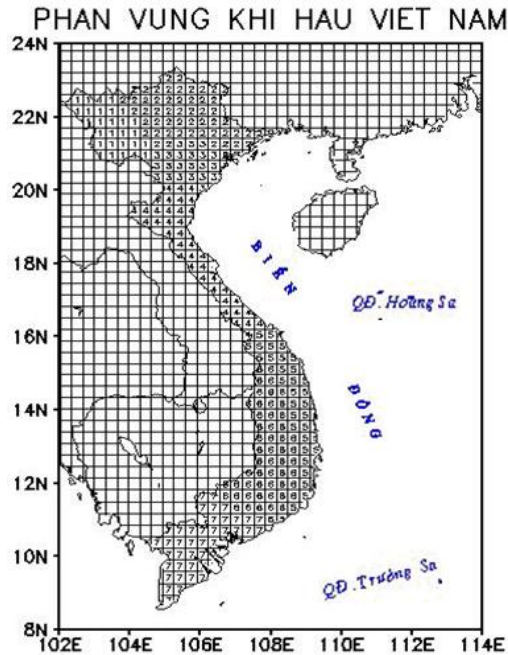
Mưa là yếu tố phụ thuộc rất lớn vào điều kiện địa hình và mặt đệm. Hơn nữa, trong kết quả mô phỏng của RCM, giá trị của lượng mưa luôn được cho tại tâm ô lưới và là giá trị đại diện cho lượng mưa của ô lưới đó. Wetterhall F. vcs., (2012) [89] cho rằng mưa nên được đánh giá theo diện và có thể sử dụng hai phương pháp đánh giá.

Đánh giá trên lưới: Mưa mô hình sẽ được nhân với tỷ lệ mưa thám sát và mô

hình [89] theo công thức sau

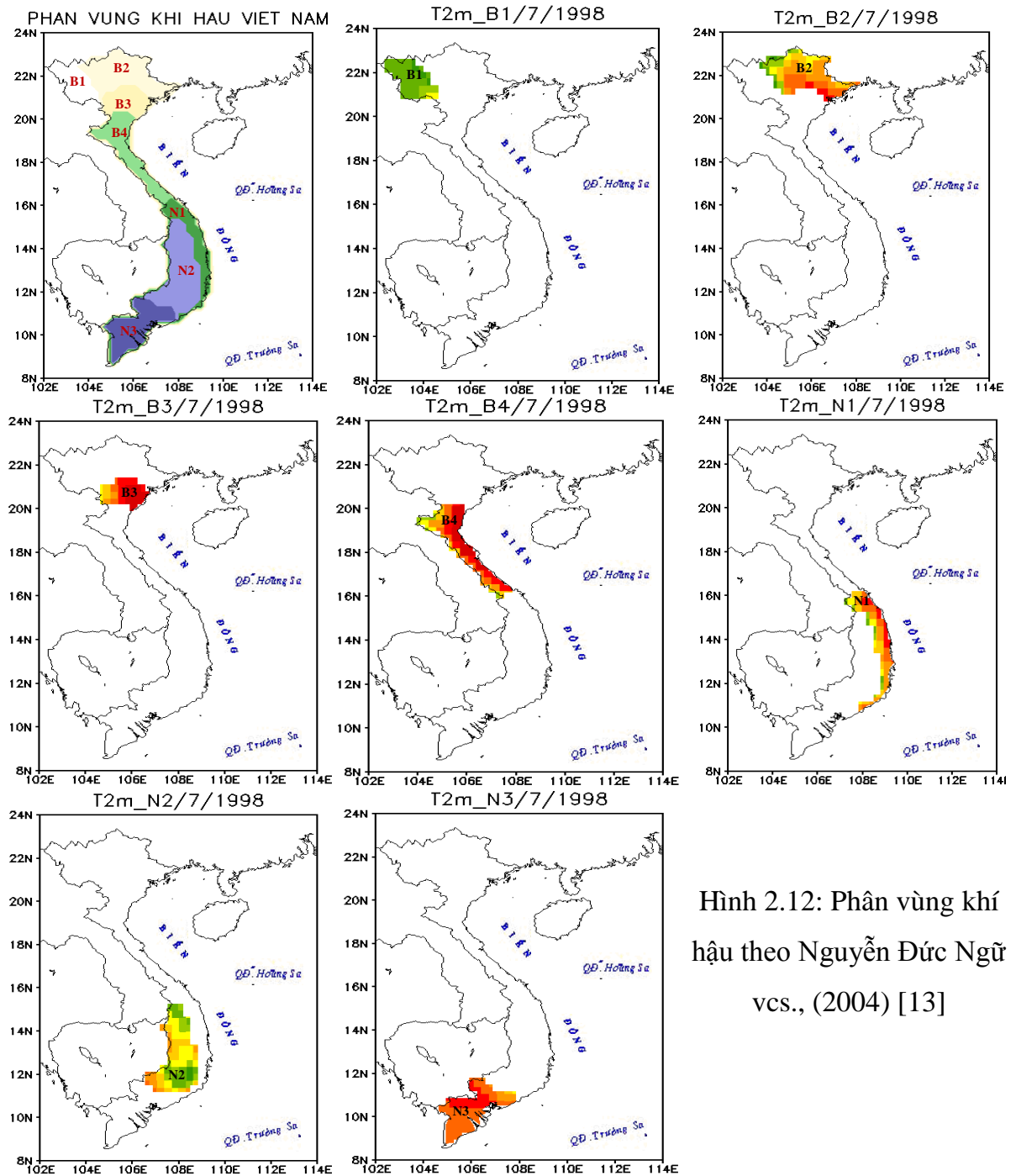
$$\hat{z}_{\text{mod}}(t, n) = z_{\text{mod}}(t, n) \frac{\bar{z}_{\text{obs_grid}}(n)}{\bar{z}_{\text{mod}}(n)} \quad (2.1)$$

Trong đó, \hat{z}_{mod} là mưa mô hình sau khi đã hiệu chỉnh, z_{mod} là mưa mô hình tại thời điểm t và điểm lưới không gian n , $\bar{z}_{\text{obs_grid}}$ diện tích ô lưới của thám sát trên lưới, \bar{z}_{mod} diện tích ô lưới của mô hình. Ưu điểm của phương pháp là loại bỏ được bias trong kết quả nội suy, nhưng khá phức tạp trong quá trình viết chương trình tính toán (phải xác định nút lưới thuộc vùng nào trong 7 vùng khí hậu Việt Nam - hình 2.11)



Hình 2.11: Sơ đồ hóa 7 vùng khí hậu Việt Nam (Vùng B1 đánh dấu số 1, B2 là số 2, B3 là số 3, B4 là số 4, N1 là số 5, N2 là số 6 và N3 là số 7)

Đánh giá tại trạm: Nội suy giá trị mưa trên lưới về kinh-vĩ độ của các điểm trạm bằng phương pháp tìm điểm gần nhất. Ưu điểm của phương pháp là thuận lợi trong quá trình viết chương trình nội suy. Tuy nhiên, nhược điểm của phương pháp là đòi hỏi phân bố trạm quan trắc phải đủ dày.



Hình 2.12: Phân vùng khí hậu theo Nguyễn Đức Ngữ vcs., (2004) [13]

Bảng 2.1 cho thấy mật độ trạm khí tượng synop trung bình mỗi vùng khoảng 10 trạm. Vì vậy, đối với mưa, luận án chọn phương pháp đánh giá trên lưới, các yếu tố khí hậu còn lại sử dụng cả hai phương pháp. Trong đó, giá trị trung bình của yếu tố khí hậu sẽ được tính bằng giá trị các nút lưới/điểm trạm chia cho tổng số nút lưới/điểm trạm trong vùng khí bỏ qua giá trị -99,9 (giá trị này biểu thị số liệu bị

khuyết), còn 7 vùng khí hậu Việt Nam dựa trên kết quả phân vùng khí hậu của Nguyễn Đức Ngữ vcs., (2004) [13] (hình 2.12).

Vấn đề được quan tâm khi đánh giá kỹ năng mô phỏng nhiều năm của RCM là lựa chọn các chỉ số đánh giá. Có rất nhiều phương pháp đánh giá nhưng tập trung theo ba nhóm chính: Thứ nhất là phương pháp trực quan, đây là phương pháp không kém phần hiệu quả, có nghĩa là so sánh trực tiếp và nhận định “**bằng mắt**” giữa kết quả mô hình và số liệu thám sát. Phương pháp này được sử dụng đánh giá khả năng tái tạo các trường hoàn lưu, các tâm thấp, tâm cao, cường độ và vị trí của các trung tâm này.

Thứ hai là phương pháp thống kê cho các biến liên tục, có thể biểu diễn bằng đồ thị hay các chỉ số thống kê. Các chỉ số thống kê được lựa chọn chủ yếu trong bảng 2.5 (Trần Việt Liên vcs., 2002 [11], Phan Văn Tân vcs., 2009 [76]). Tuy nhiên, Zangl G., 2009 [94] cho rằng, chỉ cần sử dụng hai chỉ số ME và RMSE là đủ để đánh giá được kỹ năng mô phỏng của một RCM nào đó.

Bảng 2.5: Các chỉ số đánh giá sai số mô phỏng cho các biến liên tục

Chỉ số	Biểu thức	Giá trị
ME	$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)$	$-\infty \rightarrow +\infty$ Tốt nhất bằng 0
MAE	$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i - O_i $	$0 \rightarrow +\infty$ Tốt nhất bằng 0
RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}$	$0 \rightarrow +\infty$ Tốt nhất bằng 0
HSTQ	$HSTQ = \frac{\sum (F - \bar{F})(O - \bar{O})}{\sqrt{\sum (F - \bar{F})^2} \sqrt{\sum (O - \bar{O})^2}}$	$-1 \rightarrow +1$ Tốt nhất bằng 1

ME cho biết xu hướng lệch trung bình của giá trị mô phỏng so với giá trị quan trắc, nhưng không phản ánh độ lớn sai số. ME dương cho biết giá trị mô phỏng vượt quá giá trị quan trắc và ngược lại.

MAE biểu thị độ lớn trung bình của sai số nhưng không nói lên xu hướng lệch của giá trị mô phỏng và giá trị quan trắc. Nói chung, MAE được sử dụng kết hợp với ME để xác định xem có nên hiệu chỉnh sản phẩm mô phỏng bằng ME hay không? Chẳng hạn, nếu MAE của sản phẩm khác biệt hẳn so với ME thì việc hiệu chỉnh đó của chúng ta là hết sức mạo hiểm. Trong trường hợp ngược lại, khi đại lượng MAE và ME gần nhau, ta có thể dùng ME để hiệu chỉnh sản phẩm mô phỏng một cách đáng tin cậy.

Giống như MAE, RMSE không chỉ ra độ lệch giữa giá trị mô phỏng và giá trị quan trắc. Khi so sánh sai số tuyệt đối trung bình MAE và sai số bình phương trung bình RMSE ta có: Nếu $RMSE \geq MAE$ thì sai số lớn, còn $RMSE = MAE$ khi và chỉ khi tất cả các sai số có độ lớn như nhau. RMSE và HSTQ có thể sử dụng để chứng tỏ sự tiến bộ trong kỹ năng mô phỏng của mô hình qua nhiều năm. Sự cải tiến trong mô phỏng được biểu hiện ở chỉ số RMSE giảm, còn giá trị HSTQ tăng lên.

Ngoài các chỉ số được trình bày ở trên, đối với các biến liên tục, luận án thực hiện tính tần số có điều kiện theo nguyên tắc $n(T_{\text{mod}} \in (a_j, b_j) / T_{\text{obs}} \in (c_k, d_k)) = n_{jk}$, trong đó n_{jk} là số trường hợp rơi vào khoảng (a_j, b_j) khi nhiệt độ quan trắc thuộc khoảng (c_k, d_k) với $j, k = 1, 2, \dots, T_{\text{mod}}$ và T_{obs} tương ứng là mô phỏng và quan trắc. Do đó, tần suất có điều kiện ứng với từng khoảng giá trị sẽ là $p_{jk}(\%) = (n_{jk} / n) \times 100$.

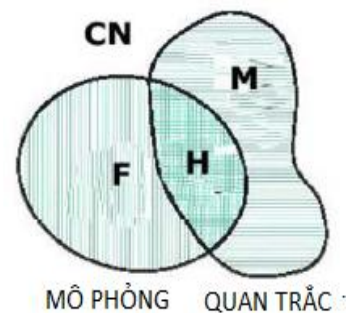
Thứ ba là phương pháp đánh giá hai pha (có/không), phương pháp này được sử dụng cho các yếu tố khí tượng biến động mạnh theo không gian và thời gian như lượng mưa. Đây là tiêu chuẩn đánh giá sự phù hợp giữa mô phỏng và thám sát tại nút lưới. Các điểm số đánh giá được dựa trên bảng ngẫu nhiên sau:

Hits (H) = Mô phỏng có + quan trắc có

Misses (M) = Mô phỏng không + quan trắc có

False alarms (F) = Mô phỏng có + quan trắc không

Correct negatives (CN) = Mô phỏng không + quan trắc không.



Dưới đây là hai chỉ số thường được sử dụng trong đánh giá mưa định lượng trên thế giới.

* Chỉ số FBI

$$FBI = \frac{(H + F)}{(H + M)} \quad (2.2)$$

FBI thường sử dụng để đánh giá sự phù hợp về không gian giữa vùng mưa mô phỏng và vùng mưa quan trắc. Nó nhằm xác định mưa diện mô phỏng lớn hơn hay nhỏ hơn so với diện mưa quan trắc khi cho trước một ngưỡng nào đó. Khoảng dao động của FBI từ 0 đến vô cùng. Trường hợp lí tưởng FBI nhận giá trị bằng 1, có nghĩa là diện tích của vùng mưa mô phỏng bằng diện tích của vùng mưa quan trắc (nhưng hai vùng này có thể không trùng nhau). Nếu $FBI > 1$ thì diện tích vùng mưa mô phỏng lớn hơn diện tích vùng mưa thám sát và ngược lại. Với cách suy diễn tương tự FBI cũng có thể được dùng để đánh giá sự phù hợp giữa mô phỏng và quan trắc trong một số tình huống khác.

* Chỉ số TS: Được gọi là chỉ số thành công tối hạn, biểu thị sự trùng khớp về diện của vùng mưa mô phỏng so với vùng mưa quan trắc. TS được tính bằng công thức:

$$TS = \frac{H}{(H + F + M)} \quad (2.3)$$

Chỉ số TS dao động từ 0 tới 1 và đạt giá trị tốt nhất bằng 1 khi vùng mô phỏng trùng với vùng quan trắc. Kết hợp hai chỉ số TS và FBI sẽ cho chúng ta một số nhận xét về kết quả về mô phỏng số như sau: 1) Khi chỉ số FBI là nhỏ gần hoặc bằng 1 và chỉ số TS thấp có nghĩa là mô hình đã phản ánh tốt về lượng mưa nhưng sai về vị trí địa lí; 2) Vùng mưa mô phỏng nằm trong vùng mưa quan trắc khi giá trị $FBI = TS$, khi đó $F = 0$; 3) Khi vùng mưa quan trắc nằm hoàn toàn trong vùng mô phỏng thì $FBI = TS$ ($M = 0$) [51].

Nhận xét cuối chương

- Nguồn số liệu sử dụng được chia làm hai loại: Đầu vào cho mô hình MM5 và số liệu sử dụng để đánh giá kỹ năng mô hình. Trong đó, nguồn số liệu được sử dụng đánh giá là số liệu quan trắc tại trạm và số liệu trên lưới đã được nội bằng phương pháp suy song tuyến tính về cùng độ phân giải ngang với mô hình.

- Các khảo sát về độ nhạy của RCM với động lực mô hình, luận án chỉ lựa chọn việc khảo sát miền tính. Qua phân tích, đánh giá chúng tôi nhận thấy miền tính DM1 cho kết quả mô phỏng yếu tố nhiệt độ và lượng mưa là tốt nhất. Ngoài ra, thời gian spin-up, độ rộng biên, độ phân giải, điều kiện biên lần lượt được lựa chọn là 12 tháng, 5 nút lưới, 36km và ERA40.

- Các nghiên cứu trong và ngoài nước đều chỉ ra ưu điểm của sơ đồ Grell so với các sơ đồ khác trong MM5, đặc biệt sơ đồ cho sai số nhỏ trong các mùa trên cả hệ tọa độ “z” và “sigma”. Đối với sơ đồ tham số hóa bức xạ, sơ đồ tham số hóa bề mặt, sơ đồ tham số hóa lớp biên và sơ đồ vi vật lý mây được lựa chọn theo thứ tự là CMM2, Five-Layer, MRF và Simple Ice (Dudhia). Lí do để lựa chọn các sơ đồ này đã được so sánh, phân tích và đánh giá chi tiết trong mục 2.2, phần b.

- Phương pháp đánh giá được chia thành hai loại: Tại điểm trạm và nút lưới. Trong đó, phương pháp đánh giá trên lưới chỉ sử dụng với yếu tố lượng mưa và nhiệt độ bề mặt; các yếu tố còn lại sẽ đánh giá tại từng điểm trạm.

- Các chỉ số được sử dụng để đánh giá bao gồm: ME, MAE, RMSE, HSTQ, $p_{jk}(\%) = (n_{jk}/n) \times 100$, TS, FBI. Trong đó, các chỉ số ME, MAE, RMSE, HSTQ được thực hiện tính cho từng tháng (các yếu tố trung bình), từng ngày (các yếu tố tối cao tuyệt đối và tối thấp tuyệt đối), sau đó lấy trung bình cho 7 vùng khí hậu của tất cả các trạm hay nút lưới thuộc vùng đó trong chuỗi số liệu 19 năm. Ngoài ra để tính $p_{jk}(\%) = (n_{jk}/n) \times 100$, chúng tôi thực hiện phân đoạn (phân khoảng giá trị) cho 4 tháng đại diện của bốn mùa trong năm gồm tháng 1, 4, 7 và 10. Các ngưỡng giá trị sẽ được trình bày chi tiết trong chương 3 và chương 4.

Chương 3: ĐÁNH GIÁ KỸ NĂNG MÔ PHÒNG MỘT SỐ ĐẶC TRƯNG TRUNG BÌNH CỦA MÔ HÌNH MM5

Kỹ năng mô phỏng của một RCM nào đó được thể hiện khi đánh giá kết quả mô phỏng một số yếu tố khí tượng trên một chuỗi thời gian. Khoảng thời gian được chọn để đánh giá phụ thuộc vào mục đích của các bài toán đặt ra, như để đánh giá độ ảm đất trong sơ đồ LMS thì chuỗi thời gian cần thiết trên 50 năm, nhưng để khảo sát kỹ năng mô phỏng mưa khi thay đổi một số cải tiến vật lý trong CPS thì thời gian tối thiểu là một mùa mưa. Với mục tiêu của luận án đặt ra là đánh giá kỹ năng mô phỏng khí hậu Việt Nam của mô hình MM5, do đó chuỗi thời gian cần thiết cho một bài toán khí hậu tối thiểu là 30 năm. Tuy nhiên, độ phân giải ngang của mô hình được chọn khá tinh (36km), thì việc kéo dài thời gian mô phỏng đến 30 năm rất khó thực hiện, do năng lực của máy tính hạn chế. Vì vậy, luận án chỉ dừng lại ở việc đánh giá kỹ năng mô phỏng nhiều năm của MM5 trên chuỗi số liệu 19 năm (bắt đầu năm 1982 và kết thúc năm 2000). Đồng thời xem xét khả năng mô hình có mô phỏng được một số yếu tố khí hậu cho 7 vùng của Việt Nam hay không?

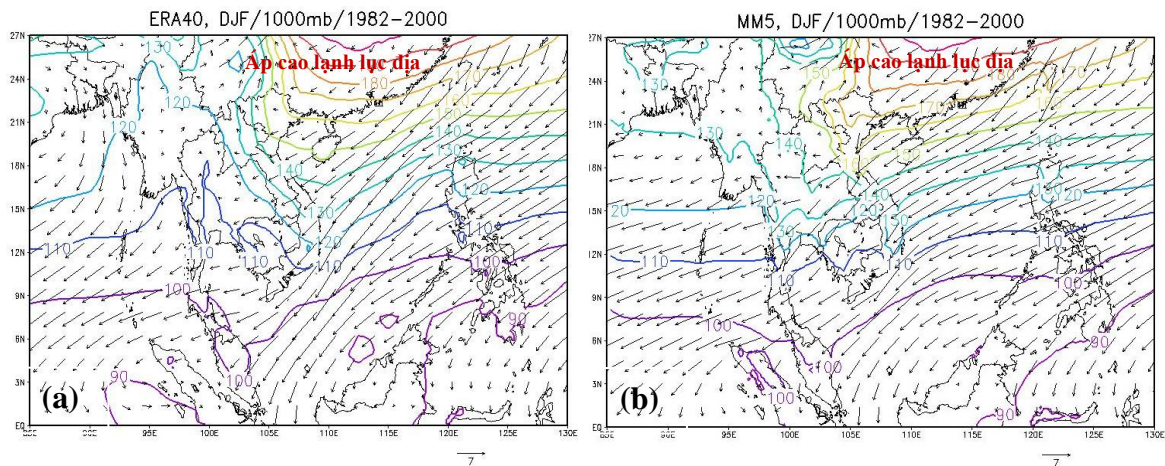
Yếu tố khí tượng đặc trưng cho khí hậu từng vùng là nhiệt độ không khí 2m (gọi chung là nhiệt độ, kí hiệu T2m), tốc độ gió trung bình ở 10m (kí hiệu Vtb), phân bố trường hoàn lưu các mực 1000mb, 850mb, 700mb, 500mb và 200mb, lượng mưa (kí hiệu là R), với T2m và Vtb là các giá trị trung bình tháng, R là tổng lượng mưa tháng. Dưới đây sẽ trình bày kết quả phân tích, nhận xét cho các yếu tố được nêu trên, theo tháng (từ tháng 1 đến 12), mùa (mùa xuân - MAM, mùa hè - JJA, mùa thu - SON và mùa đông - DJF), năm (1982 đến 2000).

3.1 Trường hoàn lưu

Trong ba nhân tố hình thành khí hậu thì nhân tố hoàn lưu và địa hình là hai nhân tố cơ bản quyết định đến chế độ gió từng khu vực. Đối với Việt Nam, gió mùa là cơ chế hoàn lưu chính chi phối chế độ gió cho cả 7 vùng khí hậu. Đặc biệt, khi kết hợp với địa hình như các dãy núi, thung lũng, biển, ... thì đặc trưng gió lại chịu sự chi phối mạnh mẽ của điều kiện địa phương. Chẳng hạn như ở khu vực Tây Bắc

gió thịnh hành mùa đông là Đông Nam và mùa hè là hướng Nam; ở khu vực Đồng bằng Bắc Bộ gió thịnh hành trong mùa đông là Đông Bắc và mùa hè là Đông Nam; còn các khu vực còn lại gió thịnh hành trong mùa đông là Đông Bắc và mùa hè là Tây Nam.

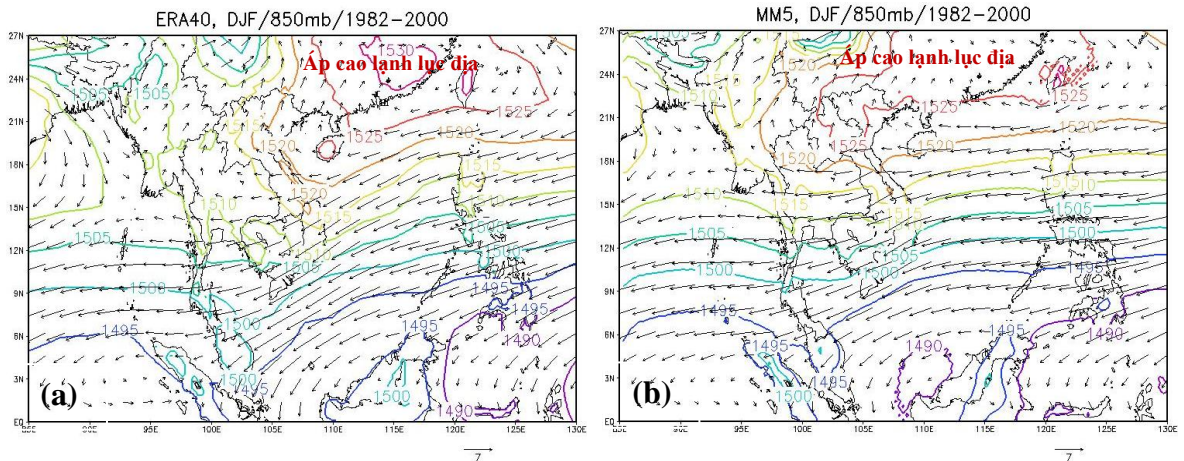
Kết quả tính toán xây dựng trường dòng trên các mực 1000mb, 850mb và 500mb trong mùa đông và mùa hè trên chuỗi số liệu ERA40 cũng như kết quả mô phỏng của mô hình MM5 được dẫn ra trong các hình từ hình 3.1 đến hình 3.6.



Hình 3.1: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b),
mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000

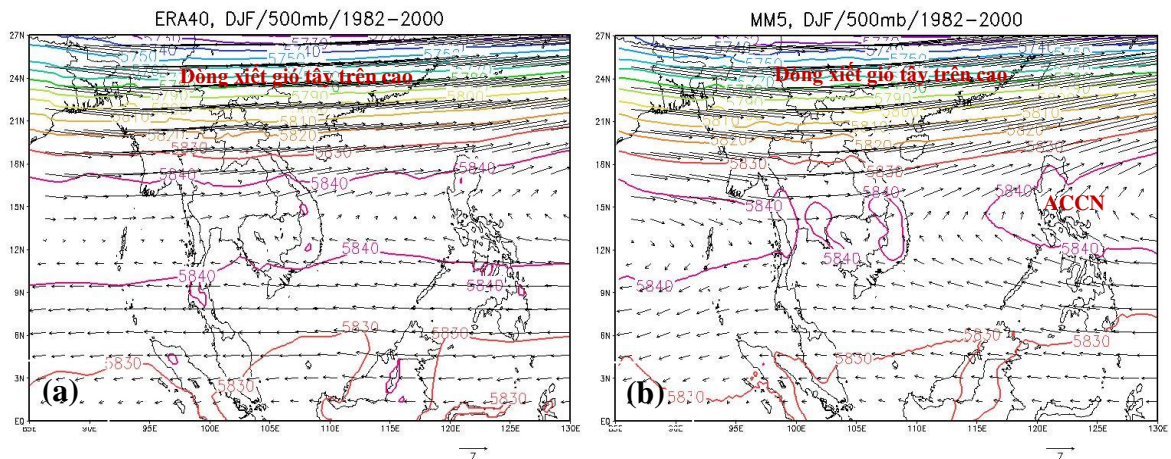
Từ hình 3.1a, ta có thể nhận thấy rằng, áp cao lạnh lục địa khống chế trên khu vực Đông Á, nên gió Đông Bắc khống chế cả lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam, ngoại trừ khu vực Tây Bắc hướng gió là Đông Nam. So với trường hoàn lưu có được từ số liệu ERA40 thì trường hoàn lưu được mô phỏng từ MM5 là khá phù hợp về hướng trên khắp lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam; điểm khác biệt duy nhất là độ lớn của tốc độ gió. Thật vậy, kết quả mô phỏng của MM5 (hình 3.1b) cho tốc độ gió mô phỏng lớn hơn ERA40 ở phía Đông lãnh thổ Việt Nam với cường độ gió lớn ở vùng ven biển miền Trung.

Trên mực 850mb (hình 3.2a, b), so với kết quả phân tích lại của ERA40, kết quả mô phỏng của MM5 cho thấy, trên các vùng khí hậu phía Bắc, trường dòng dòng khá phù hợp cả về hướng và tốc độ; còn trên các vùng khí hậu phía Nam, tốc độ gió khá phù hợp nhưng hướng gió mô phỏng của MM5 hơi lệch đông.



Hình 3.2: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b),
mức 850mb, giai đoạn 1982-2000

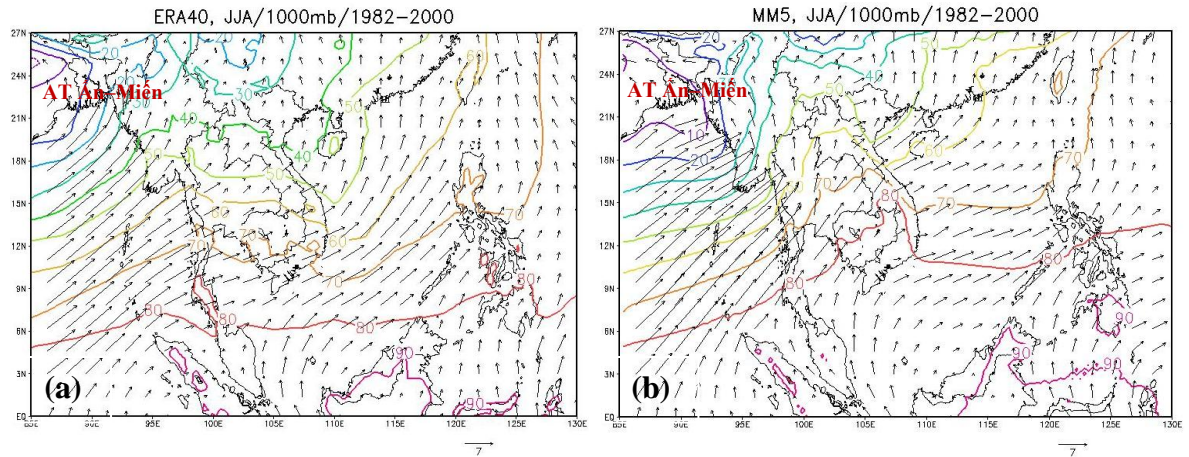
Trên mức 500mb (hình 3.3b), so với kết quả phân tích lại của ERA40, kết quả mô phỏng của mô hình MM5 cũng cho thấy, đới gió tây trên cao không chế khu vực phía Bắc và đới gió đông trên cao không chế khu vực phía Nam khá giống nhau, ngoại trừ ACCN của MM5 có phần yếu hơn so với kết quả phân tích lại của ERA40.



Hình 3.3: Trường hoàn lưu mùa đông của ERA40(a) và MM5(b),
mức 500mb, giai đoạn 1982-2000

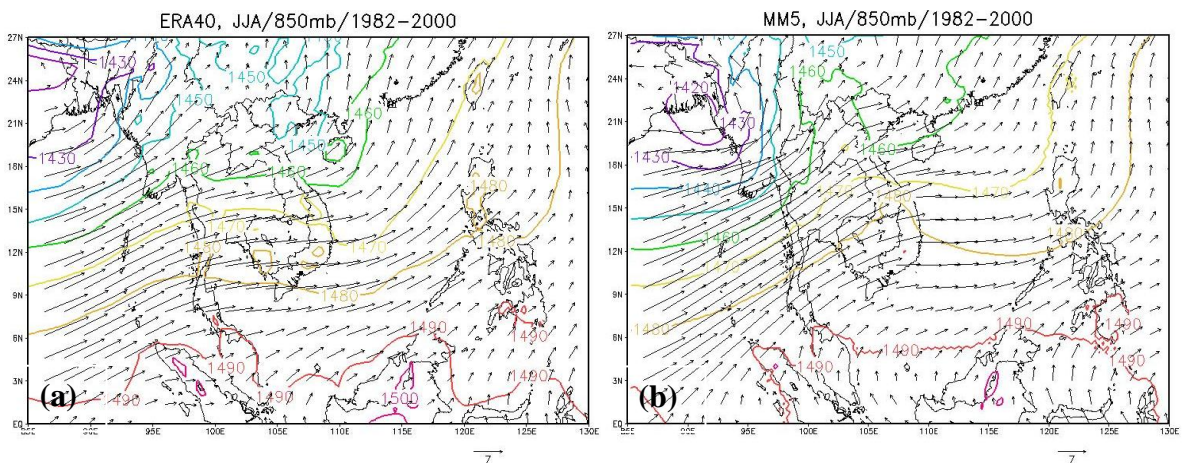
Trong các tháng mùa hè, gió trên mức 1000mb (hình 3.4a) thịnh hành hướng gió Tây Nam, so sánh trường hoàn lưu giữa kết quả mô phỏng của mô hình MM5 (hình 3.4b) và kết quả phân tích lại của ERA40 ta thấy, từ khu vực Bắc Trung Bộ trở vào, hướng gió giữa hai bên là khá tương đồng, nhưng tốc độ gió mô phỏng của

mô hình MM5 lớn hơn kết quả phân tích lại của ERA40 đáng kể; còn trên phần lãnh thổ phía Bắc, đặc biệt là khu vực Tây Bắc, gió mô phỏng của mô hình MM5 lệch tây hơn so với kết quả phân tích lại của ERA40. Các khu vực lân cận Việt Nam, cường độ gió Tây Nam mạnh ở phía Tây, đặc biệt lớn trên vịnh Bengal.



Hình 3.4: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b),
mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000

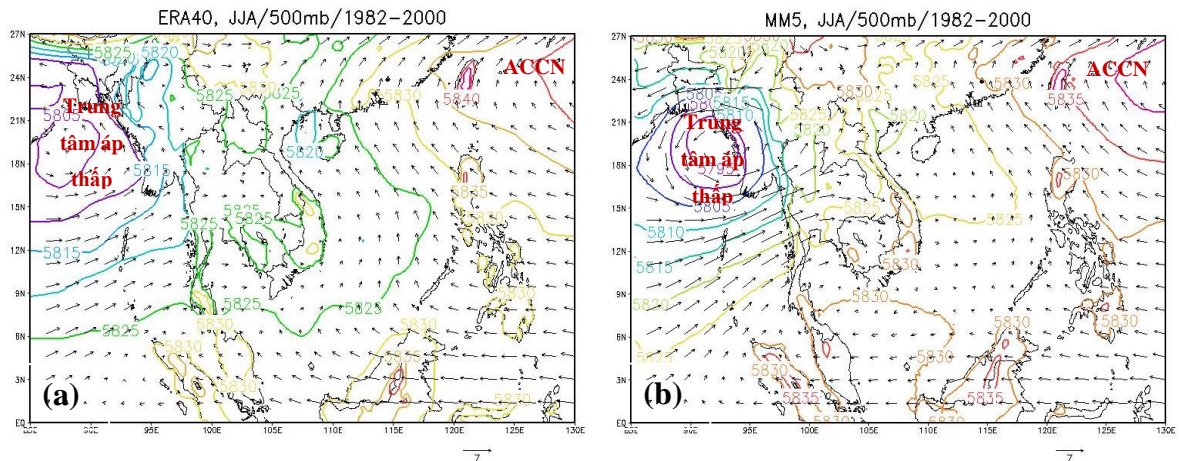
Ngoài ra, vào thời kỳ này, trên bản đồ phân tích lại ERA40, đã thấy rõ sự ảnh hưởng của áp thấp Ấn - Miến đến lãnh thổ phía Bắc Việt Nam, nhưng kết quả mô phỏng của MM5 thì cường độ áp thấp yếu và lệch về phía Nam nhiều hơn.



Hình 3.5: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b),
mực 850mb, giai đoạn 1982-2000

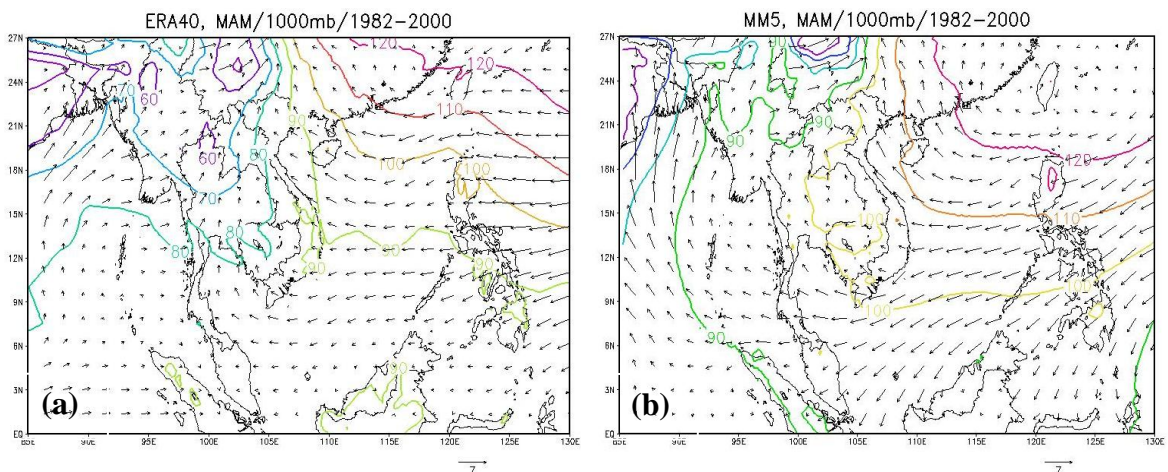
Trên mực 850mb (hình 3.5b), sự khác nhau về phân bố hướng gió trên các vùng khác nhau của kết quả mô phỏng từ mô hình MM5 và kết quả tính toán từ số

liệu phân tích lại ERA40 cũng tương tự như ở mức 1000mb, nghĩa là trên khu vực Tây Bắc, hướng gió mô phỏng của mô hình MM5 lệch tây hơn so với kết quả phân tích lại của ERA40. Thế nhưng, trên hầu khắp các khu vực còn lại của lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam, gió mô phỏng của mô hình MM5 có tốc độ lớn hơn so với kết quả phân tích lại của ERA40.



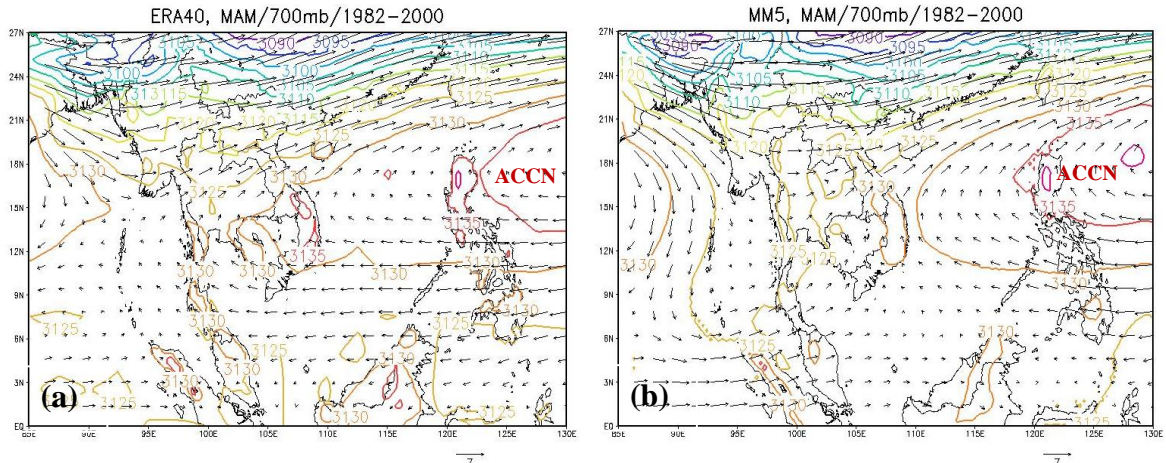
Hình 3.6: Trường hoàn lưu mùa hè của ERA40(a) và MM5(b),
mức 500mb, giai đoạn 1982-2000

Trên mức 500mb (hình 3.6b), gió Tây Nam theo kết quả mô phỏng của mô hình MM5 mạnh hơn, lấn sang phía Đông hơn với một trung tâm áp thấp mạnh hơn so với kết quả phân tích lại của ERA40. Còn kết quả phân tích lại của ERA40 lại thể hiện áp cao cận nhiệt đới mạnh hơn nên đới gió đông nam không chế phần lớn lãnh hải Việt Nam.



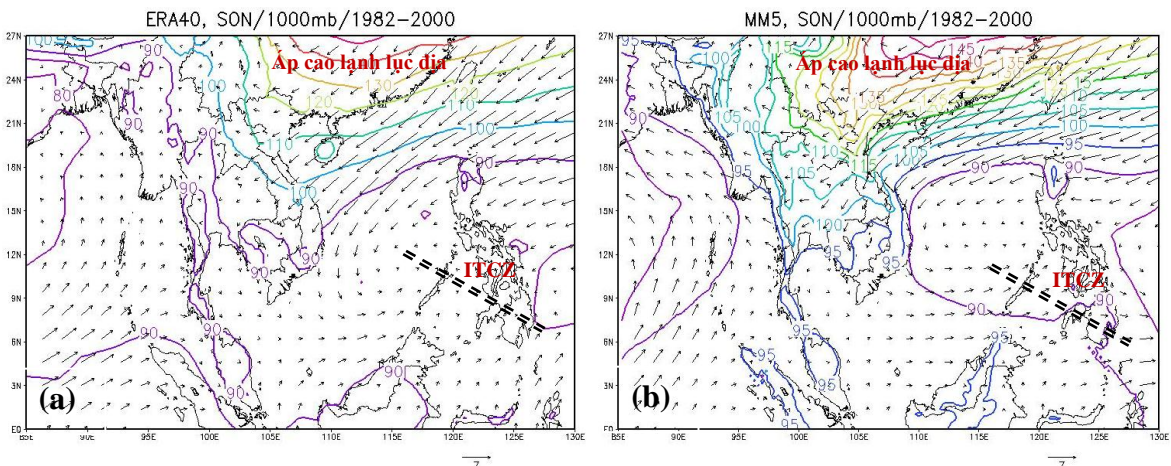
Hình 3.7: Trường hoàn lưu mùa xuân của ERA40(a) và MM5(b),
mức 1000mb, giai đoạn 1982-2000

Trong các tháng mùa xuân, tại mực 1000mb (hình 3.7a, b), ta có thể nhận thấy rằng, có sự phù hợp khá tốt về hướng gió giữa kết quả mô phỏng của MM5 với số liệu phân tích lại ERA40, nhưng tốc độ thì kết quả mô phỏng của mô hình MM5 mạnh hơn so với số liệu phân tích lại ERA40, đặc biệt là trên vùng Biển Đông.

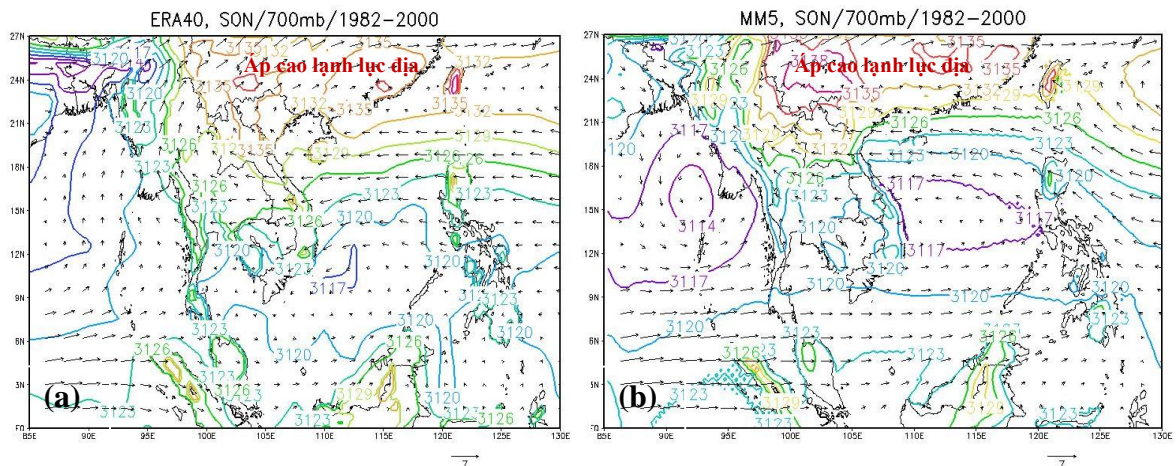


Hình 3.8: Trường hoàn lưu mùa xuân của ERA40(a) và MM5(b),
mực 700mb, giai đoạn 1982-2000

Trên mực 700mb (hình 3.8a, b), khu vực Việt Nam và lân cận, cũng như ở mực dưới, vẫn có sự phù hợp về hướng gió giữa kết quả mô phỏng của mô hình MM5 với số liệu phân tích lại ERA40, nhưng tốc độ lại gặp phải những sai số nhất định, đặc biệt là phần phía Nam của Việt Nam, số liệu phân tích lại ERA40 cho gió Đông thì kết quả mô phỏng của mô hình MM5 lại có gió Đông Nam, do áp cao cận nhiệt đới ở đây không lấn mạnh sang phía Tây như số liệu phân tích lại ERA40.



Hình 3.9: Trường hoàn lưu mùa thu của ERA40(a) và MM5(b),
mực 1000mb, giai đoạn 1982-2000



Hình 3.10: Trường hoàn lưu mùa thu của ERA40(a) và MM5(b),
mực 700mb, giai đoạn 1982-2000

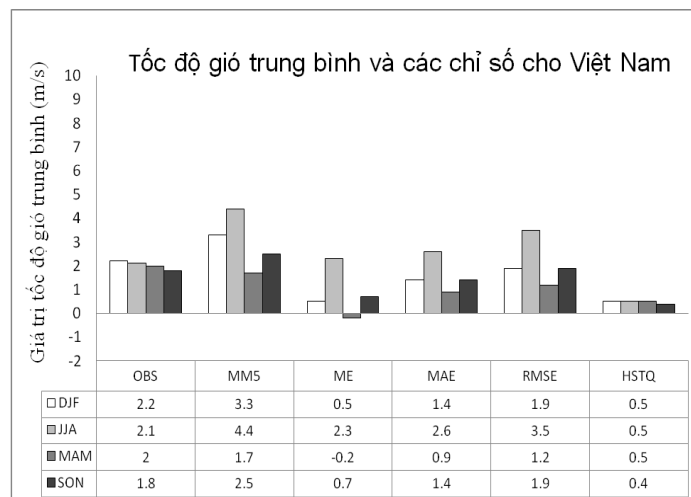
Trong các tháng mùa thu, tại mực 1000mb (hình 3.9b), ta có thể nhận thấy rằng, hướng gió mô phỏng của mô hình MM5 khá giống với hướng gió của số liệu phân tích lại ERA40 trên phần lớn lãnh thổ và lãnh hải Việt Nam; chỉ riêng khu vực Tây Bắc Bộ hướng gió có những sai khác đáng kể, đó là kết quả mô phỏng của mô hình MM5 có gió Đông Đông Bắc, trong khi số liệu phân tích lại ERA40 lại có gió Đông Nam. Về tốc độ gió, mô hình mô phỏng của MM5 cũng cho tốc độ lớn hơn số liệu phân tích lại ERA40 do áp cao lạnh lục địa mô phỏng của mô hình mạnh hơn số liệu ERA40.

Kết quả mô phỏng trường hoàn lưu mùa thu, mực 700mb được chỉ ra trên hình 3.10b. Từ hình 3.10bb ta có thể nhận thấy áp cao lạnh lục địa được mở rộng và mạnh hơn số liệu phân tích lại ERA40. Hướng gió thịnh hành ở phía Bắc chủ yếu là Đông Bắc, còn phía Nam là gió Tây có cường độ mạnh hơn ERA40.

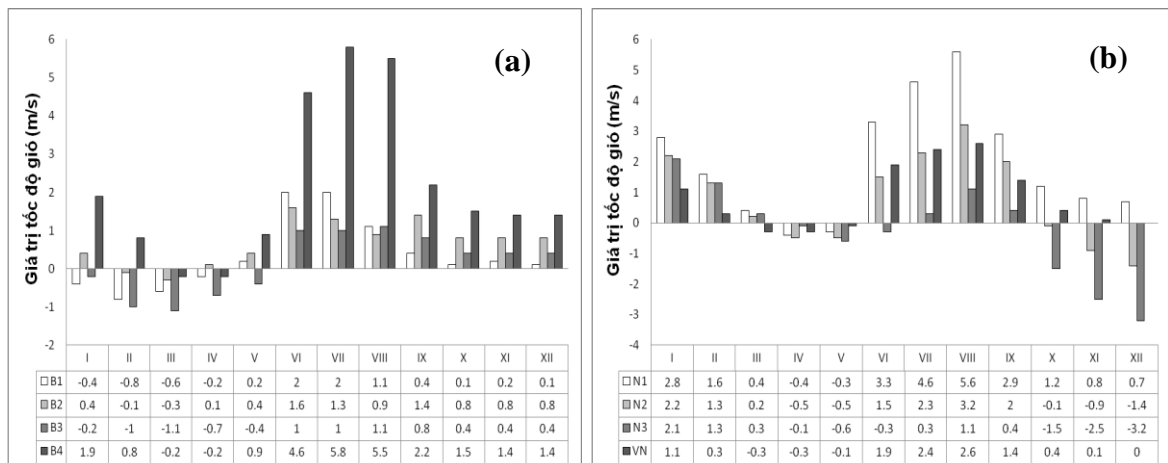
Tốc độ gió không những chịu sự chi phối bởi hoàn lưu, mà còn phụ thuộc vào địa hình khu vực. Trên lãnh thổ Việt Nam, tốc độ gió lớn nhất chỉ có ở vùng ven biển và hải đảo trong hai mùa chính đông và chính hè. Các vùng có địa hình phức tạp như Tây Bắc, tốc độ gió trung bình không cao, chỉ khoảng từ 1-2m/s; khu vực Tây Nguyên tốc độ gió trên 3m/s.

Khi tính trung bình trên lãnh thổ Việt Nam, giá trị tốc độ gió đều nhỏ hơn

3m/s. Tốc độ gió trung bình cũng biến đổi lớn giữa các tháng trong năm trên 7 vùng khí hậu. Miền khí hậu phía Bắc gồm vùng B1, B2, B3 và B4 (hình 3.12a), nhìn chung mô hình cho kết quả mô phỏng thấp vào các tháng 1 đến tháng 5 với chỉ số $ME < 0$, các tháng từ 6 đến 12 có xu thế ngược lại với $ME > 0$. ME lớn nhất tập trung các tháng chính hè và vùng B4. Miền khí hậu phía Nam, trừ N3 (hình 3.12b) xu thế $ME < 0$ trong mùa thu và lớn hơn không trong các mùa còn lại.



Hình 3.11: Kết quả đánh giá Vtb theo mùa cho Việt Nam



Hình 3.12: Biến trình của chỉ số ME cho miền khí hậu phía Bắc (a), phía Nam và Việt Nam (b), giai đoạn 1982-2000.

Vùng khí hậu cho kết quả mô phỏng Vtb kém nhất là B4 và N1, chỉ số MAE dao động 3,5-4,1m/s. Khu vực B3, N3 là các vùng đồng bằng, địa hình tương đối bằng phẳng, MAE tương đối nhỏ, dao động từ 1-2m/s. Cũng thuộc vùng có địa hình núi cao như N2, sai số mô phỏng tốc độ gió trung bình vùng B1 luôn lớn hơn vùng

N2. Trên toàn lãnh thổ Việt Nam (bảng 3.1), MAE dao động 1,8-2,8m/s, sai số giảm trong các tháng mùa xuân, tương đối cao trong các tháng hè - thu và rất lớn trong các tháng mùa đông.

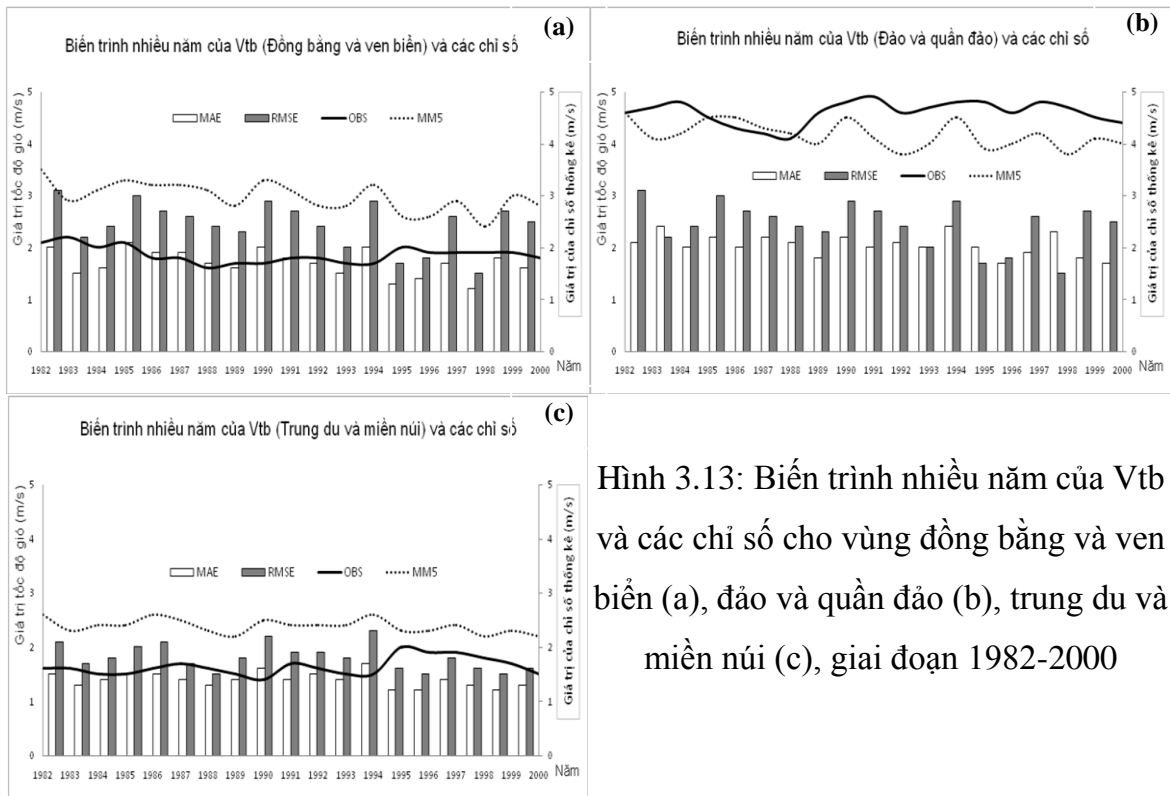
Bảng 3.1: Biến trình của chỉ số MAE cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam

MAE	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
B1	2,4	1,6	1,8	1,4	1,7	2	2,6	2,3	2,7	3,2	3,7	3,3
B2	1,9	1,6	2,0	2,8	2,7	2,4	2,4	2,5	2,1	2,4	2,2	1,7
B3	1,7	1,5	1,8	1,8	1,9	2,0	2,0	1,8	2,0	1,9	2,0	1,8
B4	3,5	2,9	3,0	3,2	3,4	3,1	3,0	2,9	3,3	3,9	4,1	3,9
N1	3,0	2,6	2,5	2,5	2,6	2,5	2,6	2,6	3,0	3,3	3,4	3,4
N2	1,6	1,6	2,2	2,4	1,7	1,4	1,4	1,5	1,3	1,3	1,3	1,2
N3	1,2	0,9	1,5	2,1	2,0	1,3	1,2	1,0	1,0	1,4	1,5	1,2
VN	2,3	1,8	2,1	2,2	2,3	2,2	2,4	2,2	2,3	2,7	2,8	2,6

Hình 3.13a, b, c chỉ ra phân bố không gian và thời gian của Vtb giai đoạn 1982-2000. Từ hình 3.13a, b, c ta có thể nhận thấy, kết quả mô phỏng Vtb cao hơn quan trắc và giảm dần từ biển vào đất liền. Sai số kết quả mô phỏng Vtb lớn nhất vùng biển và hải đảo với tốc độ 2,0m/s (hình 3.13b); vùng đồng bằng và ven biển là 1,7m/s (hình 3.13a); 1,4m/s thuộc vùng trung du và miền núi. Những năm cho sai số mô phỏng Vtb lớn nhất gồm các năm 1982, 1990 và 1994. Hiệu số RMSE và MAE giữa các vùng chênh lệch không cao, dao động 0,4m/s đến 0,8m/s.

Như vậy, mô hình đã nắm bắt được hướng gió chủ đạo trong bốn mùa ở mực thấp, nhưng mô phỏng chưa hợp lý về cường độ gió trong mùa đông và mùa hè. Các hệ thống thời tiết chính trong các mùa, mô hình có mô phỏng được, nhưng sai khác về cường độ cũng như vị trí thực tế của chúng.

Biến trình mùa và năm của Vtb, mô hình luôn mô phỏng cao hơn quan trắc trừ các tháng mùa xuân. Vùng B4 và N1 có sai số tốc độ gió trung bình lớn hơn các vùng còn lại. Trong đó, vùng cho kết quả mô phỏng tốt nhất là B3, N3 với chỉ số MAE dao động 1-2m/s; các vùng B1, B2, N2, chỉ số MAE khoảng 2-3m/s. HSTQ trong bốn mùa có giá trị không cao, thấp nhất vào mùa thu, các mùa còn lại giá trị này gần như tương đương nhau, đạt khoảng 0,5.



Hình 3.13: Biến trình nhiều năm của Vtb và các chỉ số cho vùng đồng bằng và ven biển (a), đảo và quần đảo (b), trung du và miền núi (c), giai đoạn 1982-2000

Tóm lại, mô hình MM5 có kỹ năng trong mô phỏng tốc độ gió trung bình cho vùng B3, N3, nhưng chưa có kỹ năng mô phỏng yếu tố này cho các vùng còn lại, đặc biệt là vùng B4 và N1 trong thời kỳ mùa đông. Nguyên nhân là do trong thời kỳ này, áp cao lạnh lục địa được mở rộng và cường độ mạnh hơn số liệu phân tích lại ERA40, kết hợp với địa hình phức tạp, gây nên sai số trong kết quả mô phỏng tốc độ gió trên vùng B4 và N1.

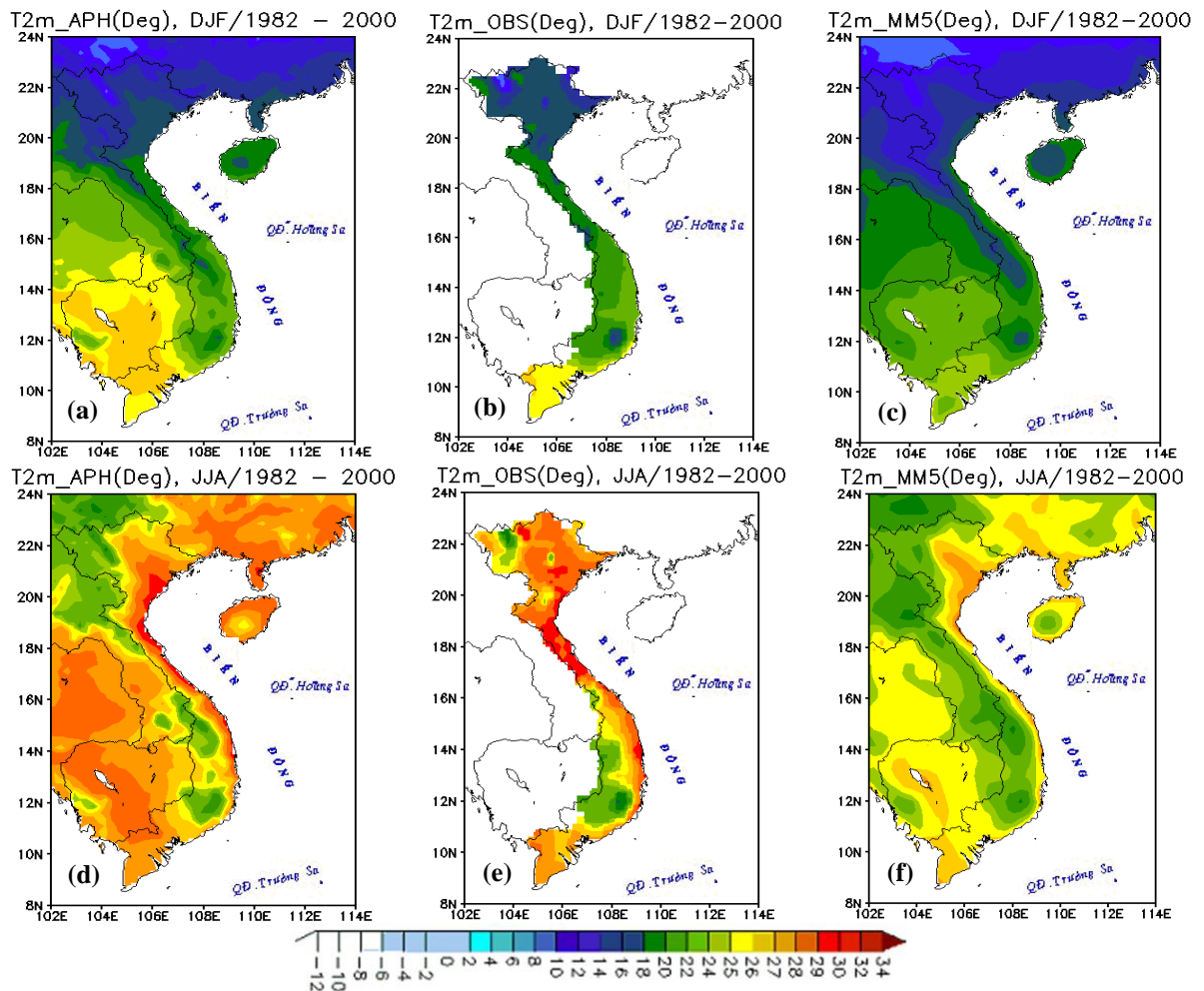
3.2 Nhiệt độ

Việt Nam có vị trí địa lý nằm trong vùng nội chí tuyến nên tổng lượng bức xạ mặt trời khá lớn, tổng số giờ chiếu nắng hàng năm từ 4300-4500 giờ và phân phối đều trong các tháng, dẫn đến chi phối mạnh mẽ nền nhiệt Việt Nam. Nhiệt độ có xu thế tăng từ Bắc vào Nam, vùng cao xuống thấp. Nhiệt độ tương đối thấp vào mùa đông, thấp nhất vào tháng 1 với trị số dao động từ 1° - 26° C; tương đối cao vào mùa hè, cao nhất vào tháng 7 với trị số dao động từ 10° - 30° C. Biến trình ngày của nhiệt độ đồng nhất giữa các khu vực, biên độ ngày của nhiệt độ đều trên 6° C. Biến trình năm của nhiệt độ không đồng nhất giữa các khu vực là do ảnh hưởng của điều kiện địa hình và hoàn

lưu. Nhiệt độ giảm trong các tháng 12 và tháng 1 ở phía Bắc vào mùa đông, nhưng nền nhiệt khá đồng nhất vào mùa hè. Biên độ năm của nhiệt độ khác nhau giữa các khu vực, 10^0-14^0C ở Bắc Bộ; 9^0-13^0C ở Bắc Trung Bộ; 4^0-8^0C ở Nam Trung Bộ; Tây Nguyên và 3^0-4^0C ở Nam Bộ. Nhìn chung, biên độ nhiệt miền Bắc dao động lớn hơn miền Nam, điều này là do miền Bắc chịu chi phối mạnh mẽ của hoàn lưu gió mùa Đông Bắc, trong khi miền Nam ảnh hưởng này là không đáng kể.

Trong các tháng mùa đông, xu thế mô phỏng nhiệt độ luôn thấp hơn quan trắc tại trạm và số liệu APH được dẫn ra trên hình 3.14. Từ hình 3.14c ta có thể nhận thấy, phần lãnh thổ phía Bắc, do ảnh hưởng của áp cao lạnh lục địa, nhiệt độ trung bình giảm khá mạnh, dao động từ 14^0-18^0C trên vùng B1, B2 và B3, từ 18^0-20^0C trên vùng B4. Vùng ven biển từ Đà Nẵng trở vào, nhiệt độ có xu thế tăng hơn miền khí hậu phía Bắc nhưng mức tăng không đáng kể. Trong khi, vùng Đồng bằng Nam Bộ, mô hình mô phỏng được từ 24^0-25^0C . Ngoài ra, một số trung tâm lạnh thuộc dãy Hoàng Liên Sơn và một số nơi ở biên giới Việt - Trung, đặc biệt là cao nguyên Lâm Đồng - Đà Lạt mô hình nắm bắt khá tốt, với nhiệt độ trung bình của các tâm từ 12^0-14^0C .

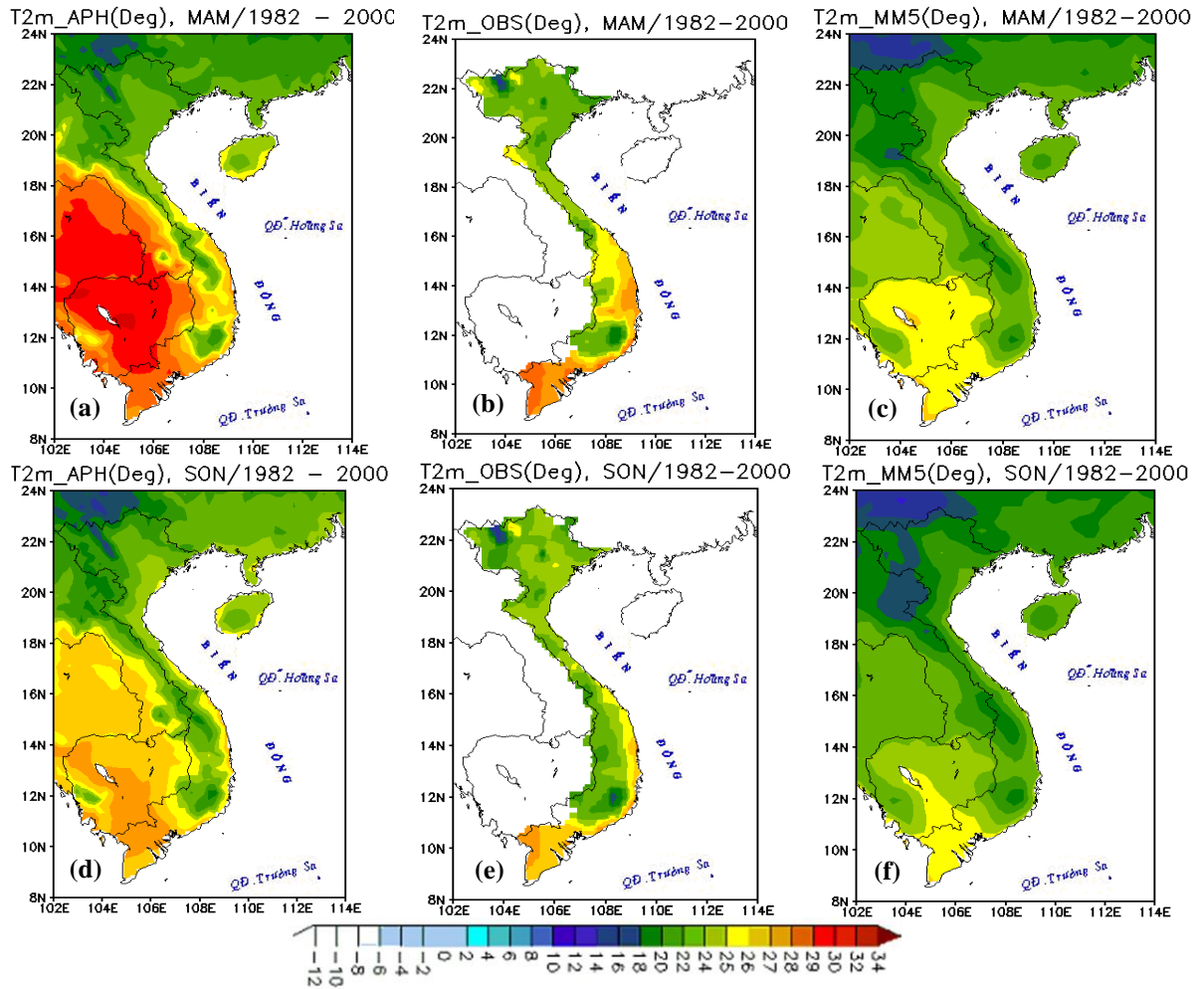
Các tháng mùa hè (hình 3.4b) cho thấy, kết quả mô phỏng hoàn lưu mực thấp thể hiện áp thấp Ấn - Miến chưa lấn sang phía Đông, đồng thời ở mực 500mb (hình 3.5b), ACCN có cường độ chưa mạnh, đưa đến trường nhiệt độ mô phỏng trong thời kỳ này thấp hơn quan trắc tại trạm và APH. Từ hình 3.14e ta thấy, nhiệt độ trung bình vùng Đồng bằng Bắc Bộ khoảng 28^0-29^0C , Đồng bằng Nam Bộ ở mức 27^0-28^0C . Riêng dải đồng bằng ven biển Trung Bộ, do ảnh hưởng của hiện tượng Phơn, nhiều khu vực nhiệt độ rất cao đạt ngưỡng từ 29^0-30^0C . Các vùng núi cao, nhiệt độ trung bình dưới 20^0C và khá đồng đều giữa các vùng. Trong đó, Tây Nguyên chỉ khoảng 18^0-19^0C , vùng núi phía Bắc dao động từ 19^0-20^0C . Mặc dầu vậy, kết quả mô phỏng trên hình 3.14f không thể hiện được dải nhiệt độ cao ở ven biển Trung Bộ, vùng Đồng bằng Bắc Bộ, Nam Bộ giảm so với quan trắc và APH xấp xỉ 1^0C . Khu vực Tây Nguyên, mô hình nắm bắt khá tốt về vị trí và cường độ tâm thấp thuộc Lâm Đồng - Đà Lạt, riêng vùng núi phía Bắc sai số nhiệt độ mô phỏng khá lớn.



Hình 3.14: Trường nhiệt độ trung bình mùa đông (a, b, c) và mùa hè (d, e, f), giai đoạn 1982-2000

Quy luật phân bố nhiệt độ theo vĩ độ chỉ thể hiện rõ trên bản đồ phân bố nhiệt độ mô phỏng tháng 1 (phụ lục A2), với ranh giới hai miền là vĩ tuyến 16°N . Nhiệt độ tăng dần từ Bắc vào Nam. Biên độ nhiệt giữa miền khí hậu Bắc và Nam chênh nhau 2°C . Trong khi quy luật phân bố nhiệt độ theo độ cao địa lí, có thể nhìn rõ trên bản đồ phân bố nhiệt độ mô phỏng tháng 7 (phụ lục A2). Nhiệt độ giảm theo độ cao địa hình, phía Tây luôn thấp hơn phía Đông. Độ chênh lệch nhiệt độ Đông - Tây khoảng hơn 1°C . Biên độ dao động nhiệt giữa tháng 1 và tháng 7 trên số liệu thực đo khoảng từ 8°C - 28°C [13], với mô hình mô phỏng được 6°C - 26°C . So với mùa đông, sự phân hóa nhiệt trong mùa hè khá lớn theo hướng Bắc - Nam và Đông - Tây.

Phân bố nhiệt độ trung bình mùa xuân và mùa thu được trích dẫn trên hình 3.15.

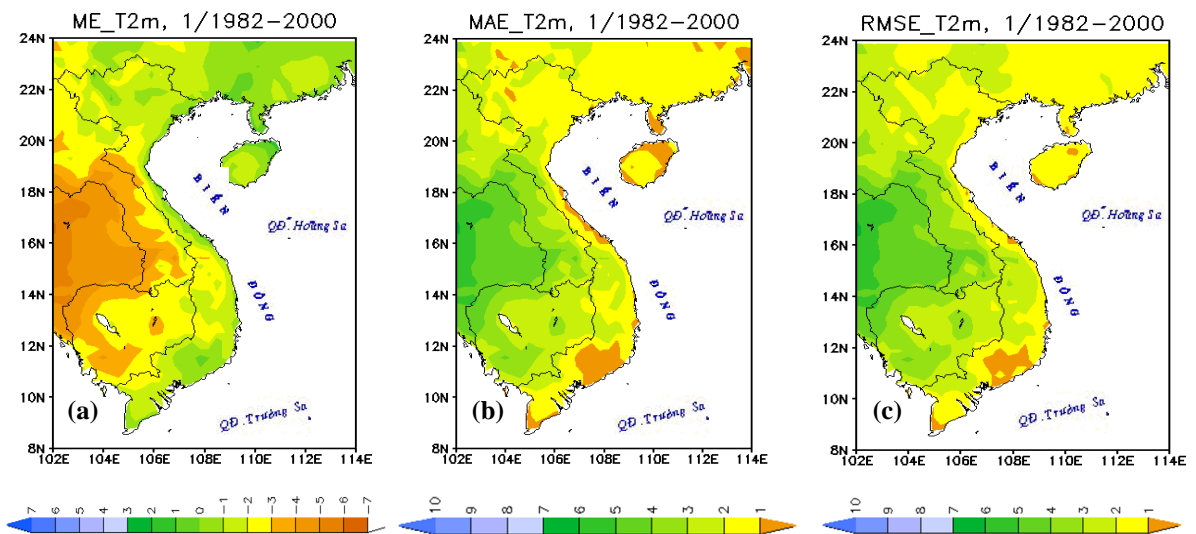


Hình 3.15: Phân bố nhiệt độ trung bình mùa xuân (a, b, c) và mùa thu (d, e, f), giai đoạn 1982-2000

Từ hình 3.15c ta thấy, nền nhiệt ở Nam Bộ cao nhất là vào mùa xuân, còn Bắc Bộ là mùa hè. Sự tăng nhiệt độ theo chiều Bắc - Nam trong mùa xuân tương tự như mùa đông. Nhiệt độ trung bình thực đo ở Nam Bộ đạt đến 28° - 29° C, Nam Trung Bộ là 26° - 27° C, tương ứng với kết quả mô phỏng của mô hình lần lượt cho hai vùng là 25° - 26° C và 22° - 24° C. Sai số nhiệt độ ở miền khí hậu phía Bắc so với quan trắc khoảng 1° - 2° C, phía Nam khoảng 2° - 3° C. Nguyên nhân một phần do vị trí của ACCN mực 500mb (hình 3.8b) không lấn mạnh sang phía Tây như số liệu phân tích ERA40, dẫn đến dòng giáng suy giảm, nền nhiệt độ bề mặt có xu thế nhỏ hơn.

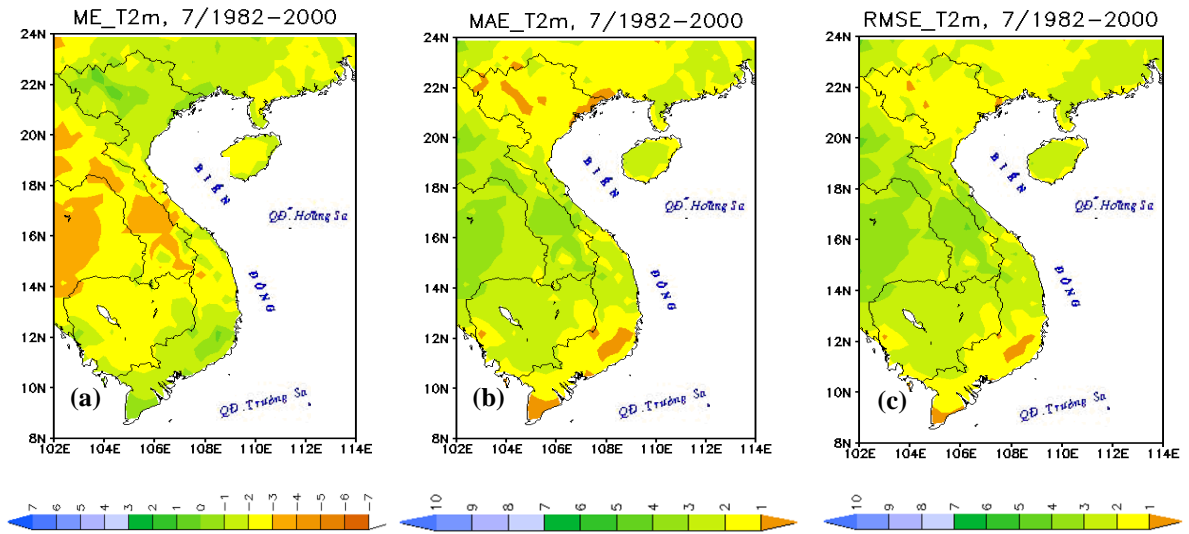
Trong các tháng mùa thu (hình 3.15d, e, f), cũng tương tự như mùa xuân, nhiệt độ tăng dần từ Bắc vào Nam. Thực tế cho thấy, vào mùa này, trên cả nước nền nhiệt

độ cũng khá cao, trung bình 25^0-26^0C (hình 3.15e), đặc biệt các ngày ảnh hưởng của ACCN kết hợp với một số đợt KKL khô từ phía Bắc tràn về, mang lại kiểu thời tiết hanh khô đặc trưng cho miền Bắc và thời kỳ nắng nóng xuất hiện ở miền Nam, nhiệt độ có thể lên tới 28^0-29^0C . Mặc dầu vậy, kết quả mô phỏng của mô hình (hình 3.15f) luôn thấp hơn quan trắc và APH khoảng 2^0-3^0C trên các vùng B1, B2, N1; 2^0C trên vùng N1, B4 và gần 1^0C trên vùng B3, N3.



Hình 3.16: Chỉ số ME, MAE, RMSE tính cho MM5 và APH, tháng 1/1982-2000

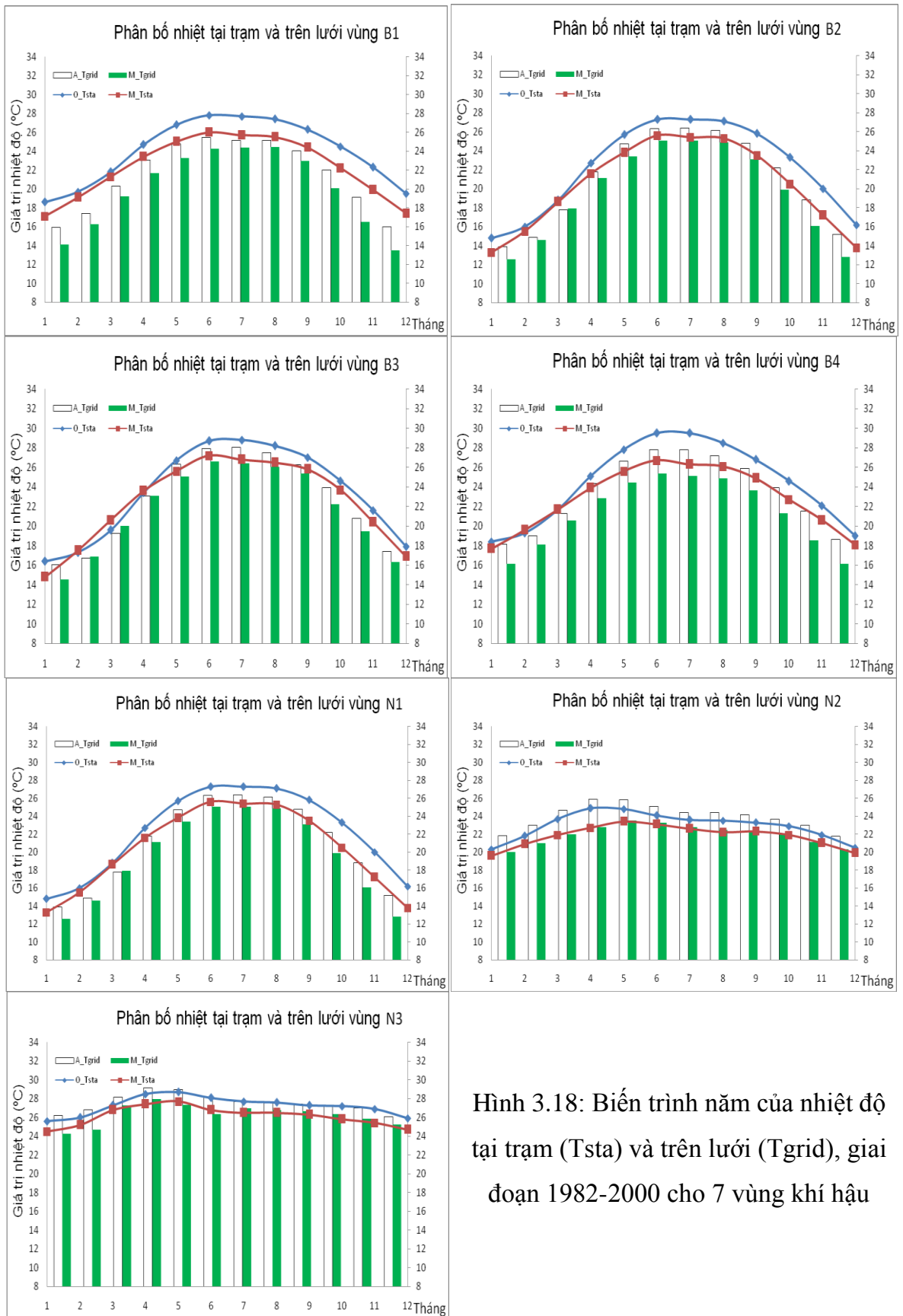
Để thấy rõ sai số của nhiệt độ mô phỏng so với APH, chúng tôi tiến hành tính các chỉ số ME, MAE, RMSE trên chuỗi số liệu lưới mô hình MM5 và APH. Hình 3.16a cho thấy rõ, nhiệt độ mô phỏng thiên thấp trên toàn khu vực do $ME < 0$ trên toàn miền. Sai số tuyệt đối trung bình (hình 3.16b) trên Việt Nam dao động 1^0-3^0C , phía tây cho sai số hơn phía Đông, mức độ chênh lệch theo chiều Đông - Tây khoảng 1^0C . Khu vực lân cận Việt Nam như Hạ Lào, Thái Lan, Campuchia, giá trị MAE rất lớn, khoảng 5^0-6^0C . Đặc biệt hơn cả là tâm lạnh thuộc cao nguyên Lâm Đồng - Đà Lạt, MAE đạt khoảng 1^0C , gần như không có sai số giữa mô phỏng và thực tế. Giá trị của RMSE (hình 3.16c) chênh lệch không nhiều so với MAE, có nghĩa sai số nhiệt độ mô phỏng tương đối ổn định và có hệ thống trên toàn vùng.



Hình 3.17: Chỉ số ME, MAE, RMSE tính cho MM5 và APH, tháng 7/1982-2000

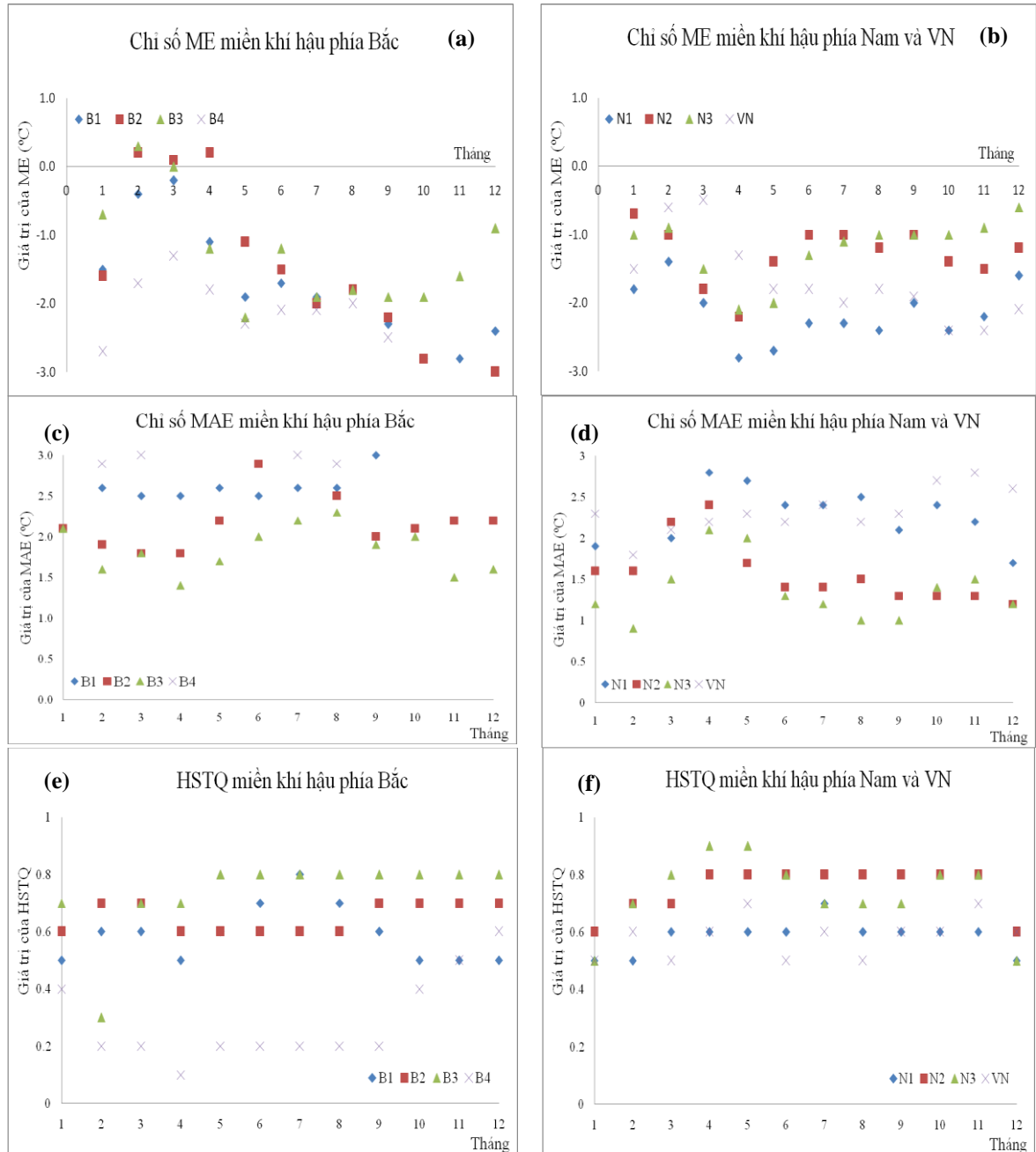
So với tháng 1, phân bố không gian của chỉ số ME, MAE, RMSE cho tháng 7 có những thay đổi lớn ở khu vực lân cận Việt Nam. Vùng Hạ Lào, Thái Lan, Campuchia giá trị MAE (hình 3.17b) có phần giảm hơn tháng 1 khoảng 1^0-2^0C . Trên lãnh thổ Việt Nam, sai số MAE và RMSE tập trung lớn nhất ở dải đất ven biển miền Trung, tăng hơn tháng 1 khoảng 1^0-2^0C . Tương tự như tháng 1, mức độ chênh lệch RMSE và MAE không quá lớn. Các tháng chuyển tiếp, đại diện là tháng 4 và 10, MAE và RMSE lớn nhất ở miền Trung, Tây Nguyên, Hạ Lào, Thái Lan và Campuchia. Đặc biệt, khu vực Thái Lan, MAE khoảng 6^0-7^0C trong tháng 4; 3^0-4^0C trong tháng 10.

Biến trình năm của nhiệt độ tại trạm và nút lưới cho 7 vùng khí hậu được dẫn ra trên hình 3.18. Từ hình 3.18, ta có thể nhận thấy rằng, nhiệt độ mô phỏng của mô hình luôn thấp hơn quan trắc và APH trong tất cả các tháng. Biến trình năm của nhiệt độ trên lưới và trên trạm khá tương đồng nhau về xu thế, nghĩa là O_Tsta, A_Tgrid cao hơn M_Tsta và M_Tgrid một cách hệ thống. Miền khí hậu phía Bắc, chênh lệch nhiệt độ giữa mô hình, quan trắc và APH chủ yếu vào mùa hè và mùa thu, đặc biệt vào mùa hè sai số khá lớn trên vùng B4.



Hình 3.18: Biến trình năm của nhiệt độ tại trạm (Tsta) và trên lưới (Tgrid), giai đoạn 1982-2000 cho 7 vùng khí hậu

Với miền khí hậu phía Nam, sai số tập trung vào mùa xuân, mùa đông sai số nhiệt độ nhỏ cả hai miền. So sánh biến đổi nhiệt độ giữa các vùng cho thấy, nhiệt độ mô hình mô phỏng tốt nhất trên vùng B3, N3; vùng B4, N1 cho kết quả mô phỏng xấu nhất, các vùng còn lại sự khác biệt không quá lớn giữa mô phỏng với thực tế.



Hình 3.19: Kết quả đánh giá tại điểm trạm đối với chỉ số ME, MAE và HSTQ cho miền khí hậu phía Bắc (a, c, e), miền khí hậu phía Nam và Việt Nam (b, d, f)

Hình 3.19 chỉ ra biến trình năm của chỉ số ME, MAE và HSTQ cho 7 vùng khí

hậu và Việt Nam. Nhìn chung, ME < 0 trên 7 vùng, có nghĩa nhiệt độ mô phỏng luôn thấp hơn quan trắc. ME lớn nhất đối với vùng B4 và N1, nhỏ nhất vùng B3 và N3, vùng còn lại khoảng $-0,1^{\circ}\text{C}$ đến $-0,2^{\circ}\text{C}$. Tương tự như ME, chỉ số MAE lớn nhất ở B4, N1; tương đối nhỏ ở B3 và N3, $1^{\circ}-2^{\circ}\text{C}$ cho các vùng còn lại. Ngoài ra, HSTQ (bảng 3.2) lớn nhất thuộc vùng khí hậu B3, N2, N3; nhỏ nhất trên vùng B4, N1; các vùng còn lại dao động từ 0,55 đến 0,70.

Bảng 3.2: Chỉ số HSTQ cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam tại điểm trạm

Chỉ số	B1	B2	B3	B4	N1	N2	N3	VN
HSTQ	0,61	0,70	0,87	0,44	0,55	0,75	0,90	0,70

Từ bảng 3.2 ta có thể rút ra được các nhận xét như sau: Vùng đồng bằng châu thổ, sai số nhiệt độ khoảng 1°C ; đồng bằng ven biển từ $2^{\circ}-3^{\circ}\text{C}$; vùng trung du và miền núi dao động từ $3^{\circ}-4^{\circ}\text{C}$; miền Nam thấp hơn miền Bắc gần 1°C ; trung bình trên toàn lãnh thổ Việt Nam sai số khoảng 2°C . Thêm vào đó, nhiệt độ mô phỏng luôn thấp hơn APH và quan trắc một cách có hệ thống, biên độ sai số không lớn. Điều đó gợi mở cho chúng ta có thể “**hiệu chỉnh thống kê**” sản phẩm mô hình.

Ngoài các chỉ số thống kê liên tục được trình bày ở trên, để xem xét khả năng mô phỏng nhiệt độ của mô hình, luận án có xem xét đến tần suất có điều kiện của nhiệt độ trong bốn tháng chính, đại diện cho bốn mùa đó là tháng 1, 4, 7 và 10. Trong đó, độ dài chuỗi là $n_{\text{obs}} = n_{\text{mod}} = 70 \text{ trạm} \times 19 \text{ năm} = 1330$ trường hợp. Do số liệu quan trắc không đầy đủ vì vậy số trường hợp $n_{\text{obs}} = n_{\text{mod}} \neq 1330$.

Phân bố bảng tần suất được mô tả như sau: Theo hàng ngang biểu diễn các ngưỡng của nhiệt độ quan trắc, hàng dọc biểu diễn ngưỡng nhiệt độ mô phỏng của mô hình. Đường chéo có tô màu là số trường hợp mà mô hình và quan trắc rơi vào nhiều nhất, gọi là tần suất “**trùng nhau**”. Phần dưới đường chéo là số trường hợp mô hình mô phỏng vượt quá khoảng nhiệt độ quan trắc, gọi là tần suất “**vượt ngưỡng**”. Phần trên đường chéo là số trường hợp mô hình dưới khoảng nhiệt độ quan trắc, gọi là tần suất “**dưới ngưỡng**”

Bảng 3.3: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	11-13	13-15	15-17	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
9-11	0,6	1,7	2,6	0,6	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6
11-13	0,4	3,4	5,8	3,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	12,8
13-15	0,2	2,5	5,6	5,9	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	15,0
15-17	0,7	0,6	4,6	8,4	1,8	0,3	0,0	0,0	0,0	16,4
17-19	0,1	0,7	2,5	5,6	3,8	1,8	0,1	0,1	0,0	14,8
19-21	0,0	0,1	0,8	2,9	5,0	3,4	0,6	0,2	0,0	13,0
21-23	0,0	0,0	0,0	0,4	2,0	2,1	3,0	1,8	0,0	9,1
23-25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	3,8	4,3	0,0	8,5
25-27	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	3,3	0,7	4,7
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Tổng	2,0	9,0	21,9	26,9	13,6	7,9	8,1	9,7	0,8	100,0

Kết quả tính toán tần suất có điều kiện và không điều kiện được dẫn ra trong bảng 3.3. Từ bảng 3.3 ta có thể nhận thấy, trong tháng 1 nhiệt độ thấp nhất quan trắc được là 9°C và cao nhất khoảng $27^{\circ}\text{--}29^{\circ}\text{C}$. Số trường hợp nhiệt độ dưới 15°C chiếm 32,9%, trên 25°C chiếm 10,5%, 56,6% rơi vào khoảng nhiệt độ $15^{\circ}\text{--}25^{\circ}\text{C}$. Phân tích chi tiết hơn, số trường hợp “trùng nhau” (phần đường chéo tô màu) chiếm 27,4%, số trường hợp mô phỏng “dưới ngưỡng” chiếm 60,7%, “vượt ngưỡng” chiếm 11,9%.

Như vậy, 60,7% số trường hợp mô hình mô phỏng nhiệt độ nhỏ hơn thực tế quan trắc được, trong số đó có 16,4% rơi vào khoảng nhiệt độ $15^{\circ}\text{--}17^{\circ}\text{C}$, 15% rơi vào khoảng $13^{\circ}\text{--}15^{\circ}\text{C}$. Khoảng từ $17^{\circ}\text{--}21^{\circ}\text{C}$ là khoảng nhiệt độ mà mô hình mô phỏng tương đối đều nhau. Tuy nhiên, ngưỡng nhiệt trên 27°C thì gần như mô hình chỉ nắm bắt đúng một trường hợp.

Bảng 3.4: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 4, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
19-21	0,6	0,4	1,7	3,5	2,8	0,0	0,0	8,8
21-23	0,4	0,6	4,2	11,7	7,0	1,2	0,1	25,2
23-25	0,2	2,1	4,6	17,4	8,4	4,8	0,3	37,8
25-27	0,0	0,3	0,3	5,9	5,9	11,7	1,9	25,9
27-29	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	1,0	1,1	2,3
29-31	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Tổng	1,1	3,4	10,7	38,6	24,1	18,6	3,4	100,0

Tháng 4 là thời gian chuyển tiếp mùa xuân sang mùa hè, nền nhiệt ở Việt Nam có xu thế tăng lên. Khoảng nhiệt độ mà mô hình nắm bắt tốt từ 21⁰-27⁰C, chiếm 27,5%, dưới 21⁰C chiếm phần tỷ trọng lớn hơn nhiều so với trên 27⁰C. Hầu như mô hình nắm bắt tốt đối với các khoảng nhiệt độ thấp, trong khi quan trắc rơi vào khoảng nhiệt độ cao hơn. Số trường hợp mô hình mô phỏng tốt nhất trong ngưỡng 23⁰-25⁰C với 190 trường hợp, tương ứng với tần suất 17,4%, xấu nhất trên ngưỡng 27⁰C tương ứng với tần suất 1,0%. Bảng 3.4 chỉ rõ, số trường hợp “trùng nhau” chiếm 28,5%, số trường hợp mô phỏng “vượt ngưỡng” chiếm 15,4%; 56,1% số trường hợp mô phỏng “dưới ngưỡng”.

Đại diện cho các tháng mùa hè là tháng 7, nền nhiệt trên cả nước đã tăng rất cao, thậm chí những nơi nhiệt độ trên 34⁰C như Tương Dương (Nghệ An). Hơn nữa, theo phân tích và đánh giá ở trên, nhiệt độ mô phỏng thấp hơn quan trắc thực tế khi tính trung bình trên toàn Việt Nam và điều này cũng được thể hiện rõ trên bảng 3.5. Đó là số trường hợp nhiệt độ mô phỏng chủ yếu rơi vào khoảng nhiệt độ thấp, trong khi quan trắc thường nằm trong khoảng nhiệt độ cao hơn. Khoảng nhiệt độ mà cả mô hình và quan trắc trùng nhau nhiều nhất từ 25⁰-27⁰C, tương ứng với tần suất 23% (258 trường hợp). Ngưỡng nhiệt độ trên 29⁰C, mô hình hầu như không mô phỏng được. So với tháng 1 và tháng 4, số trường hợp “trùng nhau” của tháng 7 có

tỷ trọng lớn hơn, chiếm 44,5%, số trường hợp “dưới ngưỡng” chiếm 30,8% và số trường hợp “trên ngưỡng” chiếm 24,6%.

Bảng 3.5: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 7, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
21-23	2,9	3,4	3,4	3,5	0,4	0,0	13,6
23-25	0,9	1,4	3,9	8,5	1,8	0,0	16,5
25-27	0,2	0,4	1,9	23,0	12,9	0,0	38,4
27-29	0,2	0,6	0,0	11,6	14,0	0,4	26,8
29-31	0,0	0,1	0,0	1,3	3,2	0,2	4,7
Tổng	4,1	6,0	9,2	47,9	32,3	0,5	100,0

Bảng 3.6: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 10, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
15-17	0,0	0,2	0,9	0,9	0,0	0,0	1,9
17-19	0,6	0,4	2,6	4,7	0,6	0,0	9,1
19-21	0,4	0,5	3,3	13,4	3,5	0,0	21,1
21-23	0,1	0,3	3,7	14,1	9,9	0,0	28,0
23-25	0,0	0,4	0,5	5,4	11,9	1,8	20,1
25-27	0,0	0,0	0,0	0,9	11,5	7,4	19,8
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Tổng	1,1	1,8	11,1	39,3	37,4	0,0	100,0

Tháng 10 là thời gian chuyển tiếp mùa hè sang mùa đông, nên nhiệt ở Việt Nam vẫn còn khá cao. Do đó, nhiệt độ mô phỏng vẫn có xu thế dịch về ngưỡng nhiệt độ cao. Khoảng nhiệt mô hình cho kết quả mô phỏng tốt nhất từ 25⁰-27⁰C, nhưng thường bỏ sót trên ngưỡng nhiệt độ này, tần suất “trùng nhau” chiếm 21,8%, “dưới ngưỡng” chiếm 75,6 % và “trên ngưỡng” chiếm 2,6%. Như vậy, so với các tháng ở trên, tháng 10 cho nhiệt độ mô phỏng “dưới ngưỡng” nhiều nhất.

Thông kê tần suất nhiệt độ cho 4 tháng đại diện cho bốn mùa trong năm chỉ ra trong bảng 3.7. Từ bảng 3.6 cho ta thấy, số trường hợp “trùng nhau” chiếm 30,6%, “dưới ngưỡng” chiếm 55,8%, “vượt ngưỡng” chiếm 2,6%, khoảng nhiệt độ mô hình năm bắt tốt nhất từ 17⁰-27⁰C. Điều đó khẳng định thêm rằng, mô hình MM5 luôn mô phỏng nhiệt độ thấp hơn quan trắc một cách hệ thống.

Bảng 3.7: Tổng kết tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, 4, 7 và 10

Tháng	Trùng nhau	Dưới ngưỡng	Vượt ngưỡng	Khoảng nhiệt độ mô phỏng tốt nhất
1	27,4%	60,7%	11,9%	17 ⁰ C -19 ⁰ C
4	28,5%	56,1%	15,4%	23 ⁰ C -25 ⁰ C
7	44,5%	30,8%	24,6%	25 ⁰ C -27 ⁰ C
10	21,8%	75,6%	2,6%	25 ⁰ C -27 ⁰ C
Trung Bình	30,6%	55,8%	13,6%	17 ⁰ C - 27 ⁰ C

Tương tự cách làm trên, luận án thực hiện so sánh kết quả mô phỏng của mô hình với nguồn số liệu APH. Trong đó, số điểm lưới theo kinh độ là 103 và số điểm lưới theo vĩ độ là 142. Mỗi nút được xem như là một điểm trạm, những nút lưới có giá trị bằng -99,9 sẽ được loại bỏ trong quá trình phân loại, dẫn đến số trường hợp sẽ bị giảm đi rất nhiều.

Bảng 3.8 được tổng kết từ các bảng phân bố tần suất nhiệt độ cho tháng 1, 4, 7 và 10 (phụ lục C1, C2, C3, C4) của MM5 và APH. Từ bảng 3.8 chỉ rõ, tần suất “vượt ngưỡng” chiếm 13,8%, “dưới ngưỡng” chiếm 53,5%, “trùng nhau” chiếm 32,7%. Khoảng nhiệt độ mô hình năm bắt tốt nhất là 15⁰-27⁰C. Tháng 7 cho kết quả mô phỏng nhiệt độ trùng với quan trắc nhiều nhất, ít nhất là tháng 10, tháng 4 lớn hơn tháng 1 không đáng kể.

Như vậy, qua các phân tích ở trên, mô hình MM5 luôn cho xu thế mô phỏng nhiệt độ thấp hơn quan trắc và APH có hệ thống. Sai số lớn nhất tập trung vùng B4 và N1, nhỏ nhất vùng B3 và N3, các vùng trung du và miền núi mức độ sai số dao động từ 1,6⁰-2,4⁰C, miền Nam thấp hơn miền Bắc 1,2⁰C. Miền khí hậu phía Bắc sai

số tập trung vào mùa hè và mùa thu, miền khí hậu phía Nam tập trung vào các tháng mùa xuân, trong khi mùa đông mức độ sai số có phần giảm đi trên cả hai miền. Ngoài ra, khoảng nhiệt độ mô hình mô phỏng tốt nhất trong tháng 1 là 15°C - 19°C , tháng 4 là 23°C - 25°C , tháng 7 và tháng 10 là 25°C - 27°C . Mức độ chênh lệch kết quả đánh giá trên hai nguồn số liệu APH và OBS không đáng kể khi so sánh với kết quả mô phỏng nhiệt của MM5. Vì vậy, có thể sử dụng APH như số liệu quan trắc thực để so sánh với kết quả mô phỏng của các RCM.

Bảng 3.8: Tổng kết tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, 4, 7 và 10

Tháng	Trùng nhau	Dưới ngưỡng	Vượt ngưỡng	Khoảng nhiệt mô phỏng tốt nhất
1	26,0%	67,0%	7,0%	15°C - 17°C
4	37,6%	54,4%	8,0%	23°C - 25°C
7	49,6%	38,9%	11,5%	25°C - 27°C
10	17,6%	81,2%	1,2%	25°C - 27°C
TB	32,7%	53,5%	13,8%	15°C - 27°C

3.3 Lượng mưa

Mưa là yếu tố biến động mạnh theo không gian và thời gian. Sự hình thành mưa phụ thuộc vào nhiều quá trình phức tạp trong mô hình như: Quá trình tích lũy ẩm mực thấp, quá trình thăng lên của không khí ẩm, quá trình đối lưu sinh ra khi mặt đệm bị đốt nóng ,.... Tất cả các quá trình này được mô tả qua các sơ đồ vật lý trong mô hình như ảnh hưởng của mặt đệm đến mưa được diễn giải trong sơ đồ đất, quá trình thăng lên của không khí ẩm và tác động của đối lưu trở lại môi trường thể hiện trong các sơ đồ CPS. Tuy nhiên, ảnh hưởng lớn đến kết quả mô phỏng mưa vẫn là các sơ đồ CPS. Trong đó, sơ đồ đối lưu được thử nghiệm là sơ đồ Grell, đặc điểm của loại sơ đồ này đã được trình bày chi tiết trong chương 2 của luận án.

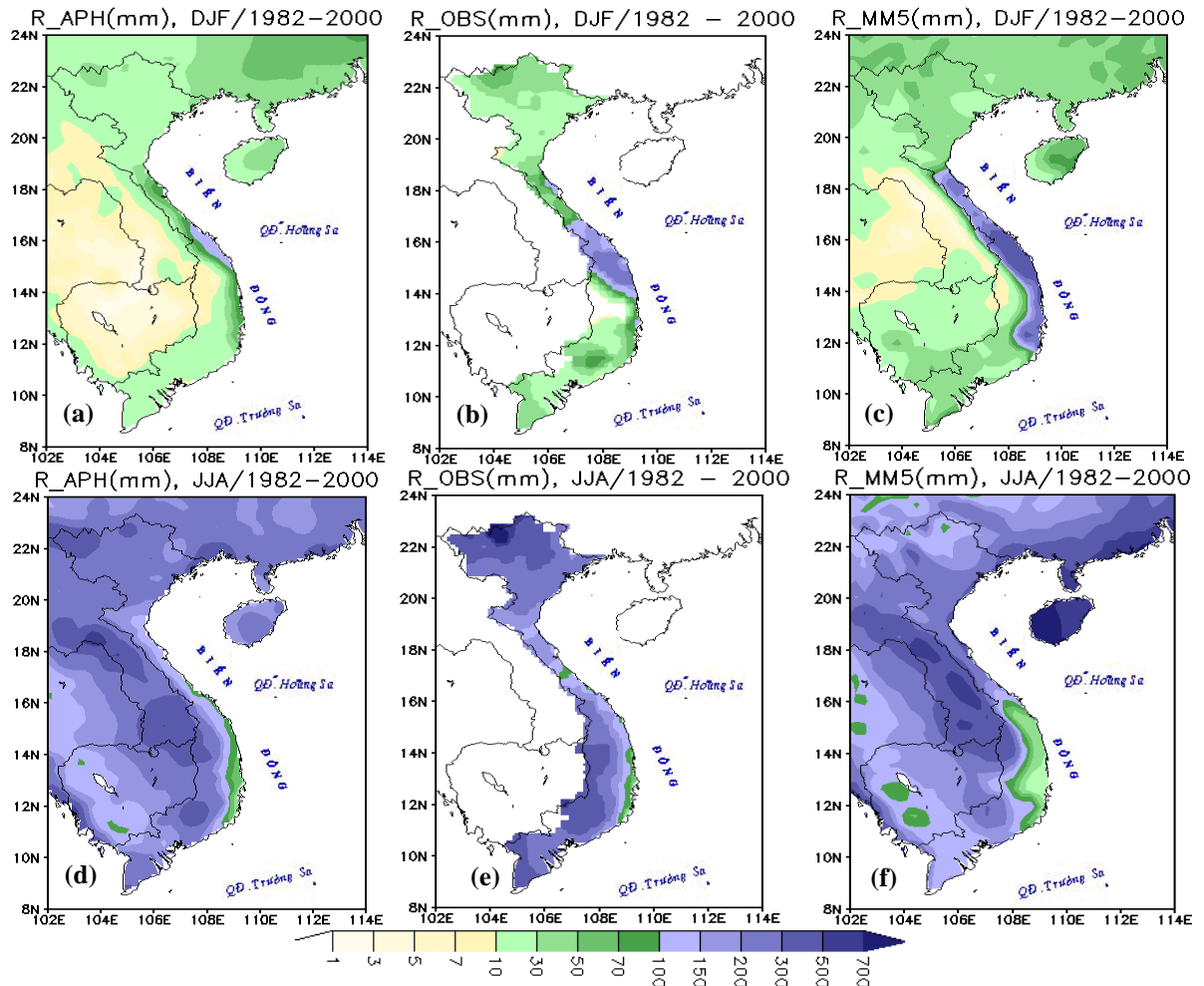
Việt Nam là nước có khí hậu nhiệt đới gió mùa, vị trí địa lý của lãnh thổ nằm trong vùng chí tuyến Bắc và chịu ảnh hưởng sâu sắc của biển. Do đó, phân bố của lượng mưa năm thay đổi theo mùa và phụ thuộc lớn vào địa hình, đặc biệt là các hệ thống núi cao. Nhìn chung, lượng mưa năm của miền Bắc vượt trội hơn miền Nam,

trung bình 700-5000mm và có sự phân bố không đồng đều trong các tháng. Do ảnh hưởng của không khí vùng biển ấm nên lượng ẩm cung cấp cho khu vực khá lớn, địa hình phức tạp dẫn đến trên toàn lãnh thổ có rất nhiều trung tâm mưa, trong đó phải kể đến các tâm mưa như: Sìn Hồ (Lai Châu), Sa Pa (Lào Cai), Bắc Quang (Hà Giang), Móng Cái (Quảng Ninh), Tam Đảo (Vĩnh Phúc), Kỳ Anh (Hà Tĩnh), Nam Đông (Thừa Thiên Huế), Trà My (Quảng Nam), Ba Tơ (Quảng Ngãi), Bảo Lộc (Lâm Đồng), Phú Quốc (Kiên Giang). Mùa mưa thường bắt đầu từ tháng 4-5 và kết thúc tháng 10, 11-12 (trừ khu vực N1 bắt đầu từ tháng 8-9).

Trong các tháng chính đông (hình 3.20a, b, c) thể hiện xu thế phù hợp vùng mưa và ít mưa giữa kết quả mô phỏng với APH và OBS như: Vị trí vùng mưa khu vực ven biển miền Trung, vùng ít mưa ở Hạ Lào, Campuchia, Thái Lan, cực bắc Tây Nguyên, Bắc Bộ và Nam Bộ. Hơn nữa, trên kết quả mô phỏng trường hoàn lưu vào thời kì này, trên cả nước chịu ảnh hưởng của gió mùa đông bắc và tín phong nên rất ít mưa. Hầu hết trên 7 vùng khí hậu, lượng mưa không vượt quá 300mm. Một số khu vực thuộc Tây Bắc, phía Tây Thanh Hóa-Nghệ An, Tây Nguyên, Nam Bộ lượng mưa dưới 70mm. Ngoại trừ, ven biển Trung Bộ tổng lượng mưa đạt khoảng 150-200mm do chịu tác động của dãy núi Trường Sơn. Khu vực Thừa Thiên Huế, Đà Nẵng lượng mưa đạt khoảng 300-500mm, trong khi ở vùng biên giới Việt-Hà Lào lượng mưa chỉ đạt dưới 30mm.

Thời kỳ mùa hè là thời gian trọng điểm hoạt động của gió mùa hè, quyết định đến sự phân bố mưa trên toàn lãnh thổ Việt Nam. Hình 3.20d, e, f biểu thị phân bố tổng lượng mưa trong 3 tháng mùa hè. Có thể nhận thấy trên hình 3.20f rằng, do tác động của dãy Trường Sơn, lượng mưa mùa hè giảm ở sườn đông thuộc ven biển Trung Bộ, từ Nghệ An đến Ninh Thuận, với tổng lượng mưa dưới 500mm. Tuy nhiên, khu vực tiếp giáp với biên giới Trung Quốc, biên giới Việt - Lào, Tây Nguyên, cực nam của Nam Bộ là những khu vực tập trung mưa lớn nhất, dưới 700mm. Một điểm có sự khác biệt rõ giữa kết quả mô phỏng và quan trắc cũng như APH, khu vực ít mưa nhất trong tháng mùa hè chính là Phan Rang-Phan Thiết thuộc Nam Trung Bộ, lượng mưa dao động 10-30mm. Mặc dầu, về diện mưa được mở

rộng nhiều hơn, có nghĩa là phù hợp về lượng nhưng sai số về diện.

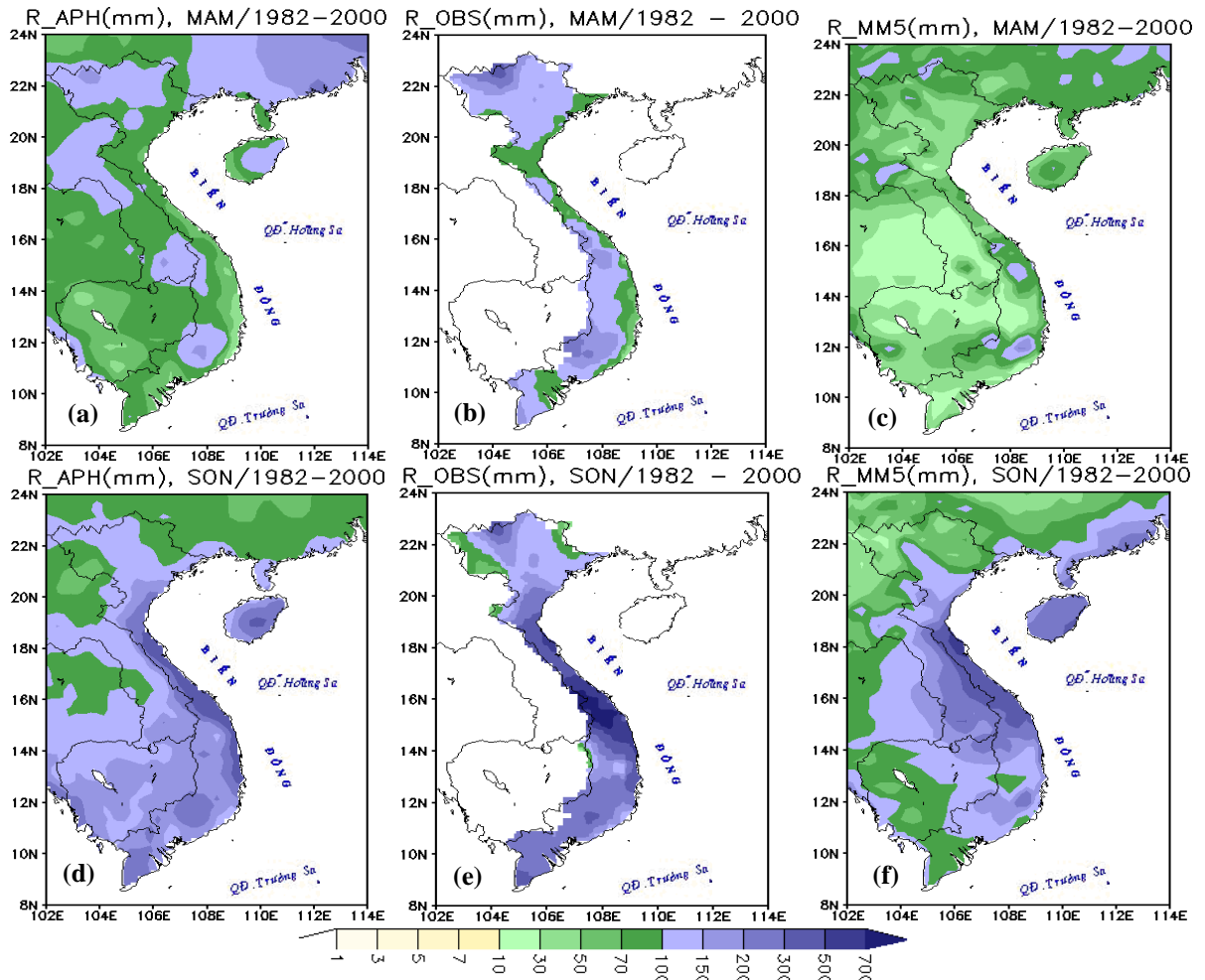


Hình 3.20: Phân bố tổng lượng mưa ba tháng mùa đông (a, b, c) và mùa hè (d, e, f), giai đoạn 1982-2000

Tuy nhiên, các tâm mưa lớn thuộc nam Tây Nguyên, trung tâm mưa Hà Tĩnh, thuộc sườn đông của dãy Trường Sơn, mô hình có nắm bắt được vị trí nhưng sai số về lượng. Các trung tâm mưa còn lại, dường như bị là trơn trên độ phân giải 36km.

So với các tháng mùa hè, mức độ chênh lệch giữa mưa mô phỏng và thực tế trong các tháng mùa đông là không đáng kể, trừ vùng ven biển Trung Bộ. Diễn biến mưa trên 7 vùng khí hậu phụ thuộc lớn vào điều kiện địa hình, đặc biệt ảnh hưởng của dãy núi Trường Sơn trong thời kỳ mùa đông và mùa hè, dẫn đến lượng mưa mô phỏng phía Đông và Tây Trường Sơn có sai khác về lượng so với số liệu quan trắc được.

Trong các tháng mùa xuân (hình 3.21a, b, c), mô hình cho kết quả mô phỏng mưa thấp hơn OBS và APH trung bình cả nước gần 50mm. Trên nguồn số liệu quan trắc (hình 3.21b), các vùng mưa lớn tập trung ở Bắc Bộ, phía tây Trung Trung Bộ, Tây Nguyên và Nam Bộ với tổng lượng mưa dưới 200mm, với mô hình cho lượng mưa khoảng 100mm.



Hình 3.21: Phân bố tổng lượng mưa ba tháng mùa xuân (a, b, c) và mùa thu (d, e, f), giai đoạn 1982-2000

Các tháng mùa thu (hình 3.21d, e), lượng mưa chủ yếu bị chi phối bởi các hình thể synop như KKL, ITCZ và XTND và sự kết hợp giữa chúng. Trong đó, khu vực chịu ảnh hưởng các hệ thống thời tiết trên là Trung Bộ và Nam Trung Bộ, do đó lượng mưa ở đây có xu thế vượt trội hơn các vùng khác. Tổng lượng mưa trên khu vực này dao động 500-700mm, trong khi mô hình chỉ mô phỏng ở mức 300-500mm

(hình 3.21f). Khu vực lân cận Việt Nam như Hạ Lào, phía Bắc Campuchia và phía Đông Thái Lan, mô hình nắm bắt được cả diện và lượng mưa, riêng khu vực Tây Bắc, Tây Nguyên và Nam Trung Bộ nắm bắt được diện mưa nhưng có sai số đáng kể về lượng.

Qua phân tích kết quả mô phỏng trường mưa cho bốn mùa chỉ rõ, các tháng mùa mưa (từ tháng 5-10), mô hình có xu thế mô phỏng lượng mưa thấp hơn quan trắc và tình hình diễn ra ngược lại trong các tháng mùa khô (từ tháng 11-4). Một số tâm mưa lớn mô hình có thể nắm bắt được nhưng có sai số về lượng. Các tháng chính đông và chính hè mức độ chênh lệch giữa kết quả mô phỏng mưa mô hình và quan trắc nhỏ hơn các tháng mùa xuân và mùa thu, đặc biệt sai số rất lớn trong mùa thu. Khu vực lân cận Việt Nam, như Lào, Campuchia và Thái Lan, mô hình nắm bắt được diện mưa và sai số khá nhỏ về lượng.

Để đánh giá chính xác hơn về diện mưa mô phỏng của mô hình so với thám sát, luận án có xem xét đến hai chỉ số FBI và TS trong các tháng và theo các ngưỡng mưa khác nhau và chia thành hai nhóm. Nhóm 1 là các tháng mùa khô với các ngưỡng mưa 10, 20, 40, 60, 80 và 100mm (bảng 3.9). Nhóm 2 là các tháng mưa với các ngưỡng mưa 80, 100, 150, 200, 250 và 300mm (bảng 3.10). Trong đó có 2 ngưỡng đặc biệt: Ngưỡng 100mm là được sử dụng để phân biệt mùa mưa và mùa khô; ngưỡng 40mm để phân biệt có hạn hán hay không.

Các tháng mùa mưa, ở tất cả các ngưỡng mưa, một xu thế chung cho thấy mô hình luôn cho diện mưa mô phỏng nhỏ hơn diện mưa quan trắc, thể hiện giá trị của chỉ số $FBI < 1$. Tháng có chỉ số FBI tốt nhất là tháng 6, 7 và 8; xấu nhất trong tháng 5, 9 và 10. Tương tự với xu thế biến đổi của chỉ số FBI, giá trị TS giảm vào đầu mùa, tăng dần tăng dần từ tháng 6 đến tháng 8 và giảm vào cuối mùa. So sánh chỉ số FBI và TS trong hai mùa có thể nhận thấy, mô hình cho diện mưa mô phỏng nhỏ hơn quan trắc trong các tháng mùa mưa và lớn hơn quan trắc trong các tháng mùa khô. Ngoài ra, mức độ trùng khớp giữa vùng mưa mô hình và quan trắc trong mùa mưa tốt hơn mùa khô. Trong các tháng mùa khô (bảng 3.9), mưa mô hình cho diện

mưa lớn hơn quan trắc, thể hiện chỉ số FBI > 1 ở hầu hết các tháng. Chỉ số FBI tăng dần từ đầu tháng, lớn nhất vào tháng 2, sau đó giảm mạnh trong các tháng còn lại. Với ngưỡng mưa trên 80mm, giá trị của FBI tăng nhanh, chẳng hạn tháng 2 với ngưỡng mưa 100mm giá trị FBI lớn gấp hai lần giá trị FBI ở ngưỡng 80mm. Điều đó đồng nghĩa với diện mưa mô phỏng vượt quá mức so với thực tế.

Bảng 3.9: Chỉ số đánh giá FBI và TS tại điểm trạm cho các tháng mùa khô

Ngưỡng mưa 10mm (a)			Ngưỡng mưa 20mm (b)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,927	0,823	11	0,841	0,702
12	1,176	0,718	12	1,209	0,631
1	1,203	0,727	1	1,167	0,566
2	1,282	0,730	2	1,461	0,551
3	1,121	0,794	3	1,200	0,649
4	1,030	0,845	4	0,928	0,700

Ngưỡng mưa 40mm (c)			Ngưỡng mưa 60mm (d)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,752	0,583	11	0,732	0,581
12	1,222	0,568	12	1,249	0,570
1	1,208	0,446	1	1,574	0,384
2	2,021	0,331	2	3,117	0,207
3	1,253	0,439	3	1,342	0,320
4	0,704	0,443	4	0,548	0,282

Ngưỡng mưa 80mm (e)			Ngưỡng mưa 100mm (f)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,783	0,588	11	0,797	0,580
12	1,372	0,545	12	1,516	0,551
1	2,248	0,314	1	3,620	0,214
2	4,892	0,118	2	8,341	0,084
3	1,459	0,257	3	1,621	0,191
4	0,415	0,183	4	0,345	0,127

Giá trị chỉ số TS có xu thế giảm khi ngưỡng mưa tăng lên, giảm khá mạnh với các ngưỡng trên 80mm. Trong sáu tháng mùa khô, giá trị TS nhỏ nhất vào tháng 2 và lớn nhất vào tháng 11 và 12. Các ngưỡng dưới 40mm, mức độ trùng khớp của diện mưa mô phỏng và mưa quan trắc khá lớn, dao động từ 0,5 đến 0,8, các ngưỡng trên 40mm, chỉ số TS giảm đi, dao động từ 0,3-0,5. Đặc biệt, TS có giá trị lớn trong

các tháng đầu mùa khô (tháng 11, 12), giảm dần (tháng 1 và 2) ở giữa mùa và tăng lên vào cuối mùa khô (tháng 3 và 4).

Bảng 3.10: Chỉ số FBI và TS tại điểm trạm cho các tháng mùa mưa

Ngưỡng mưa 80mm (a)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,283	0,237
6	0,542	0,490
7	0,881	0,721
8	0,885	0,790
9	0,831	0,765
10	0,723	0,641

Ngưỡng mưa 100mm (b)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,249	0,195
6	0,473	0,391
7	0,874	0,679
8	0,888	0,763
9	0,812	0,697
10	0,670	0,587

Ngưỡng mưa 150mm (c)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,160	0,118
6	0,393	0,253
7	0,823	0,508
8	0,905	0,673
9	0,754	0,547
10	0,579	0,462

Ngưỡng mưa 200mm (d)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,137	0,089
6	0,360	0,173
7	0,823	0,350
8	0,992	0,569
9	0,773	0,437
10	0,560	0,407

Ngưỡng mưa 250mm (e)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,136	0,066
6	0,360	0,117
7	0,753	0,214
8	1,046	0,441
9	0,770	0,356
10	0,541	0,386

Ngưỡng mưa 300mm (f)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,090	0,027
6	0,348	0,101
7	0,752	0,142
8	1,150	0,330
9	0,828	0,287
10	0,541	0,400

Các tháng mùa mưa (bảng 3.10), ở tất cả các ngưỡng mưa, một xu thế chung cho thấy mô hình luôn cho diện mưa mô phỏng nhỏ hơn diện mưa quan trắc, thể hiện ở chỉ số FBI < 1. Tháng có chỉ số FBI tốt nhất là các tháng 6, 7 và 8; khá nhỏ trong tháng 5, 9 và 10.

Tương tự với xu thế biến đổi của chỉ số FBI, giá trị TS giảm thời kỳ đầu mùa mưa, tăng dần từ tháng 6 đến tháng 8 và giảm vào cuối mùa mưa. So sánh chỉ số FBI và TS trong hai mùa cho ta thấy, mô hình cho diện mưa mô phỏng nhỏ hơn quan trắc trong mùa mưa và lớn hơn quan trắc trong mùa khô. Ngoài ra, mức độ trùng khớp giữa vùng mưa mô hình và quan trắc trong các tháng mùa mưa tốt hơn

các tháng mùa khô.

Bảng 3.11: Chỉ số đánh giá FBI và TS tại nút lưới cho các tháng mùa khô

Ngưỡng mưa 10mm (a)			Ngưỡng mưa 20mm (b)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,895	0,814	11	0,821	0,686
12	1,256	0,711	12	1,358	0,605
1	1,245	0,692	1	1,255	0,512
2	1,453	0,650	2	1,780	0,464
3	1,138	0,769	3	1,217	0,610
4	0,985	0,861	4	0,880	0,684

Ngưỡng mưa 40mm (c)			Ngưỡng mưa 60mm (d)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,824	0,578	11	0,843	0,604
12	1,432	0,506	12	1,563	0,487
1	1,506	0,401	1	2,965	0,232
2	3,020	0,256	2	6,443	0,112
3	1,423	0,390	3	1,813	0,259
4	0,704	0,475	4	0,555	0,276

Ngưỡng mưa 80mm (e)			Ngưỡng mưa 100mm (f)		
Tháng \ Chỉ số	FBI	TS	Tháng \ Chỉ số	FBI	TS
11	0,906	0,625	11	0,997	0,601
12	1,966	0,449	12	2,225	0,423
1	6,229	0,130	1	12,273	0,074
2	13,96	0,048	2	14,30	0,012
3	2,027	0,198	3	2,533	0,148
4	0,453	0,185	4	0,388	0,127

Bảng 3.11 là giá trị của chỉ số FBI, TS khi tính tại nút lưới cho các tháng mùa khô. Nhìn chung, diện mưa mô phỏng lớn hơn diện mưa APH, thể hiện chỉ số FBI >1 hầu hết các tháng. Cũng tương tự như chỉ số FBI tại các điểm trạm, các ngưỡng mưa trên 80mm, tháng 2 là tháng cho diện mưa mô phỏng quá lớn (FBI > 13,96) so với APH, tương ứng với chỉ số TS < 0,048. Các ngưỡng mưa 10mm và 20mm, cho chỉ số TS khá tốt, dao động 0,5-0,8; ngưỡng mưa nằm trong khoảng 20mm và 80mm, chỉ số TS có xu thế giảm, dao động mức 0,2-0,5. So sánh bảng 3.9 và bảng 3.11, giá trị FBI tại nút lưới lớn hơn ở điểm trạm, còn giá trị của TS tương đương nhau trong cả hai trường hợp.

Diễn biến của chỉ số FBI (bảng 3.12) tính tại nút lưới tương tự như tại điểm trạm, FBI luôn có giá trị nhỏ hơn 1 ở hầu hết các tháng, điều đó thể hiện rằng diện mưa mô phỏng luôn nhỏ hơn diện mưa APH. Các ngưỡng mưa dưới 250mm, chỉ số FBI tốt nhất vào các tháng chính mùa mưa, không tốt đầu và cuối mùa mưa. Trên ngưỡng 250mm, chỉ số FBI > 1 vào tháng 8 và 9, các tháng còn lại đều có giá trị nhỏ hơn 1.

Bảng 3.12: Chỉ số FBI và TS tại nút lưới cho các tháng mùa mưa

Ngưỡng mưa 80mm (a)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,581	0,509
6	0,902	0,750
7	0,856	0,780
8	0,817	0,751
9	0,706	0,621
10	0,581	0,509

Ngưỡng mưa 100mm (b)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,245	0,215
6	0,524	0,390
7	0,896	0,701
8	0,871	0,736
9	0,803	0,689
10	0,647	0,580

Ngưỡng mưa 150mm (c)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,187	0,141
6	0,464	0,219
7	0,873	0,497
8	0,994	0,586
9	0,796	0,518
10	0,187	0,141

Ngưỡng mưa 200mm (d)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	1,842	0,369
6	0,245	0,147
7	0,470	0,329
8	0,898	0,472
9	0,697	0,381
10	0,438	0,045

Ngưỡng mưa 250mm (e)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,243	0,097
6	0,608	0,080
7	0,849	0,181
8	1,363	0,314
9	1,149	0,353
10	0,582	0,379

Ngưỡng mưa 300mm (f)

Chi số Tháng	FBI	TS
5	0,212	0,013
6	0,883	0,077
7	0,983	0,118
8	1,647	0,250
9	1,338	0,291
10	0,598	0,391

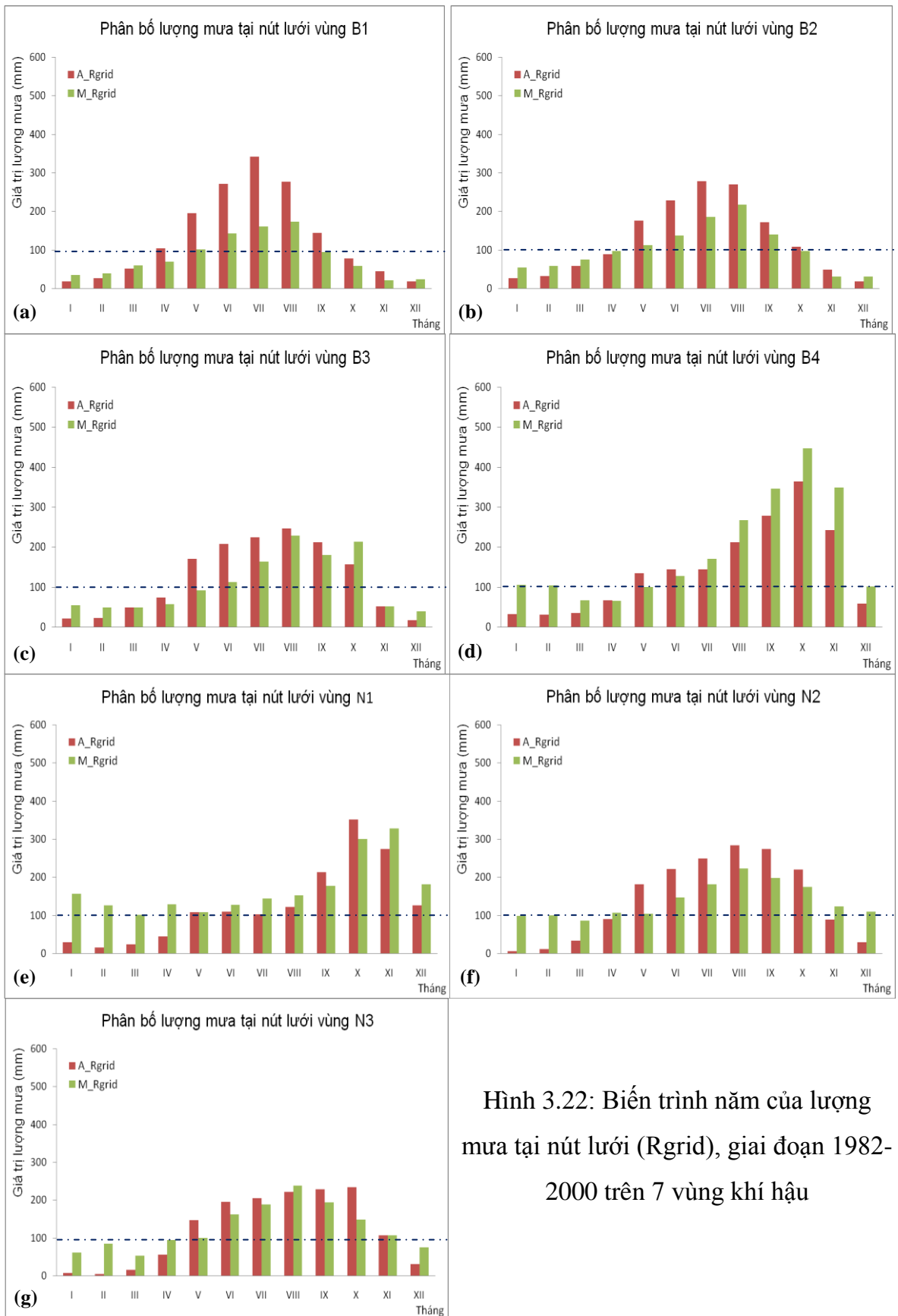
Tương tự chỉ số FBI, chỉ số TS có xu thế giảm đầu mùa mưa, tăng dần trong các tháng giữa mùa mưa và tiếp tục giảm trong các tháng cuối mùa. Đặc biệt, giá trị TS giảm mạnh ở các ngưỡng mưa lớn hơn 250mm, có nghĩa ở ngưỡng mưa lớn mức độ trùng khớp giữa vùng mưa mô phỏng và vùng mưa APH càng ít.

Như vậy, giá trị FBI và TS khi đánh giá tại trạm và nút lưới khác nhau không đáng kể ở các ngưỡng mưa nhỏ. Tuy nhiên, sự khác biệt này chỉ được thể hiện rõ đối với ngưỡng mưa trên 80mm, đặc biệt trong các tháng mùa khô. Chỉ số FBI của MM5-APH cho diện mưa mô phỏng quá lớn, lớn hơn cả chỉ số FBI của MM5-OBS. Như vậy, nguồn số liệu mưa của APH chưa cho phù hợp về diện mưa và vị trí tâm mưa so với số liệu quan trắc thực tại trạm.

Biến trình năm của lượng mưa trên lãnh thổ Việt Nam khá đa dạng. Do tác động của gió mùa, nên mùa mưa gần trùng với thời kỳ hoạt động của gió mùa mùa hè và mùa ít mưa trùng với thời kỳ hoạt động của gió mùa mùa đông. Hình 3.22 biểu diễn biến trình năm của lượng mưa tại nút lưới, trên 7 vùng khí hậu Việt Nam. Nhìn chung, mưa mô phỏng của mô hình thấp thấp hơn so với quan trắc trong các tháng mùa mưa và ngược lại trong các tháng mùa khô. Mô hình nắm bắt được xu thế diễn biến của mùa mưa, nhưng sai lệch đáng kể về lượng mưa. Mùa mưa của Bắc Bộ bắt đầu từ tháng 5 và kết thúc vào tháng 10, cực đại rơi vào tháng 8; khu vực Trung Trung Bộ, mùa mưa lệch hẳn về mùa đông, bắt đầu từ tháng 9 đến tháng 12 hàng năm; khu vực Tây Nguyên, mùa mưa có nét tương đồng với Bắc Bộ, kéo dài từ tháng 5 đến tháng 10, cực đại vào tháng 8. Khu vực Nam Bộ, mùa mưa bắt đầu từ tháng 5, kéo dài đến tháng 11 và cực đại mưa thường rơi vào tháng 9 hoặc 10.

Biến trình năm của lượng mưa cho vùng B1 chỉ ra trên hình 3.22a, mùa mưa bắt đầu từ tháng 5 kết thúc vào tháng 9, cực đại mưa rơi vào tháng 7. Ngoài ra, lượng mưa mô phỏng của mô hình thấp hơn lượng mưa APH với mức độ chênh lệch khoảng 200mm. Các tháng còn lại, lượng mưa mô phỏng lớn hơn lượng mưa của APH, nhưng mức độ chênh lệch không đáng kể. Cực đại mưa của mô hình trễ hơn cực đại mưa của APH khoảng 1 tháng.

Vùng khí hậu B2 (hình 3.22b) có biến trình năm lượng mưa gần giống với vùng B1, cực đại mưa rơi vào các tháng mùa hè. Tuy nhiên, mức độ chênh lệch lượng mưa giữa APH và mô hình ít hơn so với vùng B1. Trong các tháng mùa khô,



Hình 3.22: Biến trình năm của lượng mưa tại nút lưới (Rgrid), giai đoạn 1982-2000 trên 7 vùng khí hậu

tổng lượng mưa tháng dưới 100mm, thậm chí tháng 12 mức độ khô hạn xảy ra trên toàn vùng với lượng mưa dưới 40mm.

Vùng khí hậu B3 (hình 3.22b) cho kết quả mô phỏng mưa tốt nhất, mức độ chênh lệch, mức độ chênh lệch giữa M_Rgrid và A_Rgrid không cao, khoảng 20-30mm, trừ tháng 5 và 6, xấp xỉ 100mm. Các tháng mùa mưa, mô hình cho kết quả mô phỏng nhỏ hơn APH và tình hình diễn ra ngược lại đối với các tháng mùa khô.

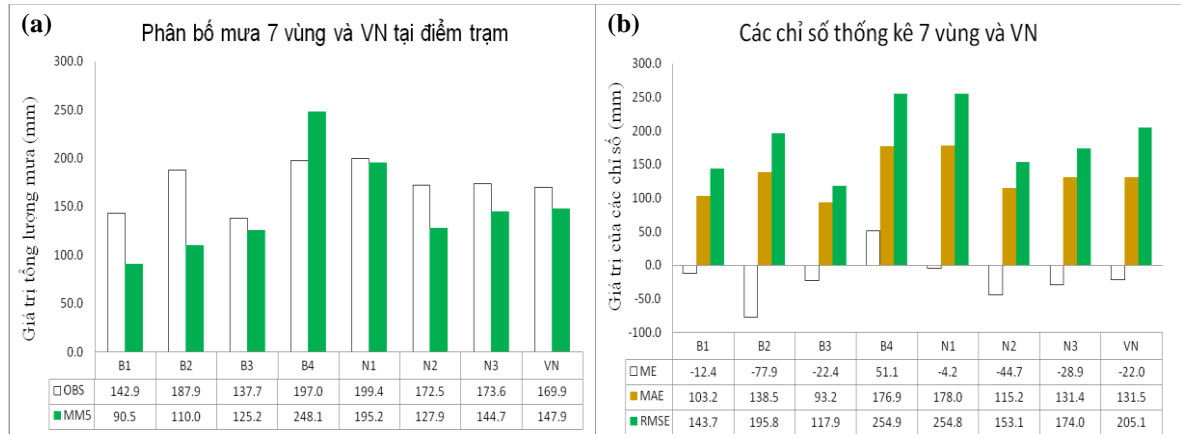
Biến trình mưa năm ở ven biển Trung Bộ (vùng B4 và N1) là dạng dị thường trong cơ chế gió mùa châu Á. Mùa mưa ở đây có xu thế dịch chuyển vào các tháng mùa đông, do ảnh hưởng của dãy núi Trường Sơn kết hợp với hoạt động của XTNĐ và ITCZ. Mùa mưa vùng B4 bắt đầu từ tháng 9 và kết thúc vào tháng 12, vùng N1 bắt đầu từ tháng 9, kết thúc vào tháng 11, cao điểm nhất vào tháng 10. Trong các tháng mùa mưa, mô hình luôn cho kết quả mô phỏng thấp hơn lượng mưa tại nút lưới, các tháng mùa khô cho xu thế cao hơn, các tháng còn lại mô hình nắm bắt khá tốt.

Vùng khí hậu Tây Nguyên (hình 3.33f), mùa mưa trùng với mùa hoạt động của gió mùa Tây Nam, bắt đầu từ tháng 5 và kết thúc vào tháng 10, cực đại của mùa mưa rơi vào tháng 8. Đối với các tháng mùa khô, lượng mưa mô phỏng của mô hình vượt quá lượng mưa APH, đặc biệt mức độ chênh lệch lớn trong các tháng chính đông (12, 1 và 2).

Khu vực Nam Bộ (hình 3.22g), mùa mưa bắt đầu kéo dài từ tháng 5 đến tháng 11, cực đại mùa mưa rơi vào cuối mùa (tháng 10), do ảnh hưởng muộn của một số dạng nhiễu động như ITCZ. Tương tự vùng B3, mức độ chênh lệch kết quả mô phỏng mưa so với APH không đáng kể trong các tháng mùa mưa, các tháng mùa khô như tháng 12, 1 và 2 cho xu thế cao hơn, các tháng còn lại mô hình nắm bắt khá tốt.

Hình 3.23 chỉ ra phân bố lượng mưa và các chỉ số đánh giá mưa trên 7 vùng khí hậu Việt Nam tại các điểm trạm. Kết quả đánh giá chỉ rõ, chỉ số ME < 0 trừ vùng B4, có nghĩa lượng mưa mô phỏng thấp hơn quan trắc. Trong đó, vùng khí

hậu B3 cho sai số nhỏ nhất, thể hiện giá trị chỉ số MAE và RMSE nhỏ nhất (MAE ~93,2mm, RMSE ~ 117,9mm), sai số lớn nhất tập trung ở vùng B4 và N1, chỉ số RMSE xấp xỉ 255mm. Vùng khí hậu B1, B2 và N2 mức độ sai số khá tương đồng nhau, dao động từ 100-130mm.



Hình 3.23: Phân bố tổng lượng mưa tháng (a) và các chỉ số (b)

Biến trình nhiều năm của lượng mưa được thể hiện trên Hình 3.24. Nhìn chung, biến đổi của lượng mưa giữa các năm không có quy luật ổn định. Trên 7 vùng khí hậu, vùng B4 và N1 luôn cho kết quả mô phỏng mưa lớn hơn lượng mưa APH ở hầu hết các năm và sai số lớn hơn các vùng còn lại.

Vùng khí hậu B1 (hình 3.24a), lượng mưa mô phỏng từng năm đều nhỏ hơn lượng mưa của APH, trừ các năm La Nina (1988/1989 và 1999/2000), tình hình lại diễn ra ngược lại với các năm El Nino 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992, 1992/1993, 1994/1995, 1997/1998 [14]. Đặc biệt năm 1998, lượng mưa mô phỏng dưới 50mm, chênh với số liệu APH khoảng 52mm. Các năm cho sai số lượng mưa mô phỏng và APH lớn nhất là năm 1986, 1990, 1991, 1994, 1996 và 1998, mức độ chênh lệch khoảng 50mm.

Khác với vùng khí hậu B2 (hình 3.24b), kết quả mô phỏng của mô hình khá tốt, mức độ chênh lệch giữa mưa mô phỏng và APH dưới 30mm trừ năm 1986. Trong khi vùng khí hậu B3, trước năm 1989 lượng mưa mô phỏng của mô hình lớn hơn lượng mưa của APH và xu thế biến đổi ngược lại sau năm này.

Vùng ven biển Trung Bộ, đại diện là vùng B4 và N1 (hình 3.24c, d), lượng

mưa mô phỏng trong các năm quá lớn so với thực tế, sai số lớn tập trung vào các năm 1982, 1983, 1985 và 1989 với khoảng chênh lệch dao động 100-200mm. Điều này phù hợp với kết quả chỉ ra trong hình 3.19b, các chỉ số MAE, RMSE có giá trị lớn trên hai vùng khí hậu này.

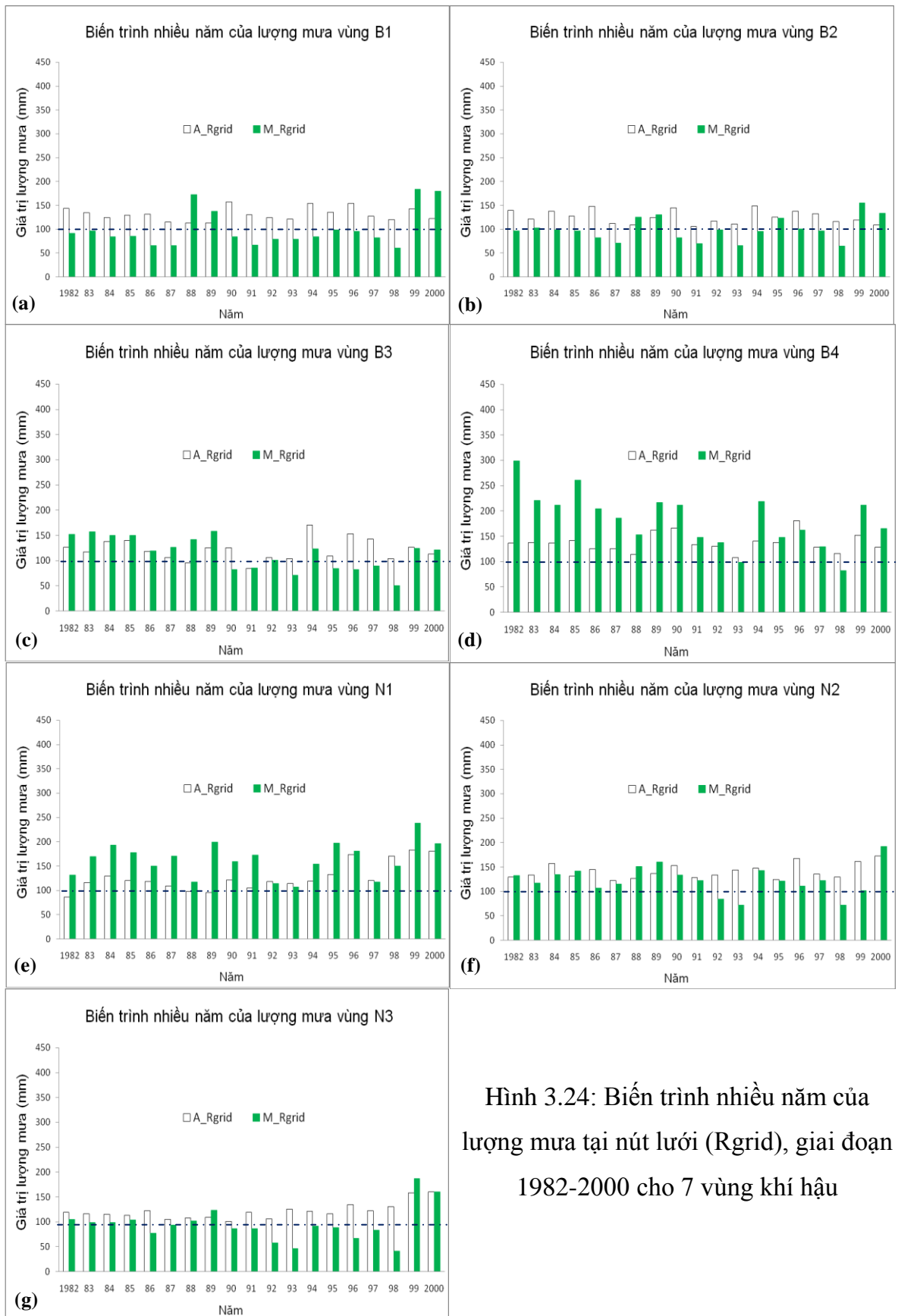
Khu vực Tây Nguyên và Nam Bộ (hình 3.24f, g), biến trình nhiều năm của lượng mưa có nhiều nét tương đồng với Đồng bằng Bắc Bộ, trừ năm 1999, lượng mưa mô phỏng của mô hình nhỏ hơn so với tổng lượng mưa của APH trong năm này.

Như vậy, trong những năm El Nino, xu thế biến đổi của lượng mưa trên 7 vùng khí hậu có giảm đi, trừ B4 và N1. Lượng mưa mô phỏng có xu thế vượt trội trong các năm xảy ra hiện tượng La Nina như 88/89 và 99/00, trừ vùng N3.

Trên cơ sở phân tích và đánh giá ở trên cho thấy, sơ đồ đối lưu Grell chưa cải thiện được lượng mưa mô phỏng nhưng đã cải thiện được trường nhiệt độ bề mặt gần với thực tế hơn. Nguyên nhân dẫn đến sai số lớn trong kết quả mô phỏng mưa là do cách tính thông lượng khối chân mây chỉ dựa trên bản chất lực nổi, có nghĩa là chênh lệch giữa nhiệt độ phân tử và nhiệt độ môi trường, sinh ra năng lượng thế năng khả năng của CAPE luôn lớn hơn không, điều kiện này thường xảy ra ở nhiệt đới vào ban ngày nơi nhận được lượng bức xạ lớn nhất, đặc biệt vào mùa hè.

Tuy nhiên, các nghiên cứu của Xie và Zhang (2000) chỉ ra rằng có những ngày $CAPE > 0$ thì quan trắc vẫn không có mưa. Có nghĩa CAPE chỉ là điều kiện cần để xảy ra đối lưu, trong khi điều kiện đủ để có mưa xảy ra phải là sự hội tụ ẩm mực thấp mang lại mà sự hội tụ ẩm phụ thuộc rất lớn đến hoàn lưu trên khu vực, trong khi mô hình cho kết quả mô phỏng chưa tốt về trường hoàn lưu, dẫn đến sai số trong kết quả mô phỏng mưa.

Nếu việc cải thiện lượng mưa mô phỏng trong mô hình bằng cách lựa chọn thử nghiệm các CPS và chọn ra một CPS tối ưu thì có thể tốt với mưa nhưng chưa hẳn đã tốt đối với các yếu tố khí tượng khác, như thử nghiệm sơ đồ đối lưu Tiedtke của Hồ Thị Minh Hà (2008) [9] trong RegCM3 đã mang lại kết quả mô phỏng mưa tốt



Hình 3.24: Biến trình nhiều năm của lượng mưa tại nút lưới (Rgrid), giai đoạn 1982-2000 cho 7 vùng khí hậu

lên, nhưng trường nhiệt độ bề mặt có phần giảm đi. Mặc dầu vậy, kết quả mô phỏng mưa mô hình MM5 cho biết số thông tin về khả năng nắm bắt khá tốt về diện mưa, một số tâm mưa lớn trên khu vực, xu thế của mùa mưa, mặc dầu mùa mưa trong mô hình đến sớm và kết thúc sớm.

Ngoài ra, phần đánh giá cho một cách nhìn tổng quan về diễn biến mưa trên 7 vùng khí hậu và Việt Nam, trong đó tốt nhất B3 và N3, tương đối với B1, B2, N2 và không tốt với B4 và N1. Hơn nữa, đây là vấn đề khó khăn trong kỹ năng mô phỏng mưa của mô hình số hiện nay, kể cả mô hình dự báo thời tiết hay khí hậu. Do liên quan nhiều đến các quá trình vật lý trong mô hình, trong khi những hiểu biết của con người lại hữu hạn, chưa mô tả được hết chúng. Vì vậy, để cải thiện chất lượng mô phỏng có thể làm được hiện nay là tìm ra phương pháp đánh giá mới và hiện đại hơn, tìm được sai số hệ thống, hiệu chỉnh sản phẩm thống kê sau mô hình là cách làm được nhiều nhà nghiên cứu mô hình áp dụng.

Nhận xét cuối chương

Nhìn chung, hoàn lưu trong mô hình đã nắm bắt được xu thế của hướng gió chủ đạo trên khu vực Việt Nam và lân cận. Trong thời kỳ mùa đông, trên mực 1000mb, hướng gió mô hình mô phỏng chủ đạo là Đông Bắc, cường độ lớn trên biển Đông và mở rộng về phía Nam hơn so với trường ERA40. Trên mực 850mb có sự mở rộng của áp cao lạnh lục địa; còn trên mực 500mb có sự thu hẹp của ACCN. Có thể đó là nguyên nhân làm giảm trường nhiệt độ mô phỏng trong mùa đông.

Mùa hè, trên mực 1000mb, hướng gió thịnh hành Tây Nam, đặc biệt lớn trên vịnh Bengal kết hợp với áp thấp Ấn - Miến, tạo điều kiện thuận lợi cho đối lưu phát triển mạnh. Vì vậy, lượng mưa được tăng cường ở phía Tây Việt Nam, còn nền nhiệt độ mô phỏng giảm đi.

Mùa chuyển tiếp từ hè sang đông, sự chưa phù hợp về vị trí các cường độ ACCN, kết hợp với tín phong đang giai đoạn yếu, dẫn đến giảm lượng mưa trên khu vực Bắc Bộ vào các tháng mùa xuân. Mùa thu, ở mực 1000mb, thể hiện rõ ảnh hưởng của lười cao lạnh lục địa, kết hợp với khối chế của ACCN ở mực 500mb,

tạo ra đới sinh front, gây mưa rào và dông ở khu vực Bắc Bộ. Dải đất ven biển miền Trung do ảnh hưởng của ITCZ, KKL, XTNĐ và sự kết hợp giữa chúng, gây ra các đợt mưa lớn diện rộng trên khu vực này.

Tốc độ gió mô phỏng cao hơn quan trắc trong cả năm, trừ mùa xuân. Vùng B4 và N1 luôn cho sai số lớn nhất; vùng B3 và N2 cho kết quả mô phỏng tốt nhất với MAE dao động từ 1-2m/s; các vùng còn lại, chỉ số này vào khoảng 2-3m/s. HSTQ trong bốn mùa có giá trị không cao, thấp nhất vào mùa thu, các mùa còn lại giá trị này gần như tương đương nhau, đạt khoảng 0,5.

Mô hình MM5 có kỹ năng trong mô phỏng nhiệt độ T2m, HSTQ (cho điểm trạm) trên toàn vùng đạt giá trị trên 0,6; sai số trung bình 1^0-3^0C . Trên 7 vùng khí hậu được xem xét, vùng B3 và N3 cho kết quả mô phỏng tốt nhất, xấu nhất là vùng B4 và N1. Kết quả đánh giá trên lưới và trạm đều chỉ ra nhiệt độ mô phỏng luôn thấp hơn thực tế. Khoảng nhiệt độ mô hình và quan trắc trùng nhau tương đối cao trong tháng 7, tạm được trong tháng 1 và 4 và không tốt với tháng 10. Ngoài ra, có sự khác biệt không đáng kể giữa giá trị nhiệt độ trên lưới và trạm, do đó có thể sử dụng số liệu nhiệt độ của APH như số liệu quan trắc thực để so sánh với kết quả của mô hình.

Lượng mưa mô phỏng mô hình thấp trong các tháng mùa mưa nhưng cao trong các tháng mùa khô. Khi tính trên 7 vùng khí hậu, lượng mưa mô phỏng có xu thế thấp hơn quan trắc trừ vùng B4. Vùng B3, N3 cho kết quả mô phỏng mưa tốt nhất, chưa tốt với vùng B4, N1. Các tâm mưa và tâm nhiệt hầu như bị là tron ở độ phân giải ngang của mô hình 36km.

Chương 4: ĐÁNH GIÁ KỸ NĂNG MÔ PHỎNG MỘT SỐ ĐẶC TRƯNG CỰC TRỊ CỦA MÔ HÌNH MM5

Các biến trong khí quyển được xem là một đại lượng ngẫu nhiên, có tập giá trị biến đổi trong một khoảng nào đó. Biến khí quyển được xem là một yếu tố cực trị nếu miền giá trị của nó thiên về một phía nào đó của tập giá trị. Các biến khí hậu cực trị thường được xem xét là các đại lượng khí hậu cực đại (tối cao), cực tiểu (tối thấp).

Đặc trưng cực trị được luận án lựa chọn đánh giá bao gồm: Nhiệt độ tối cao trung bình (T_{xtb}), tối cao tuyệt đối (T_{xx}), tối thấp trung bình (T_{ntb}), tối thấp tuyệt đối (T_{nn}). Các đặc trưng cực trị được xác định trên ô lưới mô hình như sau:

1) T_{xtb} - Nhiệt độ tối cao trung bình: Được xác định từ chuỗi số liệu cực đại theo giờ, có nghĩa mỗi ngày sẽ có một giá trị, sau đó lấy trung bình theo tháng. Công thức xác định yếu tố: $T_{xtb} = \text{ave}(Tx_day(\max(t:00,12)))$

2) T_{xx} - Nhiệt độ tối cao tuyệt đối: Là giá trị lớn nhất hàng tháng của nhiệt độ cực đại ngày. T_{xx} được xác định từ chuỗi số liệu theo giờ, sau đó tìm cực đại ngày của tháng. Công thức xác định yếu tố: $T_{xx} = \max(Tx_day(\max(t:00,12)))$

3) T_{ntb} - Nhiệt độ tối thấp trung bình: Được xác định từ chuỗi số liệu cực tiểu theo giờ, có nghĩa mỗi ngày sẽ có một giá trị, sau đó lấy trung bình theo tháng. Công thức xác định yếu tố: $T_{ntb} = \text{ave}(Tn_day(\min(t:12,00)))$

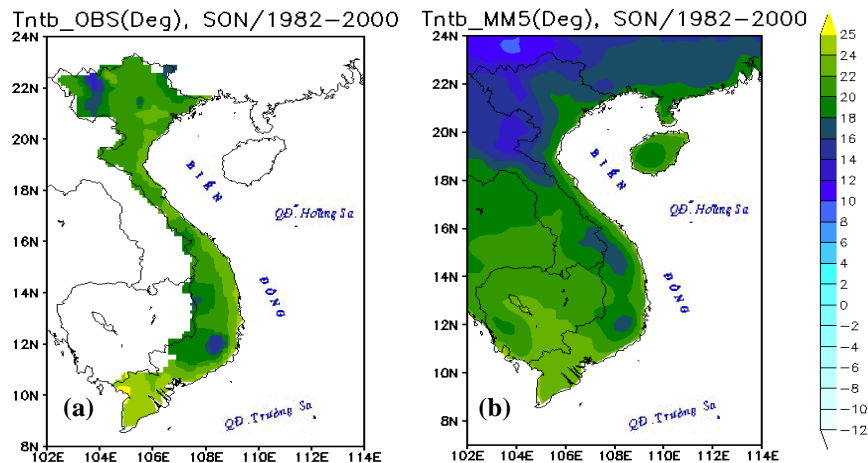
4) T_{nn} - Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối: Là giá trị nhỏ nhất hàng tháng của nhiệt độ cực tiểu ngày. T_{nn} được xác định từ chuỗi số liệu theo giờ, sau đó tìm cực tiểu ngày của tháng. Công thức xác định yếu tố: $T_{nn} = \min(Tn_day(\min(t:12,00)))$

Trong đó hàm max, min, ave là các hàm tìm giá trị cực đại, cực tiểu và trung bình trên chuỗi số liệu rời rạc. Tham số t là lát cắt thời gian của mô hình (tính bằng giờ UTC) được sử dụng để tìm giá trị cực trị. Dưới đây sẽ trình bày các kết quả phân tích và đánh giá đối với các đặc trưng này.

4.1 Nhiệt độ tối thấp trung bình

Ở bán cầu Bắc, mùa đông là mùa lạnh nhất ở tất cả các vĩ độ trừ xích đạo. Theo Nguyễn Đức Ngữ vcs., (2004) [13] mùa đông lạnh ở Việt Nam không những là hệ quả của điều kiện bức xạ mà quan trọng hơn cả là “**sản phẩm của gió mùa Đông Bắc**”. Đối với nhiệt độ tối thấp, vai trò của địa hình và vị trí địa lí tạo điều kiện thuận lợi cho quá trình xâm nhập lạnh thể hiện rất rõ. Vùng khí hậu B2, đại diện là trạm Lạng Sơn là “**cửa ngõ**” đón KKL xâm nhập vào nước ta. Các vùng nằm phía Đông dãy Hoàng Liên Sơn nhiệt độ giảm mạnh trong các tháng mùa đông, do ảnh hưởng của KKL kết hợp sự giảm nhiệt do địa hình núi cao, thường gây ra hiện tượng băng tuyết cho các khu vực này.

Như vậy, sự biến đổi của nhiệt độ tối thấp chủ yếu là do ảnh hưởng của KKL xâm nhập vào Việt Nam trong thời kỳ mùa đông. Chính vì vậy, chúng tôi chia mùa đông thành 3 giai đoạn, với mục đích xem xét xu thế và mức độ biến đổi của Tntb trong các thời kỳ. Ba thời kỳ bao gồm: 1) Thời kỳ đầu đông, giai đoạn chuyển mùa thu-đông; 2) Thời kỳ chính đông, khi KKL hầu như đã khống chế toàn bộ nền nhiệt độ phía Bắc Việt Nam; 3) Thời kỳ cuối đông, KKL suy yếu và lệch đông, giai đoạn chuyển tiếp mùa xuân - hè.



Hình 4.1: Phân bố Tntb, thời kỳ đầu đông của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Phân bố Tntb trong thời kỳ đầu đông được dẫn ra trên hình 4.1. Từ hình 4.1a ta thấy, trên cả nước, nhiệt độ tối thấp trung bình dao động ở mức 18^0-25^0C , tăng dần từ Bắc vào Nam, một vài nơi có địa hình núi cao như Tây Bắc, cao nguyên Đà Lạt - Lâm Đồng, Tntb giảm rất nhanh, khoảng 14^0-16^0C . Tuy nhiên, kết quả của mô

hình (hình 4.1b) cho thấy một xu thế mô phỏng Tntb thiên thấp. Mức độ chênh lệch khác nhau giữa 7 vùng khí hậu so với quan trắc. Vùng B1, B2, Tntb của mô hình thấp hơn quan trắc khoảng 3°C ; vùng đồng bằng ven biển miền Trung, N2 dao động trong khoảng $1,5^{\circ}-2^{\circ}\text{C}$ và gần 1°C cho vùng B3 và N3. Nguyên nhân nào dẫn đến sai số trong kết quả mô phỏng Tntb.

Thật vậy, trên hình 3.9b đã chỉ rõ sự mở rộng và mạnh lên của áp cao lạnh lục địa, tạo điều kiện thuận lợi cho KKL đi sâu về phía Nam, làm cho nền nhiệt trên toàn miền giảm xuống. Tuy nhiên sự giảm nhiệt độ tối thấp trung bình trên các vùng là khác nhau. Vùng B1 và B2 giảm nhanh hơn các vùng khác do địa hình núi cao. Đối với dải đất ven biển miền Trung, Tntb giảm không quá thấp như vùng B1, B2, một phần do sự điều hòa của khí hậu biển. Khu vực Tây Nguyên, ảnh hưởng của áp cao lạnh lục địa không đáng kể, nên Tntb thấp hơn vùng đồng bằng ven biển miền Trung, nhưng cao hơn vùng B1, B2. Sự giảm nhiệt độ tối thấp trung bình ở khu vực này chủ yếu do ảnh hưởng độ cao địa hình.

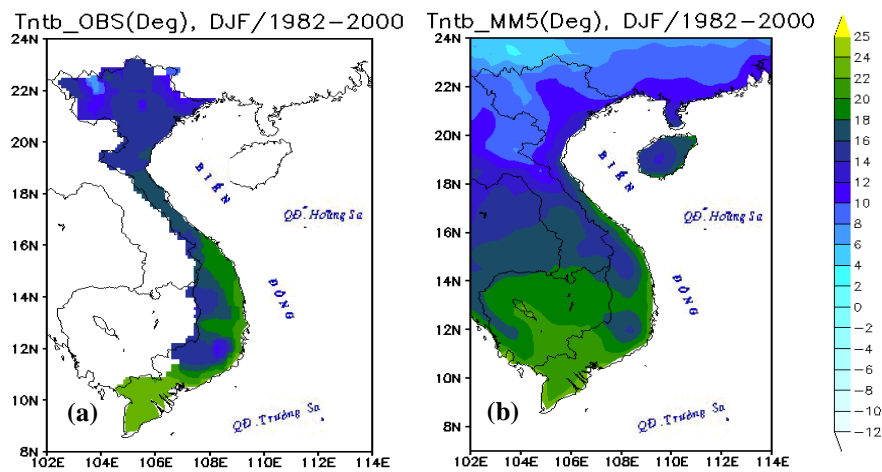
Bảng 4.1: Phân bố tần suất Tntb tháng 10, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
15-17	1,2	4,9	9,3	0,7	0,0	0,0	16,1
17-19	2,7	5,6	11,8	1,6	0,0	0,0	21,7
19-21	1,2	4,1	11,4	6,0	0,1	0,0	22,9
21-23	0,0	0,1	5,5	8,2	0,6	0,0	14,3
23-25	0,0	0,2	4,7	12,1	2,9	0,1	20,0
25-27	0,0	0,0	0,1	3,1	1,8	0,0	5,0
Tổng	5,2	14,9	42,8	31,6	5,4	0,1	100,0

Bảng 4.1 chỉ ra phân bố tần suất nhiệt độ tối thấp trung bình cho tháng 10 ở các ngưỡng nhiệt khác nhau. Từ kết quả tính toán cho ta thấy, một xu thế mô phỏng thiên thấp đối với Tntb. Thể hiện ở tần suất “dưới ngưỡng” chiếm 64%, trong khi phần “vượt ngưỡng” và “trùng nhau” chiếm 36%. Khoảng nhiệt độ tối thấp trung bình mà mô hình và quan trắc rơi vào nhiều nhất là $19^{\circ}-25^{\circ}\text{C}$, chiếm khoảng 80%,

20% trên và dưới ngưỡng này, trong đó 5% cho ngưỡng nhiệt trên 25°C và 15% cho ngưỡng nhiệt nhỏ hơn 19°C .

Thời kỳ chính đông được tính từ tháng 12, 1 và 2. Thời gian này áp cao Seberia tiếp tục mạnh lên, các đợt KKL tràn về nước ta mỗi khi rãnh Đông Á được khơi sâu, kết hợp sự mạnh lên của dòng xiết gió tây mực 500mb (hình 3.3b), tạo điều kiện thuận lợi cho KKL xâm nhập sâu hơn về phía Nam, mang lại trường nhiệt độ tối thấp trung bình của mô hình giảm mạnh, đặc biệt là vùng núi phía Bắc.



Hình 4.2: Phân bố Tntb, thời kỳ chính đông của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Trên hình 4.2b thể hiện sự tăng dần của Tntb từ Bắc vào Nam và giảm dần theo hướng Đông - Tây. Vùng duyên hải từ Khánh Hòa đến Quảng Ninh, Tntb giảm $1,3^{\circ}\text{C}$ trên một vĩ độ, từ Huế trở ra nhiệt độ thấp nhất đều dưới $10^{\circ}-11^{\circ}\text{C}$. Chênh lệch Tntb giữa mô hình và quan trắc ở miền khí hậu phía Nam không nhiều, dưới 1°C trừ vùng Tây Nguyên, sai số lớn tập trung ở miền Bắc, khoảng $2^{\circ}-3^{\circ}\text{C}$ trên vùng B1, B2 và B4, vùng B3 xấp xỉ 1°C . Một số vùng thấp thuộc khu vực Tây Bắc, nơi tiếp giáp với biên giới Trung Quốc, cao nguyên Lâm Đồng - Đà Lạt được mô hình nắm bắt rất tốt. Riêng vùng thấp thuộc dãy núi Tam Đảo, không được thể hiện trong kết quả mô phỏng.

Tương tự cách phân tích cho bảng 4.1, phân bố tần suất của Tntb tháng 1 trong Bảng 4.2 cho thấy, kết quả mô phỏng Tntb thấp hơn quan trắc, thể hiện tần suất Tntb “dưới ngưỡng” chiếm 49%, 25% “vượt ngưỡng” và 27% “trùng nhau”. Số

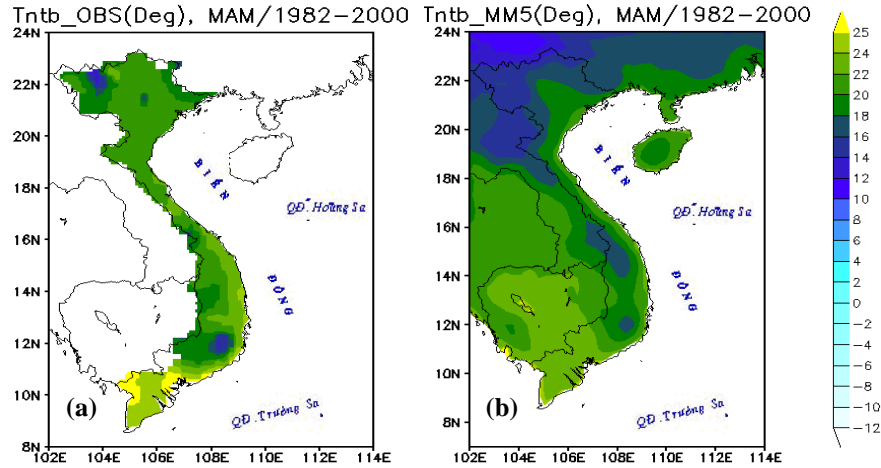
tháng có Tntb dưới 13⁰C chiếm 7%, dưới 15⁰C chiếm 23%, có nghĩa số ngày rét hại xấp xỉ bằng 1/3 lần số ngày rét đậm. Khoảng nhiệt độ mô hình rơi vào nhiều nhất từ 13⁰-25⁰C, trong đó tốt nhất là 17⁰-19⁰C và 23⁰-25⁰C.

Bảng 4.2: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	11-13	13-15	15-17	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
9-11	3.5	6.4	5.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.7
11-13	1.2	4.9	6.9	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	13.4
13-15	0.8	4.1	6.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.0
15-17	1.9	4.2	4.0	2.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	12.8
17-19	0.5	3.3	4.3	4.7	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.9
19-21	0.0	0.4	3.0	3.2	3.0	3.7	0.1	0.0	0.0	13.5
21-23	0.0	0.0	0.0	0.2	2.1	4.3	1.0	0.0	0.0	7.6
23-25	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	3.1	4.9	1.0	0.0	9.2
25-27	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.4	0.1	0.9
Tổng	7.8	23.3	30.3	11.9	7.4	11.2	6.4	1.5	0.1	100.0

Thời kỳ cuối đông, KKL suy yếu và lệch đông, phân bố trường nhiệt độ tối thấp trung bình trên nguồn số liệu quan trắc (hình 4.3a) thể hiện sự tăng nhiệt độ từ Bắc vào Nam, đặc biệt một số nơi ở Nam Bộ, Tntb lên đến 25⁰C. Trong khi, so sánh kết quả mô phỏng Tntb trên lãnh thổ Việt Nam vẫn thấp hơn thực tế quan trắc được. Tntb giảm mạnh nhất ở vùng Tây Bắc, Đông Bắc và cao nguyên Đà Lạt - Lâm Đồng thuộc vùng khí hậu Tây Nguyên, sai khác với quan trắc khoảng 3⁰-4⁰C. Vùng đồng bằng ven biển, Tntb thấp hơn khoảng 2⁰-3⁰C, 1⁰-2⁰C đối với Nam Bộ. Nguyên nhân dẫn đến sai số trong thời kỳ này một phần do Tntb giảm quá mạnh trong thời kỳ chính đông, tạo ra nền nhiệt bề mặt đêm rất lạnh và cần một khoảng thời gian khá dài để trở lại trạng thái ban đầu. Chính vì vậy, chúng tôi muốn nhấn mạnh việc lựa chọn sơ đồ LSM ảnh hưởng không nhiều đến kết quả mô phỏng nhiều năm, miễn mô hình được chạy trong điều kiện liên tục. Do đó, luận án thay vì lựa chọn sơ

đồ Noah (sơ đồ được các nghiên cứu trong và ngoài nước được đánh giá, cho kết quả mô phỏng các trường khí hậu là tốt nhất) mà thử nghiệm với sơ đồ MRF.

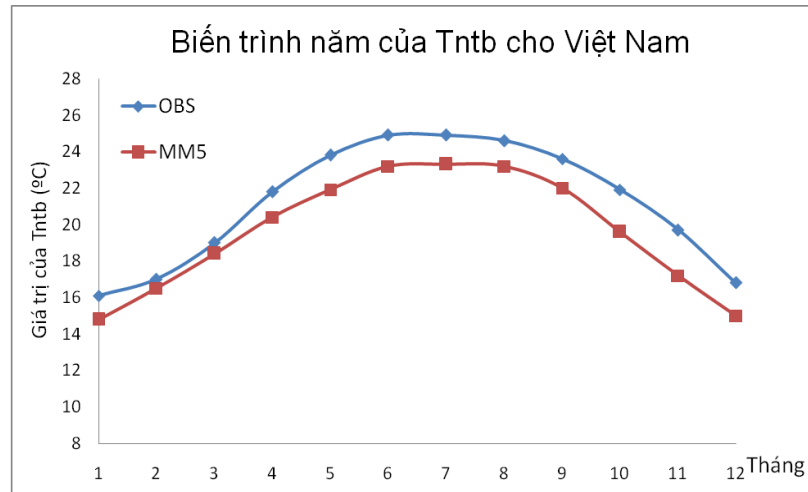


Hình 4.3: Phân bố Tntb, thời kỳ cuối đông của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Trong ba thời kỳ được đưa ra phân tích ở trên, kết quả mô phỏng Tntb của mô hình cho sai số ít nhất thời kỳ cuối đông (bảng 4.3). Thể hiện số trường hợp “trùng nhau” chiếm 20,4%, phần còn lại là “vượt ngưỡng” và “dưới ngưỡng”. Trong đó, số trường hợp “dưới ngưỡng” chiếm 50,4%, “vượt ngưỡng” chiếm 19,1%. Khoảng nhiệt độ tối thấp trung bình của quan trắc rơi vào nhiều nhất 21° - 25° C, nhỏ hơn 21° C chiếm 15,9%, trên khoảng này chiếm 2,7%. Với mô hình, khoảng nhiệt độ tối thấp trung bình có tần suất cao nhất là 19° - 25° C, chiếm 87,8%.

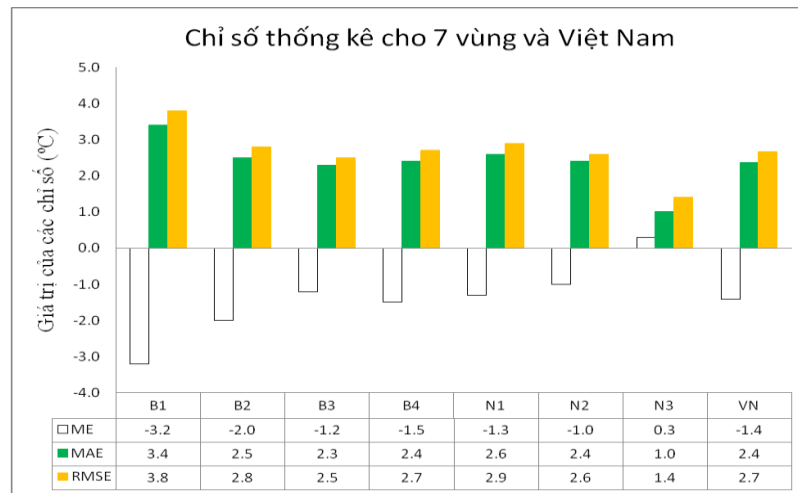
Bảng 4.3: Phân bố tần suất Tntb tháng 4, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	OBS						Tổng
	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	
19-21	3,3	7,6	26,1	4,7	0,1	0,0	42,0
21-23	1,0	0,9	8,9	9,3	3,3	0,0	23,4
23-25	0,3	2,8	7,1	7,9	4,2	0,1	22,3
25-27	0,0	0,0	0,5	3,1	6,0	2,5	12,1
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
Tổng	4,6	11,3	42,7	25,0	13,8	2,6	100,0



Hình 4.4: Biến trình năm Tntb cho Việt Nam, giai đoạn 1982-2000

Biến trình năm của Tntb cho Việt Nam được dẫn ra trên hình 4.4. Từ hình 4.4, ta có thể nhận thấy rằng, Tntb thấp hơn quan trắc một cách có hệ thống ở tất các tháng. Mức độ chênh lệch giữa mô hình và quan trắc lớn vào thời kỳ đầu đông và cuối đông và giảm vào thời kỳ chính đông. Nhiệt độ tối thấp trung bình mô phỏng thấp nhất khoảng 15°C rơi vào tháng 1 và cao nhất $23,3^{\circ}\text{C}$ rơi vào tháng 7.



Hình 4.5: Kết quả đánh giá Tntb cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam

Để thấy rõ mức độ sai số trong kết quả mô phỏng Tntb, luận án sử dụng thêm một số chỉ số đánh giá thống kê như ME, MAE, RMSE và HSTQ. Nhìn chung, mô hình luôn cho kết quả của mô phỏng Tntb thấp hơn quan trắc trên 7 vùng khí hậu và Việt Nam (trừ vùng N2 và N3, chỉ số ME > 0), thể hiện ở chỉ số ME < 0). Miền khí hậu phía Bắc giá trị ME dao động từ $-3,0^{\circ}\text{C}$ đến $-2,7^{\circ}\text{C}$, nhỏ hơn miền khí hậu phía

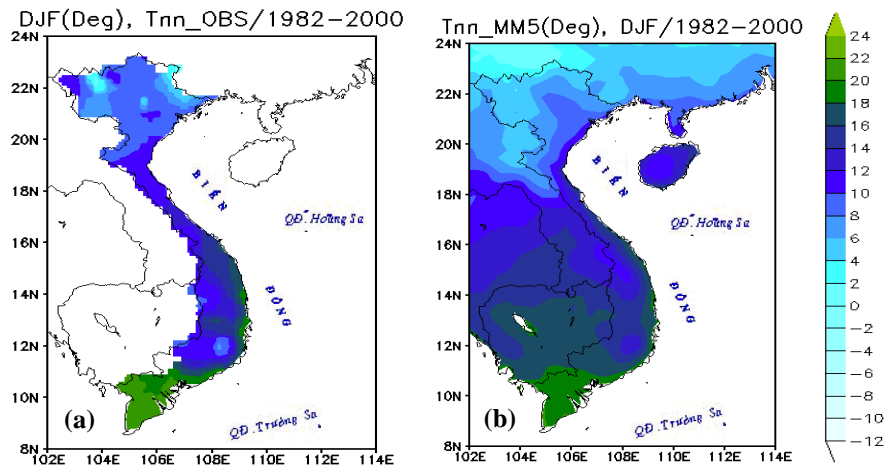
Nam. Điều đó cho thấy rằng, trường hoàn lưu mô phỏng trong thời kỳ mùa đông mạnh, kết hợp với ảnh hưởng của địa hình, đã làm biến đổi sâu sắc đến Tntb ở phía Bắc, nhưng ảnh hưởng không nhiều đến nhiệt độ tối thấp ở phía Nam.

Giá trị của chỉ số MAE, RMSE có xu thế giảm dần từ Bắc vào Nam, có nghĩa miền khí hậu phía Nam cho kết quả mô phỏng Tntb gần với thực tế hơn miền khí hậu phía Bắc. Sai số lớn tập trung ở các vùng B1, B2, B4, vùng N3 là vùng có sai số ít nhất với MAE $\sim 1^{\circ}\text{C}$ và RMSE $\sim 1,2^{\circ}\text{C}$. Khi tính toán trên toàn lãnh thổ Việt Nam, chỉ số MAE $\sim 2,4^{\circ}\text{C}$, RMSE $\sim 2,9^{\circ}\text{C}$, HSTQ $\sim 0,6$. Ngoài ra, hiệu số giữa RMSE và MAE không lớn, dao động từ $0,2^{\circ}\text{C}$ đến $0,6^{\circ}\text{C}$, có nghĩa sai số trong kết quả mô phỏng Tnb có tính ổn định cao và hiệu chỉnh được.

4.2 Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối

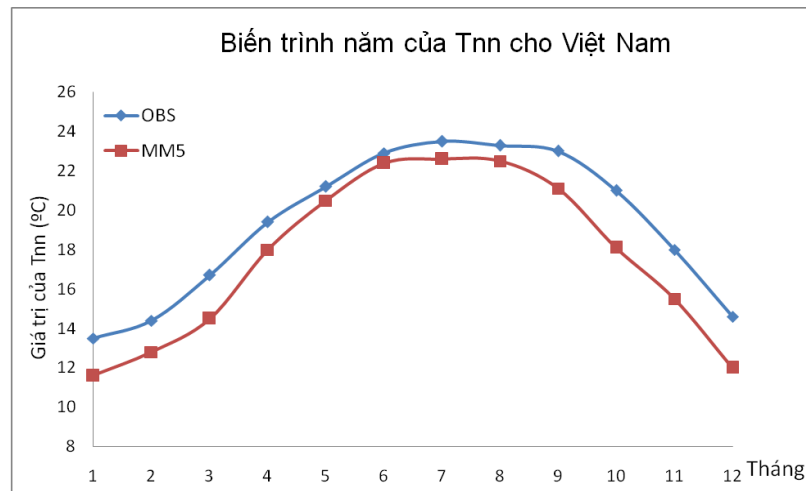
Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối thường xuất hiện khi các đợt KKL rất mạnh hay các đợt KKL xâm nhập liên tiếp nhau, gây nên các hiện tượng rét đậm (nhiệt độ trung bình ngày nhỏ hơn hoặc bằng 15°C) hay rét hại (nhiệt độ trung bình ngày nhỏ hơn hoặc bằng 13°C) và thường xảy ra trong thời kỳ chính đông. Do đó, khi phân tích và đánh giá kỹ năng mô phỏng của mô hình đối với yếu tố này, luận án chỉ tập trung vào thời kỳ chính đông thay vì phân tích, đánh giá thời kỳ đầu và cuối đông như yếu tố nhiệt độ tối thấp trung bình.

So sánh hình 4.6a và hình 4.6b, cho ta thấy mô hình cho kết quả mô phỏng Tnn thấp hơn quan trắc trên toàn miền và có xu thế tăng dần từ Bắc vào Nam. Trên nguồn số liệu quan trắc (hình 4.6a), nhiệt độ tối thấp trung bình ở Bắc Bộ dưới 7°C , ở Bắc Trung Bộ dưới 10°C và vùng ven biển Nam Trung Bộ dưới 15°C . Trong khi, mô hình cho kết quả mô phỏng Tnn thấp hơn quan trắc từ $4^{\circ}\text{-}5^{\circ}\text{C}$ trên vùng B1 và B2; $3^{\circ}\text{-}4^{\circ}\text{C}$ cho vùng B3, B4, N1 và N2. Riêng vùng khí hậu N3, mô hình cho kết quả mô phỏng Tnn tốt nhất, thấp hơn quan trắc từ $1^{\circ}\text{-}2^{\circ}\text{C}$. Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối vùng khí hậu N3 dao động trong khoảng $18^{\circ}\text{-}22^{\circ}\text{C}$ và hiện tượng rét đậm và rét hại không bao giờ xuất hiện ở đây.



Hình 4.6: Phân bố Tnn, thời kỳ chính đông của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Trong thời kỳ chính đông, nhiều nơi nhiệt độ tối thấp tuyệt đối xuống dưới 0°C như xuất hiện ở Bắc Bộ, thậm chí có cả một số vùng cao nguyên Đà Lạt - Lâm Đồng, được mô hình mô phỏng khá tốt về vị trí cũng như độ lớn của chúng. Riêng vùng thấp thuộc dãy núi Tam Đảo, mô hình không nắm bắt được tâm thấp này, mặc dầu trên số liệu quan trắc có thể hiện vị trí của nó.

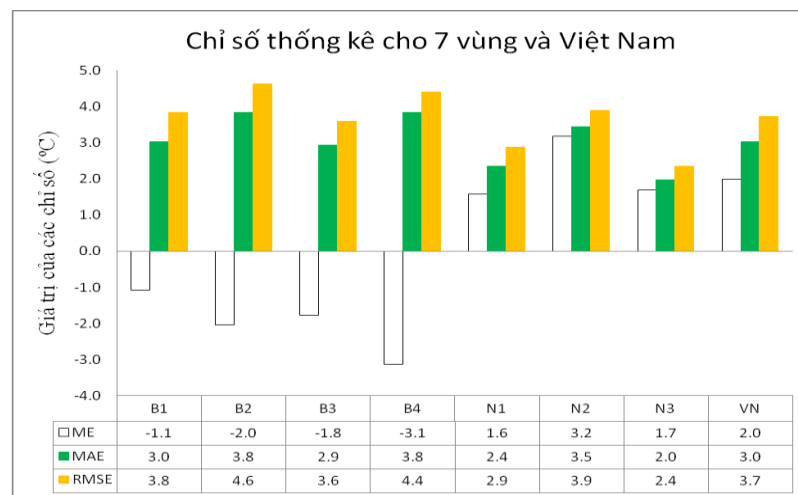


Hình 4.7: Biến trình năm Tnn cho Việt Nam, giai đoạn 1982-2000

Hình 4.7 biểu diễn biến trình năm của Tnn cho Việt Nam. Một xu thế chung có thể nhận thấy, Tnn của mô hình thấp hơn Tnn của quan trắc. Nhiệt độ tối thấp tuyệt đối hàng năm đều xảy ra vào tháng 1, tháng chịu ảnh hưởng của không khí cực đới biến tính mạnh nhất, đặc biệt là không khí cực đới biến tính khô kết hợp với sự làm lạnh do mặt đất phát xạ và ảnh hưởng của sự giảm nhiệt độ do độ cao địa

hình, dẫn đến các khu vực Tây Bắc, cực bắc của Đông Bắc thường xảy ra hiện tượng băng tuyết và sương giá. Đây được coi là loại hình thời tiết dị thường đối với vùng khí hậu vĩ độ thấp như Việt Nam. Ngoài ra, mức độ chênh lệch giữa mô hình và quan trắc lớn vào thời gian đầu và cuối năm, sai số nhỏ nhất rơi vào các tháng 5, 6 và 7. Điều đó cho thấy, hoàn lưu gió mùa Đông Bắc chi phối mạnh mẽ đến tới thấp tuyết đối trong thời kỳ mùa đông. Hơn nữa, theo nhận xét ở mục 3.1, trường hoàn lưu mô phỏng của mô hình trong thời kỳ chính đông có cường độ mạnh hơn số liệu phân tích lại ERA40. Đây là một phân nguyên nhân dẫn đến sai số trong kết quả mô phỏng yếu tố khí hậu này.

Khi đánh giá kết quả mô phỏng của Tnn trên 7 vùng khí hậu và Việt Nam (hình 4.8) thông qua các chỉ số ME, MAE và RMSE cho biết, chỉ số ME có xu thế âm trên vùng B1-N1, dương trên vùng N2-N3, tính cho cả Việt Nam thì ME vẫn nhỏ hơn không. Sai số lớn nhất trên vùng B1, B2, B4, N1, khá lớn trên vùng B3 và N1 và nhỏ nhất ở vùng N3. Mức độ chênh lệch của RMSE và MAE có giá trị nhỏ hơn 1°C .



Hình 4.8: Kết quả đánh giá Tnn cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam

So sánh kết quả đánh giá các chỉ số ME, MAE, RMSE cho vùng khí hậu B1 và B2 có thể nhận thấy rằng, vùng B2 cho sai số nhỏ hơn vùng B1, mặc dầu vùng B2 là “cửa ngõ” đón các đợt KKL tràn về nước ta. Điều đó minh chứng rằng, sai số trong kết quả mô phỏng Tnn của B1 không những do sự mô phỏng chưa hợp lý của

trường hoàn lưu thời kỳ mùa đông mà còn ảnh hưởng của hiệu ứng địa hình trong mô hình MM5.

Kết quả đánh giá các chỉ số thống kê được dẫn ra trên hình 4.8. Từ hình 4.8 ta có thể nhận thấy, chỉ số $ME < 0$ ở miền khí hậu phía Bắc và ngược lại ở miền khí hậu phía Nam. Trên vùng khí hậu B4 và N2, MAE có giá trị bằng nhau, ME và RMSE khác nhau không đáng kể giữa hai vùng. Mặc dầu, nguyên nhân gây sai số trong kết quả mô phỏng Tnn giữa chúng lại khác nhau. Chẳng hạn vùng B4, nhiệt độ tối thấp tuyệt đối giảm vào thời kỳ chính đông là do ảnh hưởng của KKL. Hơn nữa, đây là khu vực tiếp giáp với biển, được điều tiết bởi khí hậu biển, dẫn đến Tnn sẽ không giảm quá thấp. Với vùng khí hậu N2, ảnh hưởng của KKL đến khu vực này dường như không đáng kể, mà sự giảm Tnn ở đây chủ yếu do địa hình núi cao. Qua phân tích và đánh giá ở trên chỉ rõ, kết quả mô phỏng Tnn thấp hơn quan trắc ở miền khí hậu phía Bắc và lớn hơn ở miền khí hậu phía Nam. Tuy nhiên, khi tính trên toàn lãnh thổ Việt Nam, Tnn của mô hình thấp hơn quan trắc.

Sự biến đổi của Tnn trên các vùng khí hậu chủ yếu do ảnh hưởng của KKL kết hợp với địa hình núi cao và hoàn lưu quy mô địa phương như hoàn lưu gió đất - biển. Trong đó, KKL kết hợp với địa hình núi cao cho sai số kết quả mô phỏng Tnn lớn nhất, tiếp đến là do ảnh hưởng của địa hình và hoàn lưu gió địa phương.

Các vùng có nhiệt độ thấp, đặc biệt là các vùng có trị số nhiệt độ tối thấp dưới 0°C như Bắc Bộ, một số vùng núi cao ở Tây Nguyên, mô hình nắm bắt khá tốt về vị trí cũng như độ lớn của nó. Vùng khí hậu còn lại, mô hình đã thể hiện được quy luật biến đổi Tnn theo từng vùng.

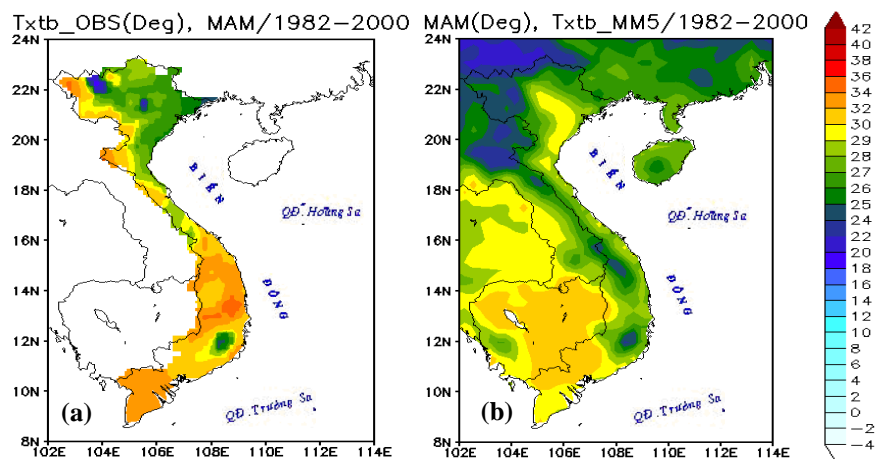
So sánh kết quả tính toán các chỉ số ME, MAE và RMSE cho 7 vùng và Việt Nam, vùng khí hậu cho kết quả mô phỏng Tnn tốt nhất là vùng N3, thể hiện các chỉ số nêu trên nhỏ hơn các vùng khác. Các vùng khí hậu còn lại sai số khá lớn, lớn nhất là vùng B1 và B2.

4.3 Nhiệt độ tối cao trung bình

Nhiệt độ tối cao thường xuất hiện ở Việt Nam vào các thời kỳ hoạt động của

gió mùa mùa hè, chủ yếu là đầu mùa, khi áp thấp Ấn - Miến ở phía Tây lấn sang phía Đông, khống chế thời tiết Việt Nam. Trên lãnh thổ nước ta, trị số nhiệt độ cao nhất có thể xảy ra ngay từ tháng 3, tháng 4 hoặc tháng 5 (thậm chí là vào tháng 2) ở các vĩ độ phía Nam và vào tháng 5, tháng 6 hoặc tháng 7 ở các vĩ độ phía Bắc. Vì vậy, khi so sánh, phân tích và đánh giá Txtb, luận án đều xem xét chúng trong mối quan hệ với điều kiện hoàn lưu. Hơn nữa, ảnh hưởng của các hệ thống thời tiết nói trên hầu hết xảy ra trong các giai đoạn đầu hè, chính hè và cuối hè. Do đó, các kết quả sẽ không đề cập đến sự biến đổi của Txtb trong các tháng mùa đông.

Thời kỳ đầu hè, là thời kì có sự giao tranh giữa gió mùa mùa đông đang suy yếu và gió mùa mùa hè đang mạnh lên. Lúc này KKL đã suy yếu và lệch đông kết hợp với rãnh thấp trong đới gió tây trên cao dịch chuyển sang phía Đông, tạo điều kiện gây mưa rào và dông ở Bắc Bộ, do đó Txtb chưa tăng cao.



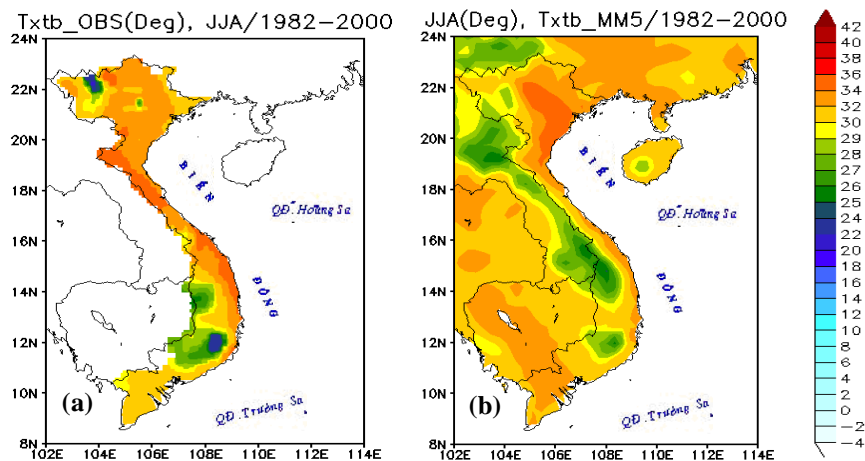
Hình 4.9: Phân bố Ttxtb, thời kỳ đầu mùa hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000

Khu vực Tây Bắc trong thời kỳ này, ít chịu ảnh hưởng của gió mùa mùa đông và bắt đầu chịu ảnh hưởng của áp thấp Ấn - Miến nên nhiệt độ tối cao trung bình cao hơn so với các vùng khí hậu Đông Bắc và Đồng bằng Bắc Bộ (hình 4.9a) và sai khác so với số liệu quan trắc khoảng 4^0-5^0C . Với miền khí hậu phía Nam, Ttxtb đã tăng rất cao, thậm chí khu vực Nam Bộ đã bước vào thời kỳ nắng nóng, nhiệt độ tối

cao trung bình trên khu vực lên đến $32^{\circ}\text{-}34^{\circ}\text{C}$ (hình 4.9a), trong khi kết quả mô phỏng Txb ở đây mới đạt mức $29^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{C}$ (hình 4.9b).

Thời kỳ chính hè, trên lục địa châu Á, áp thấp Ấn - Miến đã bắt đầu phát triển và lấn sang phía đông, kết hợp với gió mùa tây nam, tiết khô nóng bao trùm cả Bắc Trung Bộ. Hầu hết các khu vực, nhiệt độ tối cao trung bình đều trên 25°C , cao nhất $34^{\circ}\text{-}36^{\circ}\text{C}$ Trung Bộ và Nam Trung Bộ, Đồng bằng Bắc Bộ và Đông Bắc dao động mức $32^{\circ}\text{-}34^{\circ}\text{C}$, riêng Tây Bắc và Tây Nguyên, Txb có phần giảm hơn các khu vực khác, dao động từ $29^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{C}$, sự giảm nhiệt ở đây chủ yếu do ảnh hưởng của địa hình núi cao.

Dải nhiệt độ tiếp giáp biên giới Việt - Lào, thuộc phía Tây dãy Trường Sơn, Txb xấp xỉ $26^{\circ}\text{-}27^{\circ}\text{C}$, vượt qua dãy Trường Sơn là dải đất miền Trung, với nền nhiệt Txb khoảng $30^{\circ}\text{-}32^{\circ}\text{C}$. Sự chênh lệch nhiệt độ phía Tây và Đông Trường Sơn khá cao, khoảng 4°C . Nguyên nhân do ảnh hưởng của hiệu ứng phơn. Hiện tượng này xảy ra khi hoàn lưu gió mùa Tây Nam mang không khí ẩm đến khu vực này, gặp địa hình núi cao, thăng cưỡng bức, gây mưa lớn phía Tây Trường Sơn, làm giảm nhiệt phía Tây và tăng cường nhiệt cho phía Đông.

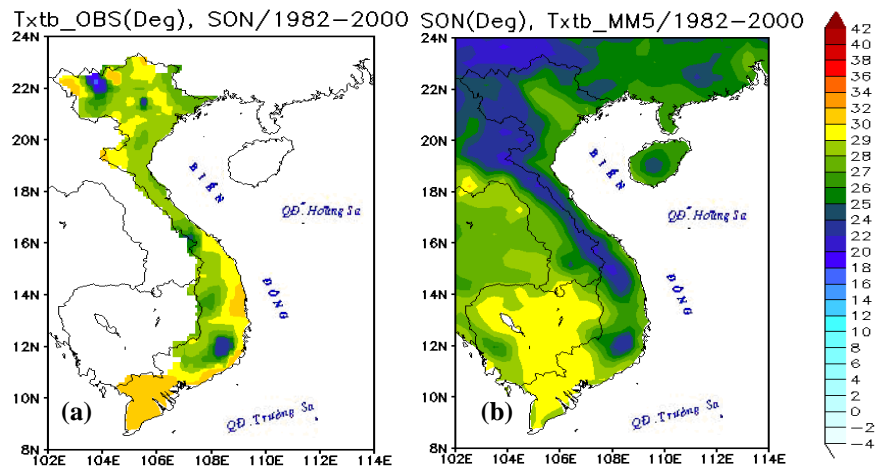


Hình 4.10: Phân bố Txb, thời kỳ chính hè của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Mặc dầu vậy, kết quả mô phỏng Txb vẫn thấp hơn quan trắc. Chẳng hạn như vùng B1, N2, mức độ chênh lệch Txb so với quan trắc là $1^{\circ}\text{-}2^{\circ}\text{C}$, vùng B2 và B3 là $2^{\circ}\text{-}3^{\circ}\text{C}$, vùng B4 và N1 từ $1^{\circ}\text{-}2^{\circ}\text{C}$, vùng N3 xấp xỉ 1°C . Như vậy, trên 7 vùng khí

hậu, mức độ chênh lệch của Txtb so với quan trắc là không cao, dao động khoảng 1^0-3^0C , điều đó thấy mô hình mô phỏng Txtb khá tốt trong thời kỳ chính hè.

Phân bố không gian của Txtb trong thời kỳ cuối hè được dẫn ra trên hình 4.11b. Cũng tương tự như thời kỳ chính hè, Txtb của mô hình quá thấp so với quan trắc trong thời kỳ cuối hè. Sai số Txtb lớn trên 7 vùng khí hậu Việt Nam, trừ vùng N3. Trong đó, vùng B1, N2 mức độ chênh lệch Txtb so với thực tế 3^0-4^0C , vùng B2 và B3 là 2^0-3^0C , vùng B4 và N1 từ 1^0-2^0C , vùng N3 xấp xỉ 1^0C . Các khu vực lân cận Việt Nam như các khu vực tiếp giáp biên giới Việt - Trung, Việt - Lào, sai số Txtb rất lớn, trên 4^0C .



Hình 4.11: Phân bố Txtb, thời kỳ cuối mùa hè của OBS(a), MM5(b), 1982-2000

Ngoài phân tích định tính phân bố không gian của Txtb, luận án có tính phân bố tần số của Txtb trong tháng 7, 4, 10 và được dẫn ra trong các bảng 4.4 đến bảng 4.6. Kết quả tính toán cho thấy, mô hình luôn cho xu thế mô phỏng Txtb thấp hơn quan trắc. Thể hiện tần suất “dưới ngưỡng” luôn chiếm 80%, 20% còn lại là “trùng nhau” và “vượt ngưỡng”, trong đó phần “trùng nhau” khá nhỏ, chiếm 12%, 8% là “vượt ngưỡng”. Khoảng nhiệt độ mà mô hình cho kết quả mô phỏng tốt nhất trong tháng 4, 7 và 10 lần lượt là 23^0-25^0C , 27^0-29^0C và 21^0-23^0C .

So sánh số lần “trùng nhau” trong các tháng 4, 7 và 10 với tần số lớn nhất vào tháng 4 với 66 trường hợp, 95 trường hợp của tháng 7 và 21 trường hợp cho tháng 10. Điều đó cho thấy mô hình cho kết quả mô phỏng Txtb tốt trong mùa hè nhưng

không tốt trong các tháng mùa thu và mùa xuân.

Bảng 4.4: Phân bố tần suất Txb tháng 4, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
19-21	0,0	0,4	0,7	0,4	2,0	2,7	3,9	10,3
21-23	0,0	0,3	0,0	1,4	6,5	4,8	6,8	19,8
23-25	0,1	0,1	2,0	5,5	16,2	20,7	5,9	50,6
25-27	0,0	0,0	0,4	0,4	3,6	6,2	8,5	19,2
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Tổng	0,1	0,9	3,2	7,8	28,3	34,4	25,3	100,0

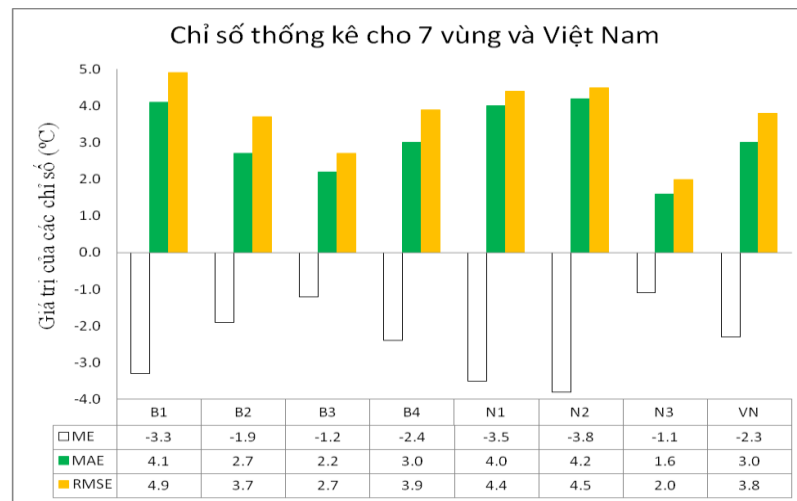
Bảng 4.5: Phân bố tần suất Txb tháng 7, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
21-23	0,6	1,0	2,7	5,0	6,3	4,0	19,6
23-25	0,3	0,6	0,7	0,7	4,4	9,1	15,9
25-27	0,0	0,0	0,6	0,4	8,1	22,9	32,0
27-29	0,0	0,0	1,2	1,0	7,2	17,3	26,7
29-31	0,0	0,0	0,0	0,3	0,9	4,6	5,8
Tổng	0,9	1,6	5,2	7,5	27,0	57,8	100,0

Bảng 4.6: Phân bố tần suất Txb tháng 10, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
15-17	0,9	0,2	0,0	0,0	0,2	1,4	2,6
17-19	0,5	0,3	0,9	0,9	1,6	6,6	10,8
19-21	0,0	0,9	0,3	0,5	3,7	15,2	20,6
21-23	0,0	0,0	1,4	0,7	3,1	39,9	45,1
23-25	0,0	0,0	0,5	0,7	1,4	10,8	13,5
25-27	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	9,8	10,0
Tổng	0,5	1,2	3,1	2,8	10,0	82,3	100,0

Để đánh giá mức độ sai số trong kết quả mô phỏng nhiệt độ tối cao trung bình, luận án có xem xét đến các chỉ số ME, MAE, RMSE trên 7 vùng khí hậu và Việt Nam (hình 4.12). Từ hình 4.12 có thể nhận thấy, ME nhỏ hơn không trên toàn miền. Có nghĩa mô hình luôn mô phỏng T_{xtb} thấp hơn quan trắc. Sai số không có tính hệ thống giữa các vùng. Sai số lớn nhất tập trung ở vùng B1, B4 và N1 với giá trị của MAE trên 4⁰C, các vùng còn lại dao động mức 1⁰-3⁰C. Trong đó, vùng N3 và B3 cho kết quả mô phỏng tốt nhất, thể hiện ở chỉ số MAE và RMSE vùng khí hậu B3 lần lượt là 2,2⁰C và 2,7⁰C; vùng N3 tương ứng là 1,6⁰C và 2,0⁰C.



Hình 4.12: Kết quả đánh giá T_{xtb} cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam

4.4 Nhiệt độ tối cao tuyệt đối

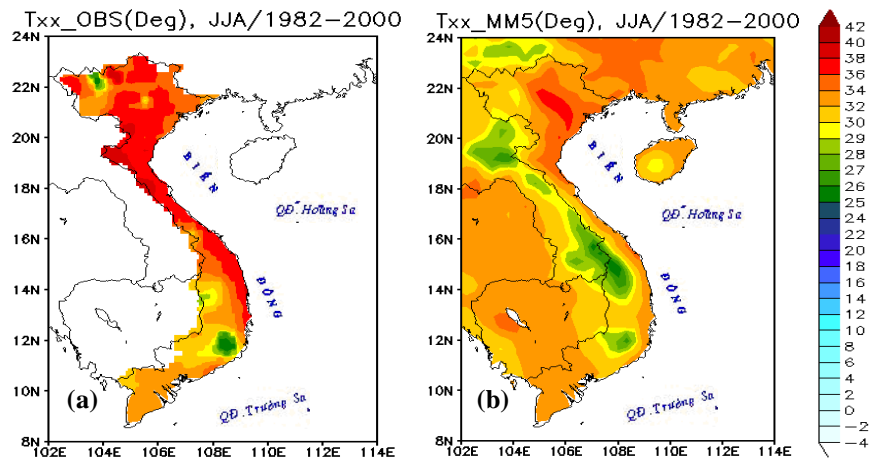
Nhiệt độ tối cao tuyệt đối ở Việt Nam xảy ra trong điều kiện thời tiết nắng nóng và nắng nóng gay gắt, thường do ảnh hưởng của: 1) Áp thấp lục địa (thời kỳ mùa đông); 2) Áp thấp Ấn - Miến (thời kỳ đầu hè); 3) Gió tây khô nóng.

Tần suất lớn nhất của T_{xx} tập trung vào các tháng chính hè với nền nhiệt độ khá cao trên cả nước, riêng khu vực Bắc Trung Bộ và Nam Trung Bộ, nhiệt độ tối cao tuyệt đối vượt trội hơn cả khu vực Tây Bắc, Tây Nguyên và Nam Bộ. Điều đó cho thấy vai trò của vĩ độ không ảnh hưởng đến nhiệt độ cao nhất mà chủ yếu phụ thuộc vào địa hình. Thể hiện rõ nhất ở vùng duyên hải Trung Bộ, nơi tiếp giáp biển, nền nhiệt độ đáng lẽ phải ôn hòa hơn, nhưng thực tế cho thấy phân bố nhiệt ở đây

rất cao (lớn hơn 38°C trong mùa hè). Bởi vì ở đây chịu ảnh hưởng sâu sắc của hiệu ứng phơn do dãy Trường Sơn.

Phần tiếp giáp biên giới Việt - Lào, nhiệt độ tối cao tuyệt đối mô phỏng được $29^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{C}$, trong khi thực tế quan trắc được trên 38°C . Điều đó cho thấy mô hình không thể hiện được ảnh hưởng của hiệu ứng phơn hơn trong kết quả mô phỏng Txx, có thể liên quan đến việc làm trơn địa hình trong mô hình.

Kết quả mô phỏng Txx trên hình 4.13b thể hiện xu thế thiên thấp hơn quan trắc. Sai số lớn nhất tập trung trên vùng B1, B4 và N1, vùng B2, B3, N2 và N3 mức chênh lệch khoảng $1^{\circ}\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Vậy nguyên nhân gây sai số cho các vùng khí hậu trên là do ảnh hưởng của điều kiện hoàn lưu, địa hình, mật độ hay sự kết hợp giữa chúng?



Hình 4.13: Phân bố Txx, thời kỳ chính hè của OBS(a), MM5(b), giai đoạn 1982-2000

Trước hết xem xét lại trường hoàn lưu mực 1000mb được dẫn ra trên hình 3.4a, b. Thực tế cho thấy, vào thời kỳ này sự phát triển của áp thấp Ấn - Miến đang ở giai đoạn cực thịnh (hình 3.4a), chi phối toàn bộ nền nhiệt khu vực phía Tây, trong khi mô hình chưa mô phỏng được cường độ và vị trí của nó (hình 3.4b) trong thời kỳ này, có thể là một phần nguyên nhân làm giảm Txx đối với vùng khí hậu tiếp giáp phía Tây.

Tương tự xem xét trường hoàn lưu trên mực 500mb của ERA40 (hình 3.5a),

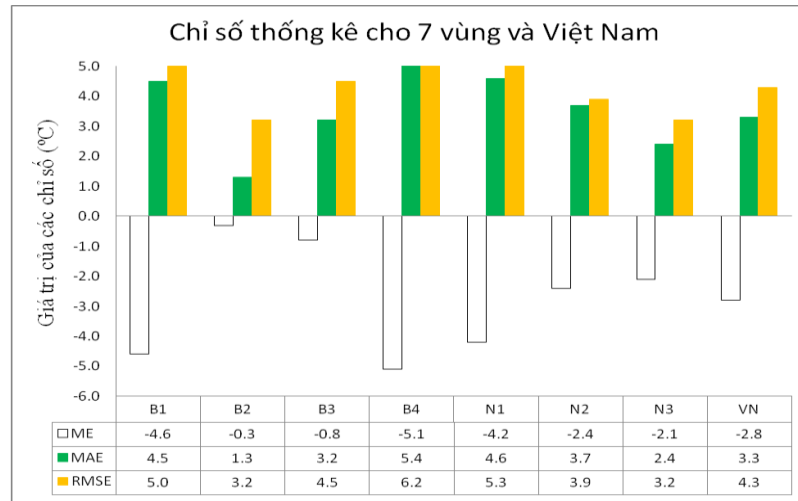
áp cao cận nhiệt đới hầu như bao trùm toàn bộ Việt Nam, tạo điều kiện thuận lợi cho mặt đất càng nhận nhiều năng lượng bức xạ mặt trời, kích thích sự phát triển của áp thấp Ấn - Miến. Nhưng kết quả mô phỏng trường hoàn lưu của mô hình (hình 3.5b) cho thấy, một phần rìa phía Nam của áp cao cận nhiệt đới ảnh hưởng đến vùng khí hậu B2 và B3, làm gia tăng nhiệt độ, giảm mức độ chênh lệch Txx so với quan trắc trên hai khu vực này.

Bảng 4.7: Phân bố tần suất Txx tháng 7, giai đoạn 1982-2000

OBS MM5	23-25	25-27	27-29	29-31	31-33	33-37	37-39	Tổng
21-23	0,0	0,7	0,7	2,1	3,3	4,8	1,6	13,0
23-25	0,1	0,4	0,2	0,6	2,2	8,0	7,7	19,1
25-27	0,0	0,1	0,2	1,1	4,2	14,1	8,0	27,6
27-29	0,0	0,0	0,1	1,5	3,5	13,0	8,3	26,4
29-31	0,0	0,0	0,1	0,5	1,0	8,8	3,4	13,8
Tổng	0,1	1,1	1,2	5,7	14,2	48,6	29,0	100,0

Bảng 4.7 biểu diễn tần suất Txx tháng 7 với các khoảng nhiệt độ khác nhau. Nhìn vào kết quả tính toán cho thấy, tần suất mô hình và quan trắc “trùng nhau” chiếm tỷ lệ phần trăm rất nhỏ, khoảng 0,8% ; phần lớn mô hình mô phỏng Txx “dưới ngưỡng” quan trắc với tần suất đạt 90%, chỉ 1% “trên ngưỡng” quan trắc. Có nghĩa trong 100 trường hợp sẽ có 1 trường hợp mô hình mô phỏng “vượt ngưỡng”, 90 trường hợp mô hình “dưới ngưỡng”. Như vậy, mô hình MM5 hầu như không có kỹ năng mô phỏng nhiệt độ tối cao tuyệt đối.

Kết quả mô phỏng Txx luôn thấp hơn quan trắc cũng được thể hiện rõ trên hình 4.14. Giá trị của ME luôn nhỏ hơn không, vùng B1, B4 và N1 mức độ biến động của chỉ số này rất lớn, dao động trong khoảng -5°C đến -4°C , vùng có mức độ dao động nhỏ nhất là B2 và B3; các vùng còn lại dao động -2°C đến $-2,4^{\circ}\text{C}$. Tương tự như chỉ số ME, sai số tuyệt đối trung bình rất lớn ở vùng Tây Bắc, ven biển Trung Bộ.



Hình 4.14: Kết quả đánh giá Txx cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam

So sánh chỉ số RMSE của Tntb, Tnn, Txtb và Txx, có thể nhận thấy sai số hệ thống của mô hình khi mô phỏng cực trị nhiệt độ ở miền khí hậu phía Nam, trong đó vùng N3 cho chỉ số RMSE nhỏ nhất. Miền khí hậu phía Bắc không thể hiện tính sai số hệ thống trong bốn vùng. Chỉ số RMSE lớn nhất vùng B1 và B4, khá tốt với vùng B3 trừ yếu tố Txx. Đối với yếu tố cực tiểu nhiệt độ (tối thấp trung bình và tối thấp tuyệt đối), giá trị RMSE có xu thế giảm dần từ Bắc vào Nam. Bên cạnh đó, giá trị RMSE với cực đại nhiệt độ (tối cao trung bình và tối cao tuyệt đối), có giá trị lớn trên vùng B1, B2, B4 và N1, khá nhỏ ở vùng B3 và N3. Điều đó cho thấy, vai trò của vĩ độ có ảnh hưởng đến sự phân bố nhiệt độ cực tiểu, nhưng không có vai trò trong phân bố nhiệt độ cực đại, mà nguyên nhân ảnh hưởng đến sự phân bố này chủ yếu là do điều kiện địa hình và ảnh hưởng của hoàn lưu.

Nhận xét cuối chương

Nhìn chung, mô hình cho xu thế thiên thấp khi mô phỏng các cực trị nhiệt độ. Biên độ sai số của RMSE tăng dần theo thứ tự Tntb, Tnn, Txtb và Txx. Nguyên nhân gây sai số trong kết quả mô phỏng nhiệt độ cực tiểu, có thể do mô hình mô phỏng trường hoàn lưu thời kỳ mùa đông mạnh hơn thực tế, kết hợp với sự giảm nhiệt do điều kiện địa hình. Trong khi nguyên nhân sai số đối với nhiệt độ tối cao là phần đóng góp không thể thiếu được của địa hình, kết hợp mô hình chưa nắm bắt

được vị trí và cường độ của các trung tâm khí áp như áp cao cận nhiệt đới và áp thấp Ấn - Miến.

Tần suất nhiệt độ cực trị của mô hình và quan trắc rơi vào một khoảng giá trị thấp, chiếm khoảng 15%. Hầu hết tần suất “dưới ngưỡng” chiếm 75%, 10% là “vượt ngưỡng” và số phần trăm giảm dần theo thứ tự Tntb, Tnn, Txtb và Txx.

Vĩ độ đóng vai trò chính chi phối đến sự phân bố nhiệt độ cực tiểu nhưng không có vai trò trong việc chi phối đến phân bố của nhiệt độ cực đại.

Một cách khách quan có thể nói, mô hình có kĩ năng trong mô phỏng nhiệt độ tối thấp trung bình nhưng không có kĩ năng trong mô phỏng nhiệt độ tối cao tuyệt đối.

Đối với miền khí hậu phía Nam, thể hiện được sai số hệ thống của mô hình, nhưng không thể hiện rõ với miền khí hậu phía Bắc.

Sai số lớn thường tập trung ở khu vực có địa hình núi cao, phức tạp như B1, B2 và B4. Vùng đồng bằng châu thổ sông Hồng (B3) và sông Cửu Long (N3) cho kết quả mô phỏng khá tốt trừ yếu tố Txx.

KẾT LUẬN

Từ những nghiên cứu lí thuyết mô hình và tính toán thực hiện trong luận án, chúng tôi rút ra những nhận xét và kết luận sau:

1. Luận án đã hệ thống hóa được đặc điểm của các RCM hiện đang nghiên cứu thử nghiệm tại Việt Nam, so sánh ưu nhược điểm của chúng, đã lựa chọn được mô hình MM5 là mô hình có khả năng áp dụng được trong nghiên cứu mô phỏng khí hậu ở Việt Nam. Hơn nữa, việc hệ thống hóa các nghiên cứu RCM trong và ngoài nước, kết hợp so sánh ưu nhược điểm của các sơ đồ tham số vật lí, động lực mô hình để lựa chọn được bộ tham số thích hợp cho Việt Nam, đạt được mục tiêu thứ nhất của luận án.

2. Thời gian chạy mô phỏng khí hậu Việt Nam bằng mô hình MM5 trong 19 năm (1982-2000). Kết quả mô phỏng được đánh giá bằng phương pháp trực quan, phương pháp thống kê biến liên tục, phương pháp tính tần số có điều kiện, phương pháp đánh giá hai pha, cho 7 vùng khí hậu và Việt Nam theo tháng (từ tháng 1 đến 12), theo mùa (mùa xuân - MAM, mùa hè - JJA, mùa thu - SON và mùa đông - DJF), theo năm (1982 đến 2000) cho trường hoàn lưu, trường mưa, trường nhiệt và 7 đặc trưng khí hậu: Tốc độ gió trung bình, nhiệt độ trung bình, tổng lượng mưa, nhiệt độ tối thấp trung bình, tối thấp tuyệt đối, tối cao trung bình và tối cao tuyệt đối cho thấy:

a) Miền tính của mô hình MM5 mở rộng về phía Nam sẽ giảm được sai số trong kết quả mô phỏng nhiệt độ và lượng mưa hơn khi mở rộng về phía Bắc;

b) Phân bố trường hoàn lưu từ mực thấp lên cao của mô hình so với số liệu phân tích lại ERA40, đã thể hiện được một số hệ thống khí áp chính ảnh hưởng đến đến thời tiết Việt Nam như: Áp cao lạnh lục địa, rãnh gió tây trên cao, áp cao cận nhiệt đới và áp thấp Ấn - Miến; mô hình có mô phỏng được, mặc dầu còn có những sai khác về cường độ hay vị trí của chúng;

c) Mô hình mô phỏng phù hợp với hướng gió thịnh hành trong các mùa, mặc dầu ở một số nơi có cường độ gió lớn hơn. Sai số mô phỏng của tốc độ gió trung

bình giảm trong các tháng mùa xuân, tương đối cao trong các tháng hè - thu và rất lớn trong các tháng mùa đông. Vùng khí hậu cho sai số lớn kết quả mô phỏng Vtb lớn nhất là B4, N1; vùng B3, N3 cho sai số nhỏ nhất. Ngoài ra, tốc độ gió trung bình có xu thế giảm dần từ biển vào đất liền với sai số vùng ven biển và hải đảo 2,0m/s; đồng bằng và ven biển 1,7m/s; trung du và miền núi 1,4m/s;

d) Một cách khách quan có thể nói, mô hình có kỹ năng trong mô phỏng nhiệt độ T2m và Tntb. Thể hiện giá trị của chỉ số MAE và RMSE có giá trị xấp xỉ bằng nhau, có nghĩa là sai số hệ thống tương đối ổn định. Đối với T2m, chỉ số MAE ở các vùng đồng bằng khoảng 1,0⁰C, vùng đồng bằng ven biển khoảng 2,0⁰-3,0⁰C và vùng trung du và miền núi khoảng 3,0⁰-4,0⁰C, miền Nam thấp hơn miền Bắc khoảng 1,0⁰C. Với Tntb, chỉ số MAE ~ 2,3⁰C, RMSE ~ 2,6⁰C, HSTQ ~ 0,6 khi tính trên toàn miền Việt Nam. Vùng khí hậu cho kết quả mô phỏng tốt nhất là B3, N3, chưa tốt trên vùng B4 và N1. Ngoài ra, không có sự khác biệt nhiều giữa giá trị nhiệt độ trên lưới và trạm, do đó có thể sử dụng số liệu nhiệt độ của APH như là số liệu quan trắc thực để so sánh với kết quả của mô hình;

e) Lượng mưa mô phỏng mô hình thấp trong các tháng mùa mưa nhưng cao trong các tháng mùa khô. Mô hình nắm bắt được xu thế diễn biến của mùa mưa, nhưng sai lệch đáng kể về lượng mưa. Khi tính trên 7 vùng khí hậu, mưa mô phỏng vẫn có xu thế thấp hơn quan trắc trừ vùng B4. Vùng B3, N3 cho kết quả mô phỏng mưa tốt nhất, chưa tốt với vùng khí hậu B4, N1. Ngoài ra, thời gian bắt đầu và kết thúc của mùa mưa trong mô hình thường đến muộn và kết thúc sớm;

f) Biến trình nhiều năm của lượng mưa không có tính ổn định trên 7 vùng khí hậu. Trong những năm El Nino, xu thế biến đổi của lượng mưa trên 7 vùng khí hậu có giảm đi, trừ B4 và N1. Lượng mưa mô phỏng có xu thế vượt trội trong các năm xảy ra hiện tượng La Nina như 88/89 và 99/00, trừ vùng N3;

g) Mô hình cho xu thế thiên thấp khi mô phỏng các cực trị nhiệt độ, có kỹ năng mô phỏng nhiệt độ tối thấp trung bình, nhưng không có kỹ năng mô phỏng nhiệt độ cực đại. Nguyên nhân là do mô hình chưa mô phỏng được cường độ, vị trí của áp

thấp Ấn - Miến, áp cao cận nhiệt đới và hiệu ứng của địa hình;

h) Số liệu mưa của APH phù hợp về diện nhưng chưa phù hợp về lượng đối với Việt Nam. Vì vậy, để sử dụng được nguồn số liệu tốt hơn, chúng ta nên bổ sung thêm số liệu quan trắc thực tế;

i) Đối với các tâm nhiệt và tâm mưa trên khu vực hầu như mô hình không nắm bắt được, trừ một số tâm mưa lớn như biên giới Việt - Lào, tâm lạnh ở cao nguyên Đà Lạt-Lâm Đồng, mô hình cho kết quả mô phỏng khá tốt trong các mùa.

KIẾN NGHỊ

1. Cần bổ sung thêm số liệu quan trắc vào bộ số liệu mưa APH để có một bộ số liệu chuẩn trên lưới, phục vụ cho bài toán thẩm định trong mô hình;
2. Trên cơ sở đánh giá các kết quả mô phỏng, cần áp dụng bài toán hiệu chỉnh thống kê sản phẩm của mô hình MM5 đối với yếu tố T2m và Tntb;
3. Các tâm nhiệt và mưa hầu như bị là tron với độ phân giải 36km. Để nắm bắt được các tâm này có thể áp dụng “lưới lồng” thử nghiệm cho các khu vực nhỏ hơn. Tuy nhiên, nhược điểm của cách làm này sẽ giảm tốc độ tính toán trong mô hình mà điều kiện năng lực máy tính hiện nay chưa cho phép. Vì vậy, hướng nghiên cứu hướng đến trong tương lai là tạo ra trường ban đầu từ sản phẩm đầu ra của mô hình với độ phân giải 36km, kết hợp với số liệu quan trắc thực tế, để có thể mô phỏng được các quá trình có quy mô nhỏ hơn.

DANH MỤC CÔNG TRÌNH KHOA HỌC CỦA TÁC GIẢ LIÊN QUAN ĐẾN LUẬN ÁN

1. Thái Thị Thanh Minh, Nguyễn Việt Lành, Nguyễn Văn Thắng và Hồ Thị Minh Hà, Nghiên cứu ảnh hưởng của sơ đồ tham số hóa đối lưu đến kết quả mô phỏng trường nhiệt-mưa trên khu vực Việt Nam và lân cận bằng mô hình khí hậu khu vực (RegCM3), Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số 583, tháng 7/2009, trang 15-22.
2. Hồ Thị Minh Hà và Thái Thị Thanh Minh, Một số vấn đề về tham số hóa đối lưu trên vùng nhiệt đới trong mô hình khí hậu khu vực, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số 587, tháng 11/2009, trang 14-22.
3. Thái Thị Thanh Minh và Lê Trần Huyền Trang, Nghiên cứu lựa chọn số liệu mưa lưới tối ưu phục vụ cho bài toán thẩm định kết quả mưa trong mô hình số, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, số 629, tháng 5/2013, trang 53-57.
4. Thái Thị Thanh Minh, Đánh giá kỹ năng mô phỏng một số trường khí hậu của mô hình MM5 trên khu vực Việt Nam và lân cận, Tạp chí Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, Đại học Quốc gia Hà Nội, số 2S, tập 29, năm 2013, trang 121-133.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Hoàng Đức Cường, Nguyễn Ngọc Bích Phượng (2009), Các loại sol khí tác động mạnh lên hệ thống khí hậu, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 582) tháng 6 năm 2009, tr. 39-41.
2. Hoàng Đức Cường, Mai Văn Khiêm, Nguyễn Văn Hiệp (2004), Độ nhạy của các sơ đồ tham số hóa đối lưu trong mô hình số trị, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 522) tháng 6 năm 2004, tr. 23-30.
3. Đinh Bá Duy (2008), Thử nghiệm mô phỏng khí hậu hạn mùa khu vực Việt Nam bằng mô hình MM5, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 39, 69-83.
4. Đỗ Huy Dương (2010), Nghiên cứu xác định tính chất xu thế của nhiệt độ cực đại, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 596) tháng 8 năm 2010, tr. 21-30.
5. Đỗ Huy Dương, Võ Văn Hòa (2010), Đánh giá và so sánh khả năng mô phỏng hạn mùa của mô hình khí hậu RegCM và REMO, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 594) tháng 6 năm 2010, tr. 21-26.
6. Đỗ Huy Dương, Phan Văn Tân, Võ Văn Hòa (2009), Đánh giá khả năng mô phỏng một số yếu tố khí hậu cực đoan của mô hình khí hậu khu vực RegCM, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 584) tháng 8 năm 2009, tr. 15-23.
7. Trần Quang Đức (2008), Tham số hóa bức xạ trong mô hình khí hậu khí quyển CAM3.0, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 568) tháng 4 năm 2008, tr. 19-24.
8. Hồ Thị Minh Hà, Nguyễn Hương Điền (2006), Thử nghiệm hiệu chỉnh kết quả mô phỏng nhiệt độ hạn mùa trên khu vực Đông Nam Á của mô

hình khí hậu khu vực RegCM3, Tạp chí Khoa học và công nghệ, Đại học Quốc gia Hà Nội (số 2), tr. 20-27.

9. Hồ Thị Minh Hà (2008), Nghiên cứu khả năng dự báo mùa các yếu tố khí tượng trên lãnh thổ Việt Nam bằng phương pháp thủy động thống kê, Luận án Tiến sĩ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 47-55.
10. Nguyễn Việt Lành (2008), Mô phỏng khí hậu khu vực Việt Nam và lân cận trong các tháng mùa đông và mùa hè bằng mô hình RegCM3, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 566) tháng 2 năm 2008, tr. 53-58.
11. Trần Việt Liễn (2002), Chỉ tiêu đánh giá và lựa chọn mô hình dự báo khí hậu, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 494) tháng 2 năm 2002, tr. 13-20.
12. Nguyễn Đăng Mậu (2012), Thử nghiệm kết hợp mô hình khí hậu toàn cầu CAM và khu vực RegCM mô phỏng các trường khí hậu khu vực Việt Nam, Luận văn Thạc sĩ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 33-35.
13. Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu (2004), Khí hậu và tài nguyên khí hậu Việt Nam, Nxb Nông nghiệp, tr. 242-246.
14. Nguyễn Đức Ngữ vcs., (2002), Tác động của ENSO đến thời tiết, khí hậu, môi trường và kinh tế - xã hội ở Việt Nam, Đề tài nghiên cứu khoa học độc lập cấp Nhà nước, tr.1-33.
15. Nguyễn Bình Phong (2008), Nghiên cứu tác động của tham số hóa các quá trình bề mặt trong việc mô phỏng khí hậu khu vực bằng mô hình MM5, Luận văn Thạc sĩ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 54-65.
16. Nguyễn Ngọc Bích Phượng (2008), Nghiên cứu ảnh hưởng của sol khí đến sự biến đổi nhiệt độ và lượng mưa trên khu vực Đông Nam Á bằng

- mô hình RegCM, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 58-60.
17. Lê Như Quân (2007), Nghiên cứu khả năng mô phỏng nhiều năm khu vực Việt Nam của mô hình RegCM3, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 37-68.
 18. Nguyễn Đăng Quang (2007), Thử nghiệm mô phỏng chế độ nhiệt hạn mùa bằng mô hình RegCM3 trên khu vực Việt Nam - Đông Dương, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội.
 19. Lê Văn Thiện, Nguyễn Văn Thắng (2004), Nghiên cứu thử nghiệm chạy mô hình khí hậu khu vực (RegCM) mô phỏng khí hậu cho Việt Nam, Đề tài nghiên cứu Khoa học cấp Cơ sở, Viện Khí tượng Thủy văn và Môi trường.
 20. Dư Đức Tiến (2006), Nghiên cứu ảnh hưởng của bất đồng nhất bề mặt trong mô hình khí hậu, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội.
 21. Phan Văn Tân vcs., (2010), Nghiên cứu tác động của biến đổi khí hậu toàn cầu đến các yếu tố và hiện tượng khí hậu cực đoan ở Việt Nam, khả năng mô phỏng và giải pháp chiến lược ứng phó, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu Khoa học cấp Nhà nước, mã số KC08.29/06-10.
 22. Phan Văn Tân vcs., (2008), Nghiên cứu ứng dụng mô hình khí hậu khu vực mô phỏng/dự báo mùa các trường khí hậu bề mặt phục vụ quy hoạch phát triển và phòng tránh thiên tai, Báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu Khoa học cấp Đại học Quốc gia, mã số QG.TĐ.06.05.
 23. Phan Văn Tân, Đinh Bá Duy (2008), Ảnh hưởng của nhiệt độ và độ ẩm đất ban đầu đến thời gian khởi động của mô hình khí hậu khu vực, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 575) tháng 11 năm 2008, tr. 1-8.

24. Phan Văn Tân, Hồ Thị Minh Hà (2008), Nghiên cứu độ nhạy của mô hình khí hậu khu vực RegCM3. Phần I: Ảnh hưởng của điều kiện biên đến kết quả mô phỏng khí hậu hạn mùa khu vực Việt Nam và Đông Nam Á, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 573) tháng 10 năm 2008, tr. 1-12.
25. Phan Văn Tân, Hồ Thị Minh Hà (2008), Nghiên cứu độ nhạy của mô hình khí hậu RegCM3. Phần II: Ảnh hưởng của các sơ đồ tham số hóa đối lưu đến kết quả mô phỏng khí hậu hạn mùa khu vực Đông Nam Á, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 574) tháng 10 năm 2008, tr. 1-11.
26. Phan Văn Tân, Du Đức Tiến (2005), Ảnh hưởng của tính bất đồng nhất bề mặt đệm đến các trường nhiệt độ và lượng mưa mô phỏng bằng mô hình RegCM trên khu vực Đông Dương và Việt Nam, Tạp chí Khoa học và công nghệ, Đại học Quốc gia Hà Nội (số 4), tr. 57-68.
27. Trần Thục vcs., (2011), Đánh giá khả năng mô phỏng khí hậu mùa của mô hình PRECIS cho khu vực Việt nam, Hội thảo khoa học Quốc gia về Khí tượng Thủy văn, Môi trường và Biến đổi khí hậu.
28. Lương Mạnh Thắng (2008), Ảnh hưởng của vùng đệm và độ phân giải đến kết quả mô phỏng khí hậu khu vực Việt Nam và phụ cận, Luận văn Thạc sỹ Khí tượng, Đại học Khoa học Tự nhiên, Đại học Quốc gia Hà Nội, tr. 25-74.
29. Kiều Thị Xin (1999), Khoảng không chắc chắn trong dự báo biến cố biến đổi khí hậu, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, tháng 1 năm 1999, tr. 33-37.
30. Kiều Thị Xin, Trần Ngọc Anh, Lê Công Thành, Phan Văn Tân (2000), Về thử nghiệm mô phỏng mưa trên lãnh thổ Việt Nam bằng mô hình dự báo khí hậu khu vực RegCM, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, tháng 7 năm 2000, tr. 10-18.
31. Kiều Thị Xin, Hồ Thị Minh Hà (2009), Mô hình khí hậu khu vực

RegCM3 và khả năng dự báo khí hậu mùa khu vực Đông Nam Á-Việt Nam, Tạp chí Khí tượng Thủy văn, (số 580) tháng 6 năm 2009, tr. 1-8.

Tiếng Anh

32. Arakawa A., (2004), Review Article - The Cumulus Parameterization Problem: Part, Present and Future, Journal of Climate, Vol.17, pp.2494-2525.
33. Bao et al., (2000), Numerical Simulation of Air-Sea Interaction under High Wind Conditions Using a Couple Model: A Study of Hurricane Development, Monthly Weather Review, Vol. 128, pp.2190-2210.
34. Bhaskaran B. et al., (1998), Simulated Changes in Southeast Asian Monsoon Precipitation Resulting from Anthropogenic Emissions, International Journal Climatlogy, Vol.18, pp.1455-1462.
35. Bergant K. et al., (2006), Systematic errors in the simulation of european climate (1961-2000) with RegCM3 driver by NCEP/NCAR reanalysis, International Journal of Climatology, Vol.27, pp.455-472.
36. Bright et al., (2002), The Sensitivity of the Numerical Simulation of the Southwest Monsoon Boundary Layer to the Choice of PBL Turbulence Parameterization in MM5, Weather and Forecasting, Vol.17, pp.99-114.
37. Cassano J. et al., (2000), Evaluation of Turbulent Surface Flux Parameterizations for the Stable Surface Layer over Halley, Antarctica, Monthly Weather Review, Vol.129, pp.26-46.
38. Caldwell Peter et al., (2009), Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California. Climatic Change, 95: 499-521, DOI 10.1007/s 10584-009-9583-5.
39. Chang and Sousounis (2000), A Technique for Generating Idealized Initial and Boundary Conditions for the PSU-NCAR Model MM5, Monthly Weather Review, Vol.128, pp.2875-2882.
40. Chuan Li Du et al., (2010), CLM3-Simulated Soil Moisture in East Asia and its Possible Response to Global Warming During 1979

through 2003, *Sciences in Cold and Arid Regions*, Vol.1, pp.51-58.

41. Chang D-Hu et al., (2001), Issues of Soil Moisture Coupling in MM5: Simulation of the Diurnal Cycle over the FIFE Area, *Journal of Hydrometeorology*, Vol.1, pp.477-490.
42. Chen F. et al., (2002), Sensitivity of Orographic Moist Convection to Landscape Variability: A Study of the Buffalo Creek, Colorado, Flash Flood Case of 1996, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol.58, pp.3204-3223.
43. Chen and Dudhia (2001), Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity, *Monthly Weather Review*, Vol.129, pp.570-585.
44. Chen and Dudhia (2001), Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation, *Monthly Weather Review*, Vol.129, pp.587-604.
45. Chen T.H et al., (1997), Cabauw Experimental Result from the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Scheme, *Journal of Climate*, Vol.10, pp.1194-1215.
46. Christensen et al., (1998), Very high-resolution Regional Climate Simulations over Scandinavia Present Climate, *Journal of Climate*, Vol.11, pp.3204-3229.
47. Colle B. A. et al., (2001), MM5 Precipitation Verification over the Pacific Northwest during the 1997-99 Cool Seasons, *Weather and Forecasting*, Vol.15, pp.730-744.
48. David et.al., (2001), The Sensitivity of the Numerical Simulation of the Southwest Monsoon Boundary Layer to the Choice of PBL Turbulence Parameterization in MM5, *Weather and Forecasting*, Vol.17, pp.99-114.
49. Denis B. et al., (2002), Downscaling Ability of One-way Nest Regional Climate Models: The Big-Brother Experiment, *Climate Dynamics*, Vol.

- 18, pp.627-646.
50. Douville H. (2002), Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part II: Interannual Variability, *Journal of Climate*, Vol. 15, pp.701-720.
 51. Du J. et al.,(1997), Short-Range Ensemble Forecasting of Quantitative Precipitation, *Monthly Weather Review*, Vol.125, pp.2427-2459.
 52. Duffy P. B et al., (2006), Simulation of Present and Future Climates in the Western United States with Four Nested Regional Climate Model, *Journal of Climate*, Vol.19, pp.873-895.
 53. Guo Zh. et al., (2003), Evaluation of Polar MM5 Simulation of Antarctic Atmospheric Circulation, *Monthly Weather Review*, Vol.131, pp.384-441.
 54. Gonzalo M. et al., (2005), Regional Climate Simulations over North America: Interaction of Local Processes with Improved Large Scale, *Journal of Climate*, Vol.18, pp.1227-1246.
 55. Grell G. et al., (2000), Application of a Multiscale, Coupled MM5/Chemistry Model to the Complex Terrain of the VOTALP Valley Campaign, *Atmospheric Environment*, Vol.34, pp.1435-1453.
 56. Giorgi F. and Marinucci M. R. (1996), An Investigation of the Sensitivity of Simulated Precipitation to Model Resolution and Its Implications for Climate Studies, *Monthly Weather Review*, Vol.124, pp.148-166.
 57. Giorgi F. et al., (1993), The Multiyear Surface Climatology of a Regional Atmospheric Model over the Western United States, *Journal of Climate*, Vol.6, pp.75-95.
 58. Giorgi F., (1991), Sensitivity of simulated summertime precipitation over the western United States to different physics, *Monthly Weather Review*, Vol.119, pp.2870-2888.
 59. Ho Ha et al., (2011), Detection of Extreme Climatic Events from Observed Data and Projection with RegCM3 over Vietnam, *Climate Research*, Vol.49, pp.87-100.

60. Hong S.-Y and Juang H.-M.H. (1998), Orography Blending in the Lateral Boundary of a Regional Model, *Monthly Weather Review*, Vol.126, pp.1714-1781.
61. Jiao Yanjun et al., (2005), An Investigation of Summer Precipitation Simulated by the Canadian Regional Climate Model, *Weather and Forecasting*, Vol.134, pp.919-932.
62. Kato H. et al., (1999), Performance of NCAR RegCM in the Simulation of June and January Climates over Eastern Asia and the highresolution effects of the model, *Journal of Geophysical Research*, Vol.105, pp.6455-6476.
63. Leung L. and Gahn S. (1998), Parameterizing Subgrid Orographic Precipitation and Surface Cover in Climate Model, *Monthly Weather Review*, Vol.126, pp.3271-3291.
64. Liang X-Zh et al., (2002), Development of a Regional Climate Model for U.S. Midwest Applications. Part I: Sensitivity to Buffer Zone Treatment, *Journal of Climate*, Vol.14, pp.4363-4378.
65. Marbaix P et al., (2003), Lateral Boundary Conditions in Regional Climate Models: A Detailed Study of the Relaxation Procedure, *Monthly Weather Review*, Vol.131, pp.461-479.
66. Marengo J.A et al., (2009), Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system, *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.1863.
67. Miller R. et al., (1993), Radiative Forcing of Simulated Tropical Cloud Clusters, *Monthly Weather Review*, Vol.121, pp.482-498.
68. Miao J.-F et al., (2008), Evaluation and Comparison of Noah and Pleim-Xiu Land Surface Model in MM5 Using GOTE2001 Data: Spatial and Temporal Variations in Near - Surface Air Temperature, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol.46, pp.1587-1605.
69. Miao J.-F et al., (2009), Evaluation of MM5 Mesoscale Model at Local Scale for air Quality Applications over the Swedish West Coast: Influ-

- ence of PBL and LSM Parameterizations, *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol.99, pp.77-103.
70. Molders and Laube (1994), A Numerical Study on the Influence of Difference Cloud Treatment in a Chemical Transport Model on Gas Phase Distribution, *Atmospheric Research*, Vol.32, pp.249-272.
 71. Molders et al., (1994), Some Effect of Different Cloud Parameterization in a Mesoscale Model and a Chemistry Transport Model, Vol.33, pp.527-545.
 72. Molders et al., (1995), Evaluation of Model Generated Cloud Cover by Mean of Satellite Data, *Atmospheric Research*, Vol.39, pp.91-11.
 73. Molders et al., (1995), On the Parameterization of Ice Microphysics in a Mesoscale α Weather Forecast Model, *Atmospheric Research*, Vol.38, pp.207-235.
 74. Molders et al., (2006), Plant and Soil Parameter Caused Uncertainty of Predicted Surface Fluxes, *Monthly Weather Review*, Vol.133, pp.3498-3516.
 75. Mooney P. A et al.,(2011), Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR Reanalysis Data with Observed Surface Air Temperatures over Ireland, *International Journal of Climatology*, Vol.31, pp.545-557.
 76. Phan Van-Tan et al., (2009), Seasonal and Interannual Variations of Surface Climate Elements over Vietnam, *Climate Research*, Vol.40, pp.49-60.
 77. Ratnam J.K et al., (2004), Sensitivity of the Simulated Monsoons of 1987 and 1988 to Convective Parameterization Scheme in MM5, *Journal of Climate*, Vol.18, pp.2724-2743.
 78. Schar S. et al., (1999), The Soil-Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model, *Journal of Climate*, Vol.12, pp.722-741.
 79. Seth and Giorgi (1997), The Effect of Domain Choice on Summer Pre-

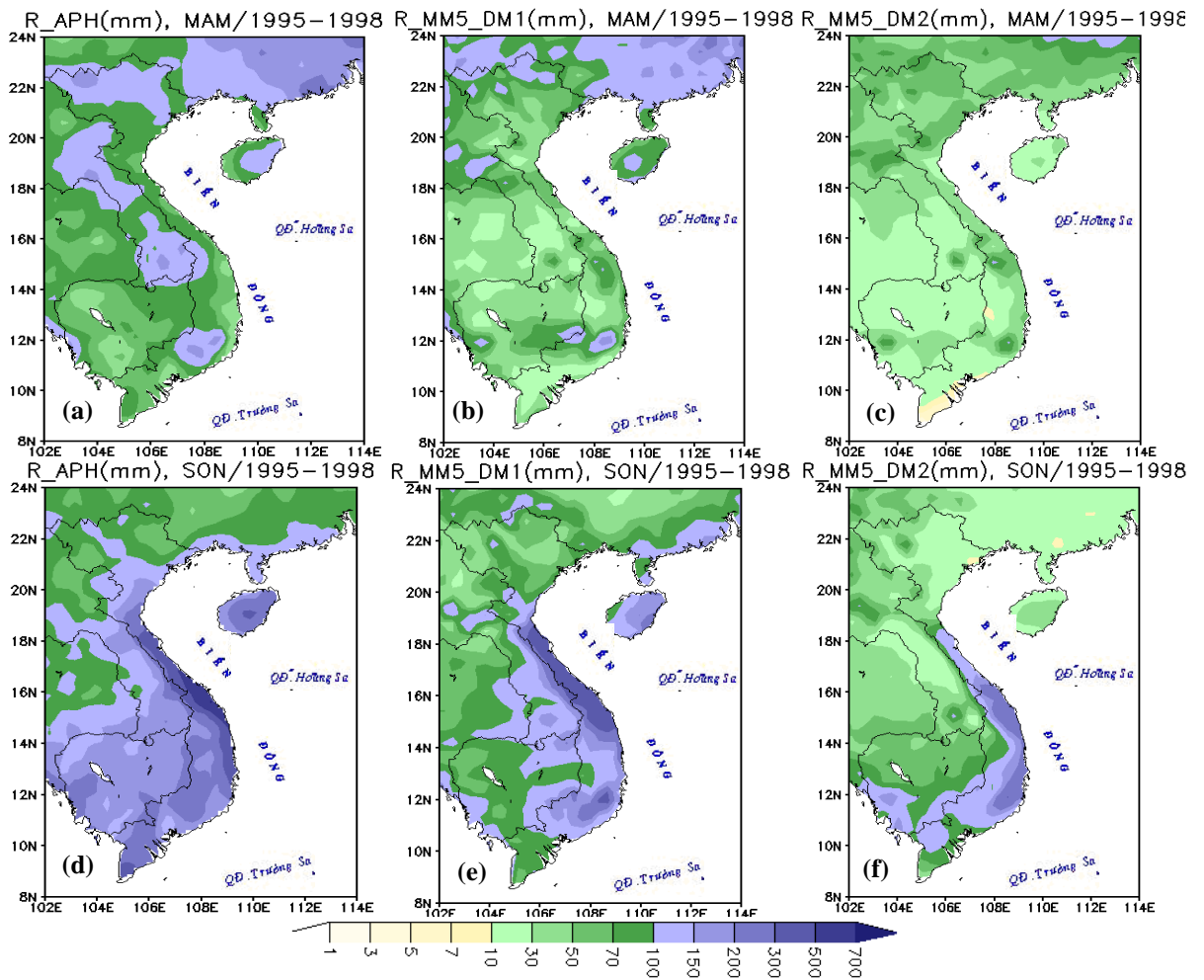
- precipitation Simulation and Sensitivity in a Regional Climate Model, *Journal of Climate*, Vol.11, pp.2698-2712.
80. Smith S. et al., (1995), Initialization of Soil -Water Content in Regional - Scale Atmospheric Prediction Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol.75, pp.585-593.
 81. Simmons et al., (2004), Comparison of Trends and Low-frequency Variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR Analyses of Surface Air Temperature, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, pp.148-227.
 82. Sridhar V. et al., (2004), Scaling Effect on Modelled Surface Energy-Balance Components Using the NOAA-OSU Land Surface Model, *Journal of Hydrology*, Vol.280, pp.105-123.
 83. Su H. et al., (1999), Three-Dimensional Week-Long Simulations of TOGA COARE Convective Systems Using the MM5 Mesoscale Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol.56, pp.2326-2344.
 84. Tapiador Francisco J., et. al (2007), Changes in the European Precipitation Climatologies as Derived by an Ensemble of Regional Models, *Journal of Climate*, Vol.21, pp.2540-2557.
 85. Tsvetsinskaya et al., (2001), Investigating the Effect of Seasonal Plant Growth and Development in Three-Dimensional Atmospheric Simulations. Part I: Simulation of Surface Fluxes over the Growing Season, *Journal of Climate*, Vol.14, pp.692-709.
 86. Wang W. et al., (1996), A Comparison Study of Convective Parameterization Scheme in a Mesoscale Model, *Monthly Weather Review*, Vol. 125, pp.252-278.
 87. Warner et.al (1997), A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol.78, pp.2599-2617.
 88. Ward D., (1995), Comparison of the Surface Solar Radiation Budget Derived from Satellite Data with that Simulated by the NCAR CCM2,

Journal of Climate, Vol.8, pp.2824-2842.

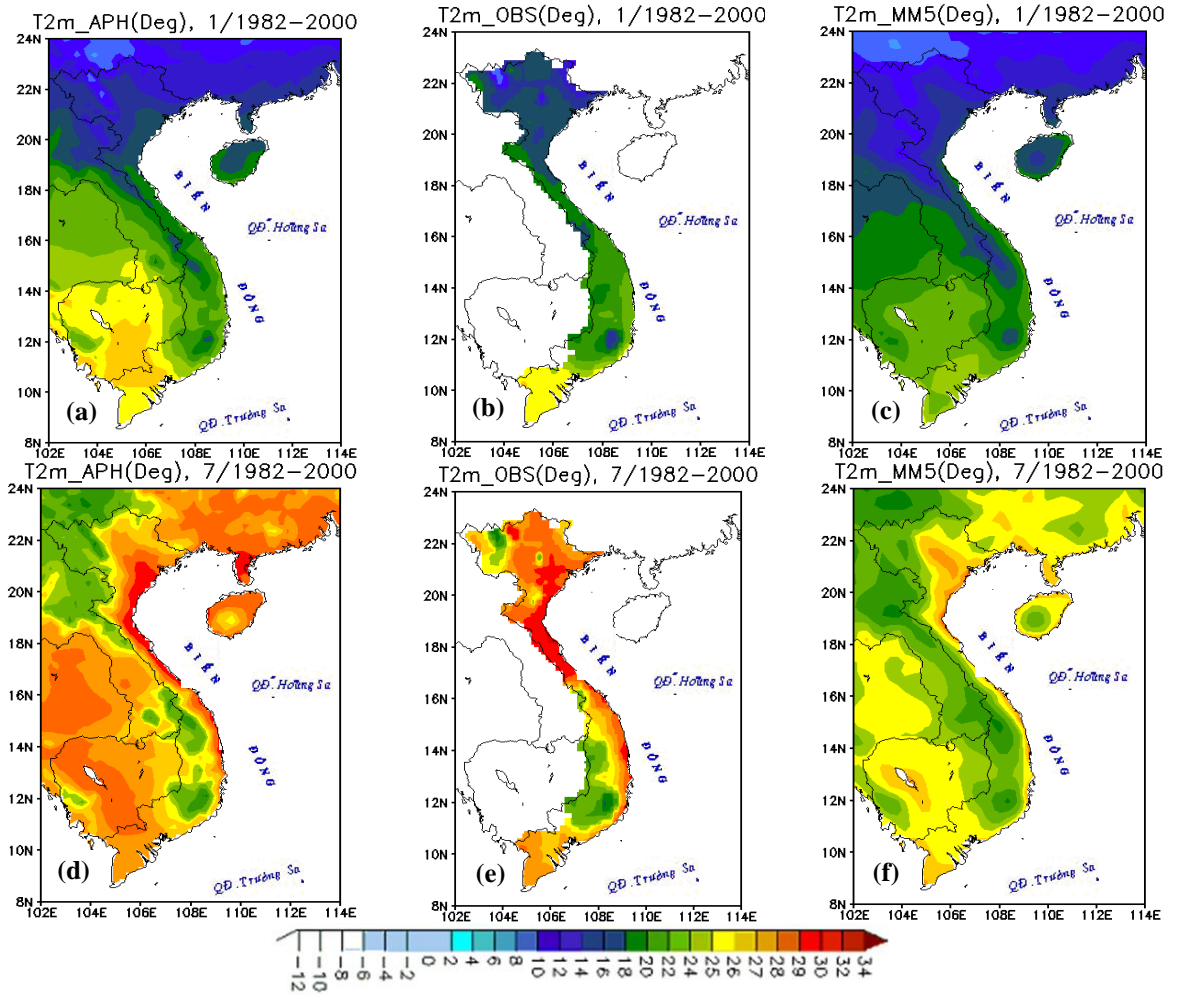
89. Wetterhall F. et al., (2012), Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns, *Nonlinear Processes in Geophysics*, DOI: 10.5194/npg-19-623-2-12, pp.623-633.
90. Xie et al., (2005), Role of Narrow Mountains in Large-Scale Organization of Asian Monsoon Convection, *Journal of Climate*, Vol.19, pp.3420-3429.
91. Xiu and Pleim (2001), Development of a Land Surface Model. Part I: Application in a Mesoscale Meteorological Model, *Journal of Applied Meteorology*, Vol.40, pp.192-209.
92. Yang M-J et al., (2003), Evaluation of Rainfall Forecasts over Taiwan by Four Cumulus Parameterization Schemes, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.81, pp.1163-1183.
93. Zhang et al., (1987), A Case Study of the Sensitivity of Numerical Simulation of Mesoscale Convective Systems to Varying Initial Conditions, *Monthly Weather Review*, Vol.114, pp.2418-2431.
94. Zangl G. (2009), Validation of Climate Model MM5 Simulations for the European Alpine Region, *Theor Appl Climatol*, Vol.101, pp.93-108.
95. Zhu and Liang X-Zh (2007), Regional Climate Model Simulation of U.S Precipitation and Surface Air Temperature during 1982-2002: Interannual Variation, *Journal of Climate*, Vol.20, pp.218-232.
96. Zou X. et al., (1996), Rainfall Assimilation through an Optimal Control of Initial and Boundary Conditions in a Limited-Area Mesoscale Model, *Monthly Weather Review*, Vol.124, pp.2859-2882.

PHỤ LỤC

Phụ lục A1: Phân bố lượng mưa trong mùa thu và mùa xuân của APH(a, e), DM1(b, f), DM2(c, g), giai đoạn 1995-1998



Phụ lục A2: Phân bố nhiệt độ trung bình tháng 1 (a, b, c) và tháng 7 (d, e, f), giai đoạn 1982-2000



Phụ lục B: Phương pháp nội suy song tuyến tính (modul trong MM5)

```

SUBROUTINE BILINX(B3,B2,ALON,ALAT,GLON,GLAT,JX,IY,NLON,NLAT,LLEV)
  implicit none
  ! PERFORMING BI-LINEAR INTERPOLATION USING 4 GRID POINTS FROM A BIGGER
  ! RECTANGULAR GRID TO A GRID DESCRIBED BY ALON AND ALAT OF GRID2.
  !C A POINT ON GRID2 IS TRAPPED WITHIN FOUR GRID POINTS ON GRID4.THE
  !C GRID POINTS ARE ALWAYS TO THE NORTH AND EAST OF THE TRAPPED POINT.
  !C THE ALGORITHM COMPUTES THE FRACTIONAL DISTANCES IN BOTH X AND Y
  !C DIRECTION OF THE TRAPPED GRID POINT AND USES THE INFORMATION
  !C AS WEIGHTING FACTORS IN THE INTERPOLATION.
  !C THERE IS ONE LESS ROW AND COLUMN WHEN THE SCALAR FIELDS ARE
  !C INTERPOLATED BECAUSE ALAT AND ALON ARE NOT DEFINED FOR
  !C THE CROSS POINTS IN THE RegCM MODEL.
  !C
  !C B2(JX,IY,NLEV) IS THE INPUT FIELD ON REGULAR LAT/LON GRID.
  !C B3(JX,IY,NLEV) IS THE OUTPUT FIELD ON LAMBERT CONFORMAL GRID.
  !C GLON.....LONGITUDE VALUES IN DEGREES OF THE INTERMEDIATE GRID4.
  !C GLAT.....LATITUDE VALUES IN DEGREES OF THE INTERMEDIATE GRID4.
  !C P.....EAST-WEST WEIGHTING FACTOR.
  !C Q.....NORTH-SOUTH WEIGHTING FACTOR.
  !C IP.....GRID POINT LOCATION IN EAST-WEST OF TRAPPED GRID POINT.
  !C IQ.....GRID POINT LOCATION IN NORTH-SOUTH OF TRAPPED GRID POINT.
  INTEGER NLON,NLAT,JX,IY,LLEV
  REAL B3(JX,IY,LLEV),B2(NLON,NLAT,LLEV)
  REAL ALON(JX,IY),ALAT(JX,IY),GLON(NLON),GLAT(NLAT)
  INTEGER I,J,I1,I2,J1,J2,L
  REAL P1,P2,Q1,Q2,DELT

  DELT = GLON(2)-GLON(1)
  DO 120 J=1,IY
  DO 110 I=1,JX

  I1 = 1000
  DO II=1,NLON-1
  ! print*,ALON(i,j),GLON(II),GLON(II+1)
  ! pause
  IF(ALON(I,J).GE.GLON(II).AND.ALON(I,J).LT.GLON(II+1))THEN
    P1=ALON(I,J)-GLON(II)
    P2=GLON(II+1)-ALON(I,J)
    I1=II
    I2=II+1
  ELSE IF(ALON(I,J).GE.GLON(II)-360.AND.
    ALON(I,J).LT.GLON(II+1)-360.) THEN
    P1=ALON(I,J)-(GLON(II)-360.)
    P2=(GLON(II+1)-360.)-ALON(I,J)
    I1=II
    I2=II+1
  ELSE IF(ALON(I,J).GE.360.-DELT.AND.ALON(I,J).LT.360.) THEN
    &

```

```

    P1=ALON(I,J)-(360.-DELT)
    P2=360.-ALON(I,J)
    I1=NLON
    I2=1
    ELSE IF(ALON(I,J).GE.-DELT.AND.ALON(I,J).LT.0.) THEN
        P1=ALON(I,J)+DELT
        P2=-ALON(I,J)
        I1=NLON
        I2=1
    ENDIF
ENDDO
IF(I1.EQ.1000) STOP 'Could not find the right longitude'
J1 = 1000
DO JJ=1,NLAT-1
    IF(ALAT(I,J).GE.GLAT(JJ).AND.ALAT(I,J).LT.GLAT(JJ+1))THEN
        Q1=ALAT(I,J)-GLAT(JJ)
        Q2=GLAT(JJ+1)-ALAT(I,J)
        J1=JJ
        J2=JJ+1
    ELSE IF(ALAT(I,J).EQ.GLAT(NLAT)) THEN
        J1=NLAT
    ENDIF
ENDDO
IF(J1.EQ.1000) STOP 'Could not find the right latitude'
IF(J1.GT.0.AND.J1.LT.NLAT) THEN
    DO L=1,LLEV
        B3(I,J,L)=( (B2(I1,J1,L)*P2+B2(I2,J1,L)*P1)*Q2
                    +(B2(I1,J2,L)*P2+B2(I2,J2,L)*P1)*Q1 )
                    &
                    /(P1+P2)/(Q1+Q2)
    ENDDO
    ELSE IF(J1.EQ.NLAT) THEN
        DO L=1,LLEV
            B3(I,J,L)= B2(2,NLAT,L)
        ENDDO
    ELSE
        STOP 'STOP IN BILINX'
    ENDIF
110 CONTINUE
120 CONTINUE
RETURN
END SUBROUTINE BILINX

```

Phụ lục C1: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 1, giai đoạn 1982-2000

APH MM5	11-13	13-15	15-17	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
9-11	1,4	2,0	2,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,5
11-13	1,4	7,1	4,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,9
13-15	0,4	2,8	8,9	3,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	15,9
15-17	0,0	0,7	5,5	8,8	2,2	0,3	0,0	0,0	0,0	17,5
17-19	0,0	0,1	1,6	5,2	4,9	3,0	0,2	0,0	0,0	15,0
19-21	0,0	0,0	0,1	1,4	4,3	5,2	1,5	0,2	0,0	12,7
21-23	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,0	3,3	1,6	0,0	8,8
23-25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	2,6	4,7	0,0	8,0
25-27	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	0,4	2,7
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Tổng	3,2	12,6	22,9	19,5	13,9	11,2	7,7	8,7	0,5	100,0

Phụ lục C2: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 4, giai đoạn 1982-2000

APH MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
19-21	0,9	1,7	5,5	2,1	0,1	0,0	0,0	10,3
21-23	0,0	0,8	6,6	11,2	6,8	1,1	0,0	26,5
23-25	0,0	1,7	1,7	21,0	9,9	5,6	0,0	39,9
25-27	0,0	0,0	0,1	2,8	7,8	7,2	3,5	21,4
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,6	1,2	1,9
29-31	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tổng	0,9	4,2	13,9	37,0	24,7	14,6	4,8	100,0
-------------	-----	-----	------	------	------	------	-----	--------------

Phụ lục C3: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 7, giai đoạn 1982-2000

APH MM5	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	29-31	Tổng
21-23	3,7	6,1	4,6	0,3	0,0	0,0	14,7
23-25	1,8	2,5	7,6	5,5	0,8	0,0	18,2
25-27	0,0	0,3	3,2	23,5	12,5	0,1	39,7
27-29	0,0	0,0	0,3	11,5	12,2	0,2	24,2
29-31	0,0	0,0	0,0	1,5	1,7	0,1	3,2
Tổng	5,5	8,9	15,8	42,3	27,2	0,4	100,0

Phụ lục C4: Phân bố tần suất nhiệt độ trung bình tháng 10, giai đoạn 1982-2000

APH MM5	17-19	19-21	21-23	23-25	25-27	27-29	Tổng
15-17	0,7	1,3	0,2	0,0	0,0	0,0	2,2
17-19	0,4	3,6	4,7	1,4	0,0	0,0	10,1
19-21	0,4	1,3	4,5	16,0	0,5	0,0	22,7
21-23	0,0	0,0	3,5	16,8	9,9	0,1	30,3
23-25	0,0	0,0	0,5	4,6	13,6	1,7	20,4
25-27	0,0	0,0	0,0	0,4	7,7	6,1	14,2
27-29	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Tổng	1,5	6,2	13,3	39,2	31,8	8,0	100,0