

## بررسی طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای در مدل‌های بزرگ و میان‌مقیاس

مریم قرایلو<sup>۱\*</sup>، مجید مزرعه‌فراهانی<sup>۲</sup> و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۱۲/۲۶، پذیرش نهایی: ۸۷/۱۱/۱۴)

### چکیده

اثر همرفت کومه‌ای روی محیط پیرامون، به‌منزله فرایندی میان‌مقیاس، آزادسازی گرمای نهان و انتقال قائم‌گرم، رطوبت و تکانه است که می‌تواند گردش‌های جوئی و میدان‌های بزرگ‌مقیاس گرماء، رطوبت و تکانه را تعدیل کند. به دلیل ناتوانی مدل‌های عددی موجود در تفکیک ابرهای کومه‌ای همرفتی منفرد که از نقطه‌نظر هواشناسی مهم‌اند، به‌منظور آشکارسازی و وارد ساختن اثر این گونه ابرها بر انتقال‌های همرفتی گرماء، رطوبت و تکانه از روش پارامترسازی کومه‌ای استفاده می‌شود. اساس این روش بر مرتبط کردن پدیده‌های خرد و میان‌مقیاس با بخش مقیاس بزرگ کمیت‌ها است. از طرف دیگر، واداشت بزرگ‌مقیاس، گرایش به تعدیل همرفت کومه‌ای دارد.

در این تحقیق، بررسی کلی طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای مورد استفاده در مدل‌های بزرگ و میان‌مقیاس، از مراحل اولیه آن در اوایل دهه ۱۹۶۰ تا پیشرفت‌های اخیر در این زمینه عرضه می‌شود. پیشرفت چشمگیری در بهبود پارامترسازی همرفت کومه‌ای صورت گرفته است ولی با این حال، به دلیل پیچدگی مسئله، پارامترسازی کومه‌ای طبق تحقیقات اخیر هنوز هم مسئله‌ای چالش‌برانگیز در مدل‌سازی میان‌مقیاس و یکی از موضوعات تحقیقی مهم حال حاضر است.

واژه‌های کلیدی: مدل‌سازی ابرهای کومه‌ای، مدل میان‌مقیاس، همرفت کومه‌ای

## Review of cumulus convective parameterization schemes in large and meso-scale models

Gharaylo, M.<sup>1</sup>, Mazraeh Farahani, M.<sup>2</sup> and Aliakbari-Bidokhti, A. A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph D. Student of Meteorology, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 17 March 2007, Accepted: 2 Feb 2009)

### Abstract

Cumulus convection, as a meso-scale phenomenon, results in the release of latent heat and vertical drift of energy that by part could affect the large scale field of energy, humidity, and momentum of the atmosphere. Since the current numerical models are unable to resolve the singular cumulus convective clouds that are important from a meteorological point of view, it is used to apply some sort of approximation of them in their models. The method of approximating is called parameterization and closure problem. The fundamental idea of these methods is, to approximate the small and meso-scale part of variables by their large scale part. Furthermore we know the large scale part of fields tends to damp the small and meso-scale parts including cumulus convection

activities.

The cumulus convection parameterization schemes (CPSs) are divided into schemes for large-scale models and schemes for mesoscale models. In this division, the mesoscale models are referred to models with grid spacing between 10-50 km and a time step in the order of several minutes, while the large-scale models have grid spacing larger than 50 km and a time step greater than several minutes. In this study, CPSs that are used in large and meso-scale models are generally and chronologically reviewed from the beginning of 1960 up to recent schemes. Wellknown large-scale schemes are the convective adjustment schemes and Kuo-type schemes which use moisture convergence to determine the location and intensity of convection. In the convective adjustment, it is assumed that under some constraints, a critical state for the large-scale thermodynamical field is adjusted to a new stable state and in Kuo-type schemes, convection is dependent on the moisture supply by large-scale flow convergence and boundary-layer turbulence. In developing schemes for mesoscale models, three approaches have been taken (Molinari, 1993): the traditional, the fully explicit and the hybrid approaches. CPSs which are still needed in contemporary numerical weather prediction models to simulate convection rely on a realistic cloud model as one of their crucial parts. The cloud model is a fundamental determinant of vertical mass flux, heating and drying profiles, and precipitation rate.

Although there was considerable progress in the modeling of cumulus convection systems, because of the complexity of the problem, especially in meso-scale models, it remains as an open problem in modeling of the atmosphere and a hot field of research for meteorologists.

**Key words:** Cumulus convection, Numerical modeling, Cloud models

## ۱ مقدمه

انرژی از راه انتقال‌های مولکولی به لایه سطحی و سپس با پیچک‌های تلاطمی در جهت بالاسو انتقال پیدا می‌کند و باعث گرم شدن لایه‌های نزدیک سطح زمین می‌شود. همچنین تبخیر و انتقال بخار آب با پیچک‌ها به درون لایه‌های جو نزدیک سطح زمین، باعث مرطوب شدن این لایه‌ها می‌شود. همزمان، با تابش امواج بلند فروسرخ و فرارفت جریان‌های سرد، وردسپهر فوقانی سرد می‌شود. این ناهمگنی توزیع قائم دمایی و رطوبت، موجب ناپایداری وردسپهر می‌شود. انتگرال قائم این ناپایداری (انتگرال قائم شناوری مثبت یک بسته هوا که شاخص خوبی از ناپایداری کلی است)، مقدار انرژی پتانسیلی همرفتی دردسترس (CAPE, Convective Available Potential Energy) است و همرفت کومه‌ای در نتیجه این ناپایداری رخ می‌دهد. در داخل ابر کومه‌ای، هوا با تبدیل شدن انرژی پتانسیلی به انرژی جنبشی صعود می‌کند.

همرفت کومه‌ای یکی از مسائل مهم در مدل‌سازی جو، به‌ویژه در پیش‌بینی عددی وضع هوای کوتاه‌مدت و بلندمدت و پیش‌بینی اقلیم جهانی است (امانوئل، ۱۹۹۴). تاثیر همرفت در پایداری‌سازی جو ناپایدار بسیار با اهمیت است و نقش آن در انتقال قائم رطوبت، انرژی، تکانه و ردیاب‌های شیمیایی قابل صرف‌نظر کردن نیست. فرایند تشکیل ابر و بارش در ابرهای همرفتی باعث آزاد شدن گرمای نهان می‌شود و به منبعی از انرژی پتانسیل دردسترس در جو آزاد منجر، و موجب جفت شدن همرفت با دینامیک بزرگ‌مقیاس می‌شود. همرفت کومه‌ای به دلیل برون‌شارش آب ابر در قله ابرهای همرفتی، در چرخه انرژی و (انتقال) آب جهانی نقش بسزایی دارد (نوبر و گراف، ۲۰۰۵). در وردسپهر، انرژی تابشی خورشیدی دریافت شده در سطح زمین منبع اصلی تحولات جوی است. بخشی از این

است (ریحل و مالکاس، ۱۹۵۸ و ۱۹۶۱ و یانایی، ۱۹۶۱a,b). به دنبال شکست تلاش‌های نظری اولیه برای توضیح اندازه و آهنگ رشد چرخندهای حاره‌ای، لزوم پارامترسازی همرفت کومه‌ای آشکار شد. تشخیص این نیاز منجر به مقاله‌های کلاسیک چارنی و الیاسین (۱۹۶۴) و اوایما (۱۹۶۴) شد که در این مقالات، نخستین بار مفهوم ناپایداری شرطی از نوع دوم (CISK) مطرح شد. CISK، در حقیقت برهم‌کنش میدان‌های بزرگ‌مقیاس (همگرایی جرم، گرما و رطوبت) و میان‌مقیاس (همرفت) است. پارامترسازی کومه‌ای ساده مورد استفاده در این مقالات نه تنها بینشی از این سازوکار برهم‌کنش عرضه می‌دهد بلکه به موفقیت قابل توجهی در شبیه‌سازی عددی چرخندهای حاره‌ای منتهی می‌شود (اوایما، ۱۹۶۹).

علی‌رغم این موفقیت‌ها، پارامترسازی‌های اولیه برای استفاده در حالت‌های کلی‌تر بسیار خام است و تلاش‌های زیادی برای دست یافتن به پارامترسازی‌های کاربردی‌تر صورت گرفته است (آراکاوا، ۲۰۰۴). در بخش ۲ جزئیات پارامترسازی کومه‌ای و در بخش‌های ۳ و ۴ طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای برای مدل‌های بزرگ و میان‌مقیاس و در بخش‌های ۵ و ۶ به ترتیب مدل‌های یک‌بعدی ابر و شبیه‌سازی‌های مدل دو یا سه‌بعدی میدان کومه‌ای مورد استفاده در این طرحواره‌ها آورده می‌شود. در بخش ۷ پیشرفت‌های اخیر در زمینه پارامترسازی کومه‌ای معرفی شده است و در بخش ۸ نتیجه‌گیری عرضه می‌شود.

## ۲ پارامترسازی همرفت کومه‌ای

با وجود اینکه مقیاس‌های افقی بیشتر ابرهای کومه‌ای منفرد کوچک‌تر از فاصله شبکه‌ای مدل میان‌مقیاس است، لازم است که اثرات جمعی ابرهای کومه‌ای مانند انتقال گرما، رطوبت و تکانه در محیط با مقیاس بزرگ‌تر با متغیرهای در مقیاس شبکه نمایش داده شود. از طرف دیگر، واداشت بزرگ‌مقیاس سعی در تعدیل همرفت

فرایندهای همرفتی ساختار گرمایی وردسپهر را به گونه‌ای تغییر می‌دهند که یا CAPE دیگر در دسترس نباشد یا به طور کامل مصرف شود (آراکاوا و شوبرت، ۱۹۷۴؛ بتس، ۱۹۸۲؛ سو و امانوئل، ۱۹۸۹ و ویلیامز و رنو، ۱۹۹۳).

مصرف شدن CAPE به دو شکل صورت می‌گیرد:

الف- کاهش آنتروپی لایه مرزی با وارد کردن هوای دارای آنتروپی کمتر از وردسپهر میانی به لایه مرزی از راه جریان‌های بالارو و پایین‌رو (فریچ و همکاران، ۱۹۷۶).

ب- گرمایش وردسپهر زیرین با واداشت فرونشست در بخش وسیعی از محیط اطراف همرفت.

تغییر نمایه رطوبت جو از راه تبادل مایع آب بین ابرها و محیط نیز بر CAPE (در نتیجه اثر مجازی رطوبت بر دما) تاثیر می‌گذارد.

وقتی یک سلول همرفت ایجاد می‌شود، جریان‌های هوا با مقیاس‌های متفاوت، از تلاطم کوچک‌مقیاس تا پیچک‌های بزرگ در داخل سلول همرفتی و پیرامون آن درون‌آمیختگی و برون‌آمیختگی را شروع می‌کنند و موجب اختلاط بین هوای همرفتی و محیط موجب می‌شوند (بتس، ۱۹۷۳؛ بلیث و همکاران، ۱۹۸۸؛ برترتون و اسمولارکیویچ، ۱۹۸۹ و تیلور و بیکر، ۱۹۹۱). اگر همرفت شامل المان‌های اشباع باشد، فرایند اختلاط، شناوری هوای ابر را از راه تبخیر آب آن به طور موثر کاهش می‌دهد. به عبارت دیگر، اگر هیچ محدودیتی برای اختلاط هوای ابر با هوای محیط وجود نداشته باشد، هوای ابر قبل از رسیدن به لایه‌های بالایی وردسپهر دارای شناوری منفی می‌شود. محاسبات نشان می‌دهد که در گسترش همرفت کومه‌ای آهنگ درون‌آمیختگی هوای محیط تا اندازه‌ای با ابر کنترل می‌شود به طوری که می‌تواند تا وردسپهر فوقانی صعود کند و تغییرات مورد نیاز برای نمایه‌های دما و رطوبت جو را فراهم سازد (هو، ۱۹۹۷).

اهمیت همرفت کومه‌ای در اغتشاش‌های حاره‌ای بزرگ‌مقیاس طی بررسی‌های مشاهداتی، شناسایی شده

کومه‌ای دارد که به نوبه خود آهنگ بارش کل را تعیین می‌کند. نمایش این فرایندها با طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای صورت می‌گیرد. برای پارامتر کردن برهم‌کنش‌های بین ابرهای کومه‌ای و محیط آنها، باید رابطه بین همرفت کومه‌ای و محیط بزرگ‌مقیاس آن را تعیین کنیم. طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای به دو نوع طرحواره‌های کومه‌ای بزرگ‌مقیاس و طرحواره‌های کومه‌ای میان‌مقیاس تقسیم می‌شوند (امانوئل و ریموند، ۱۹۹۳). با وجود این، به دلیل همپوشانی موجود، تشخیص این دونوع مدل از یکدیگر تا اندازه‌ای مشکل است. مدل‌های عددی میان‌مقیاس به مدل‌هایی که گام شبکه‌ای بین ۱۰ تا ۵۰ km و گام زمانی از مرتبه چند دقیقه دارند گفته می‌شود (فرانک، ۱۹۹۳)، در صورتی که مدل‌های بزرگ‌مقیاس مدل‌هایی هستند که گام شبکه‌ای بزرگ‌تر از ۵۰ km و گام زمانی بیشتر از چندین دقیقه دارند. در مورد مدل‌هایی که فاصله شبکه‌ای کمتر از ۱۰ km دارند، از طرحواره‌های پارامترسازی فرایندهای خردفیزیکی استفاده می‌شود.

سه جنبه مشترک در همه طرحواره‌های همرفت وجود دارد که هر طرحواره براساس این فرضیات پایه‌گذاری می‌شود:

الف- شرایط ایجاد همرفت و عوامل راه‌اندازنده (triggers) آن. برای نمونه ارتفاع ابر شرطی است که بعضی از طرحواره‌ها برای همرفت فرض می‌کنند و در نتیجه آن ابرهایی که ارتفاع آنها از مقداری معین کمتر باشد در محاسبات وارد نمی‌شوند.

ب- اثر میدان بزرگ‌مقیاس به دلیل واداشت‌های بزرگ‌مقیاس بر همرفت که هر طرحواره منطبق بر فرضیات خود، آن را مدل می‌کند. مثلاً همگرایی رطوبت در ستون قائم یکی از این اثرات است و معمولاً در تعیین آهنگ بارش به کار می‌رود.

ج- اثر یا پسخور همرفت بر محیط اطرافش یا به عبارت

دیگر میدان بزرگ‌مقیاس که به شکل پریشیدگی در میزان متوسط کمیت میانگین پیش‌بینی شده مدل به میدان آن در جو اضافه می‌شود (کوتون و آنتس، ۱۹۸۹). این اثر به تعیین توزیع قائم گرمایش و مرطوب شدن در ابرها و انتقال قائم گرما، رطوبت و تکانه در جو منجر می‌شود و فقط از راه بررسی بودجه‌ای کمیت‌های بزرگ‌مقیاس تعیین می‌شود.

میزان دربرگرفتن جزئیات، به‌علاوه کاربردی بودن این جزئیات، میزان موثر بودن یک طرحواره را رقم می‌زند. در اینجا توجه به این نکته ضروری است که پدیده‌های همرفتی که شامل هر سه جنبه پیش‌گفته می‌شوند، ابعاد زمانی و مکانی متفاوتی دارند. ابعاد به واسطه اندازه خانه‌های شبکه و توان تفکیک آن مشخص می‌شوند و می‌توان با چنین فرضی آنها را به پدیده‌های قابل آشکارسازی و زیرشبکه‌ای تقسیم کرد. در این حالت واضح است که طرحواره‌هایی موفق‌تر مدل‌سازی می‌کنند که نسبت به اثر متقابل محیط و پدیده‌های زیرشبکه حساس باشند و ابعاد زمانی و مکانی پدیده‌ها را نیز در نظر گیرند.

### ۳ طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای برای مدل‌های بزرگ‌مقیاس

پارامترسازی‌های موجود همرفت کومه‌ای برای مدل‌های بزرگ‌مقیاس به دو شکل صورت می‌گیرد (لین، ۲۰۰۷):

الف- تعادل بین ذخیره و مصرف جرم یا رطوبت اصل در نظر گرفته می‌شود

ب- تعادل بین ذخیره و مصرف انرژی اصل فرض می‌شود (ریموند، ۱۹۹۴).

اولین گروه شامل طرحواره‌های کیو، (۱۹۶۵ و ۱۹۷۴) و گروه دوم شامل طرحواره‌های تنظیم همرفتی (مانابه و همکاران، ۱۹۶۵؛ کوریهارا، ۱۹۷۳ و بتس و میلر، ۱۹۸۶ و ۱۹۹۳) و طرحواره آراکاوا و شوپرت (آراکاوا و شوپرت،

۱۹۷۴ و آراکاوا و چنگ، ۱۹۹۳) هستند.

که  $RH_c$  معرف رطوبت نسبی میانگین ستون و  $RH_c$  معرف یک رطوبت نسبی بحرانی است. متغیرهای  $n$  و  $RH_c$  را می‌توان به طور تجربی معین کرد. در این طرحواره،  $n$  توان مثبتی از مرتبه یک و  $RH_c$  برابر ۰٫۵ فرض می‌شود. این شکل اصلاح شده طرحواره کیو نیز با عنوان طرحواره آنتس-کیو شناخته می‌شود. یکی از معایب طرحواره آنتس (۱۹۷۷) آن است که در آن آهنگ بارش هیچگاه نمی‌تواند از همگرایی رطوبت بزرگ‌مقیاس بیشتر شود، در صورتی که این مورد مشاهده شده است. شرط لازم برای اعتبار طرحواره‌های نوع کیو، مثبت بودن کمیت  $b$  است. از این رو این طرحواره‌ها فقط در مرحله تقویت سامانه‌های همرفتی، که در آنها نمناکی خالص وجود دارد، درست عمل می‌کنند. این در حالی است که نتایج بررسی‌های بودجه‌ای، خشکی خالص را پس از اتمام دوره بلوغ سامانه‌های همرفتی نشان می‌دهد. لذا این طرحواره‌ها بعد از بلوغ سامانه‌های همرفتی معتبر نیستند. کیو و آنتس (۱۹۸۴) دریافتند که بهترین همخوانی بین آهنگ‌های بارش مشاهده شده و پیش‌بینی شده وقتی است که  $n$  بین ۲ و ۳ و  $RH_c$  بین ۰٫۲۵ و ۰٫۵ باشد. با وجود این، تاخیر زمانی چندین ساعته بین همگرایی رطوبت و آهنگ بارش وجود دارد. روش دیگر برآورد  $b$  (کریشنامورتی و همکاران ۱۹۸۰) به شکل زیر است:

$$b = \frac{-1}{gM_t} \int_0^{p_s} \nabla \cdot (q_v \mathbf{V}) dp \quad (2)$$

یعنی فرض می‌شود که بارش کل متناسب با انتگرال قائم فرارفت رطوبت است. کریشنامورتی و همکاران (۱۹۸۰) پیشنهاد کردند که محاسبه  $b$  از روی فرارفت قائم رطوبت، پیش‌بینی آهنگ بارش را با واقعیت سازگارتر می‌سازد. طرحواره‌های کیو در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. معایب عمده طرحواره‌های کیو عبارت‌اند از:

الف- طرحواره اولیه کیو تعادل آماری آب‌شهاب‌ها را

### ۱-۳ طرحواره‌های کیو

در طرحواره اولیه کیو (۱۹۶۵)، همگرایی رطوبت در ستون قائم درحکم واداشت میدان بزرگ‌مقیاس فرض می‌شود. زمانی که این مقدار از آستانه مشخصی گذشت، همرفت آغاز می‌شود. این طرحواره فقط به ابرهای کومه‌ای مربوط می‌شود که در آنها جو، ناپایدار مشروط باشد. پایه ابر، تراز میعان فرازش (LCL, Lifting Condensation Level) هوای سطحی در نظر گرفته می‌شود و نمایه‌های توزیع دما  $T_p$  و نسبت اختلاط  $q_p$  از بی‌درروی تر پیروی می‌کنند و قله ابر در تراز دمای تعادل (Equilibrium Temperature Level, ETL) قرار دارد که در این تراز، بی‌درروی تر، گمانه‌زنی دمای محیطی را قطع می‌کند. علاوه براین، فرض می‌شود که ابرهای کومه‌ای بلافاصله با اختلاط با هوای محیطی از بین می‌روند و به آن گرما و رطوبت منتقل می‌کنند. تغییراتی در طرحواره اولیه کیو (۱۹۶۵) صورت گرفته و به طرحواره‌های متفاوت کیو (۱۹۷۴)، آنتس (۱۹۷۷)، لیان (۱۹۷۹)، کریشنامورتی و همکاران (۱۹۷۶؛ ۱۹۸۰ و ۱۹۸۳) و مولیناری (۱۹۸۲) منجر شده است.

کیو در ۱۹۷۴ اشاره کرد که اگر رطوبت همگرا شده در ستون قائم سلول شبکه  $M_t$  باشد، به نسبت  $b$  از این رطوبت باعث افزایش رطوبت ستون می‌شود و به نسبت  $(1-b)$  متراکم می‌شود و می‌بارد (عمل بارش بدون وقفه و در همان لحظه رخ می‌دهد). کیو،  $b$  را بسیار کوچک‌تر از یک در نظر گرفت. آنتس (۱۹۷۷) پیشنهاد کرد که  $b$  باید به متوسط رطوبت نسبی ستون هوا وابسته باشد:

$$b = \begin{cases} \left[ \frac{1-RH}{1-RH_c} \right]^n & RH \geq RH_c \\ = 1 & RH \leq RH_c \end{cases} \quad (1)$$

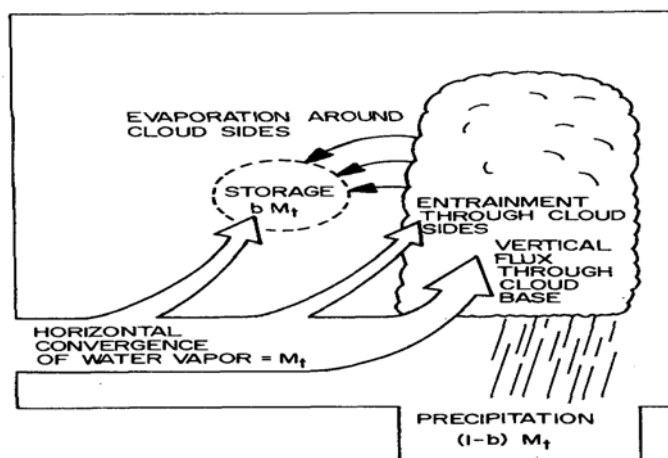
### ۲-۳ طرحواره‌های تنظیم همرفتی

طرحواره‌های تنظیم همرفتی، ساده‌ترین روش پارامترسازی اثر همرفت کومه‌ای بر محیط بزرگ‌مقیاس هستند. در این نوع پارامترسازی، فرض می‌شود که در یک محدوده بزرگ‌مقیاس، نمایه قائم دما و رطوبت در یک حالت بحرانی قرار دارد. وقتی که گمانه‌زنی (sounding) بزرگ‌مقیاس ناپایدارتر از این حالت بحرانی (ناپایداری مشروط) شود به کمک همرفت کومه‌ای به سمت یک حالت بحرانی پایدارتر تنظیم می‌شود. اگر مقیاس زمانی همرفت بسیار کوچک‌تر از مقیاس زمانی گردش‌های تفکیک شده در یک مدل عددی باشد، این تنظیم آبی می‌تواند به‌منزله اولین تقریب در نظر گرفته شود. علاوه بر این، فرایندهای همرفتی مربوط به مجموعه‌های ابر در طبیعت پیچیده هستند و معمولاً مقیاس زیرشبکه‌ای مدل‌های میان‌مقیاس NWP هستند. هر تلاشی به منظور شبیه‌سازی اثرات کلی آنها با ویژگی‌های معین و واقعی ابرهای در مقیاس زیرشبکه، به توان محاسباتی بسیار زیاد و تعداد زیادی از پارامترهای دلخواه که مقادیر آنها در طبیعت به درستی معلوم نیست، نیاز دارد. تنظیم همرفتی روشی نسبتاً ساده‌ای است و شبیه‌سازی فرایندهای صریح همرفتی را شامل نمی‌شود.

اصل قرار می‌دهد، یعنی فرض می‌شود که فرایندهای همرفتی موجب می‌شوند که آب (نه انرژی) با آهنگی که سامانه شاره بزرگ‌مقیاس ذخیره می‌کند، مصرف شود. بنابراین، طرحواره کیو اساساً اصل علیت را نقض می‌کند، یعنی همرفت با ذخیره آب بزرگ‌مقیاس ایجاد نمی‌شود (ریموند و امانوئل، ۱۹۹۳). در عمل، در طرحواره کیو، به دلیل امکان افت و خیز درجه ناپایداری شرطی، به تبادلهای نسبتاً زیاد بین انرژی پتانسیلی در دسترس و انرژی جنبشی در بزرگ‌مقیاس منجر خواهد شد. همچنین، تنظیم نمایه قائم دمای پتانسیلی، به‌غیر از شار گرمای محسوس سطحی، بازده بارش و مفهوم همگرایی رطوبت در این طرحواره ایرادهایی را به این طرحواره وارد می‌کند. (وانگ و سیمن، ۱۹۹۷).

ب- اثرات جریان‌های پایین‌رو در نظر گرفته نمی‌شوند. این نارسایی را مولیناری و کورستی (۱۹۸۵) بهبود داده‌اند، به نحوی که با وارد کردن اثر جریان پایین‌رو، آهنگ پایداری‌سازی روش کیو افزایش می‌یابد و در نتیجه پیش‌بینی بارش کل دقیق‌تر خواهد بود.

ج- نمایه‌های قائم گرمایش همرفتی محاسبه شده در مدل با نمایه‌های گرمایش همرفتی مشاهده شده در جو واقعی همخوانی ندارند (ریموند و امانوئل، ۱۹۹۳).



شکل ۱. نمودار کلی از چرخه رطوبت در یک ستون، که شامل همرفت در طرحواره های کیو است (آنتس، ۱۹۷۷).

طرحواره‌های دیگری (طرحواره‌های تنظیم همرفتی نرم) که بتوانند عمل تنظیم گمانه‌زنی بزرگ‌مقیاس را بسیار آهسته‌تر و واقعی‌تر عملی سازند، طراحی شده‌اند.

در یکی از این طرحواره‌های تنظیم همرفتی نرم، فرض می‌شود که تنظیم همرفتی سخت روی کسر کوچکی از مساحت شبکه رخ می‌دهد و روی کسر باقی‌مانده دما و رطوبت ویژه در مقادیر اولیه آنها ثابت می‌ماند. میاکودا و همکاران (۱۹۶۹)، کوریهارا (۱۹۷۳) و کریشنامورتی و همکاران (۱۹۸۰) نیز نسخه‌های متفاوتی از طرحواره تنظیم همرفتی نرم عرضه کرده‌اند. همان‌طور که در شکل ۲ نشان داده شده است، در آزمایش‌های نیمه‌پیش‌یابی طرحواره تنظیم همرفتی نرم، کریشنامورتی و همکاران (۱۹۸۰) دریافتند که وقتی رطوبت نسبی %۸۲٫۴ باشد، بهترین همخوانی بین آهنگ‌های بارش مشاهده شده و محاسبه شده وجود دارد.

استفاده از تنظیم سخت یا نرم، معایب عمده زیر را دارد (فرانک و مولیناری، ۱۹۹۳ و پیلکه، ۲۰۰۲):

الف- به دلیل ناتوانی شبیه‌سازی صریح ویژگی‌های ابر، اثرات همرفتی برآورد شده چندان دقیق نیستند. برای مثال، اثرات همرفتی بر میدان تکانه مربوط به تولید و انتقال آب‌شهاب‌ها (hydrometeors) به سادگی با تنظیم لپس ریت و نیز اثرات همرفتی بر میدان تکانه مربوط به نشست جبرانی با تعیین ساده رطوبت نسبی قابل توصیف و برآورد کردن نیستند.

ب- تنظیم همرفتی تر فقط در لایه‌های از نظر همرفتی ناپایدار، یا لایه‌های بالای آنها تاثیر می‌گذارد. بنابراین، ماهیت همرفت عمیق که قادر به تاثیر در لایه‌های ناپایدار فوقانی وردسپهر است را نشان نمی‌دهد.

ج- در طرحواره‌های تنظیم همرفتی، شبه بی‌درروهای تر یا تجربی که لزوماً لپس ریت در جو واقعی را نشان نمی‌دهند و جایگزین بخشی از گمانه‌زنی می‌شوند و برای

این دیدگاه را اولین بار مانابه و همکاران (۱۹۶۵) برای پارامترسازی کومه‌ای در مورد مدل گردش کلی آزمایشگاه دینامیک شماره‌های ژئوفیزیکی (GFDL, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) به کار بردند. در این مدل، در مورد همه یا بخشی از شبکه مدل که هوا در آن در حالت اشباع است، لپس ریت (lapse rate، آهنگ کاهش دما با ارتفاع) بی‌درروی تر در نظر گرفته می‌شود.

این طرحواره‌ها در سه نوع زیر تقسیم‌بندی می‌شوند:

الف- طرحواره‌های تنظیم همرفتی سخت

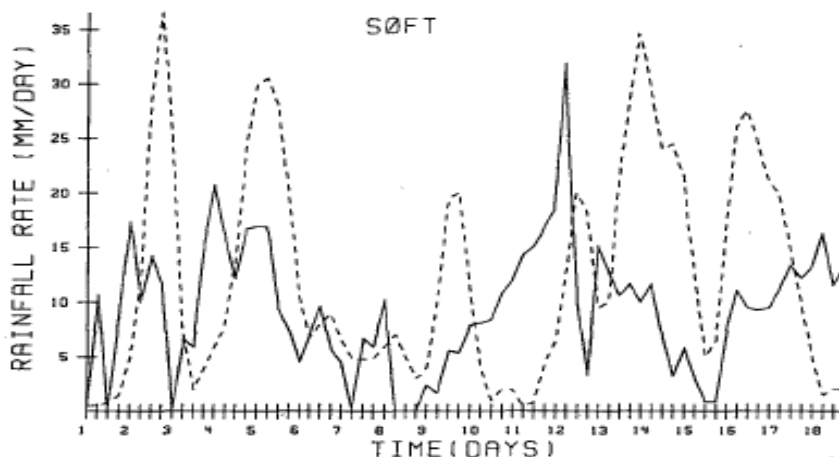
ب- طرحواره‌های تنظیم همرفتی نرم

ج- طرحواره‌های تنظیم همرفتی وابسته به زمان

در طرحواره تنظیم همرفتی سخت، همانند مانابه و همکاران (۱۹۶۵)، تنظیم همرفتی فقط شامل لایه‌های اشباع و از نظر همرفتی ناپایدار است. در این طرحواره،

یک گمانه‌زنی اولیه بزرگ‌مقیاس که در آن  $\frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$  است، به گونه ای تنظیم می‌شود که  $\theta_e$  و یا متناظر با آن

انرژی استاتیکی تر،  $(h = C_p T_s + gz_s + Lq_s)$  که در آن  $T_s$  دمای اشباع،  $C$  ظرفیت گرمایی ویژه در فشار ثابت،  $Z_s$  تراز اشباع،  $L$  گرمای نهان،  $q_s$  نسبت اختلاط بخار آب اشباع است، با ارتفاع ثابت بماند (کریشنامورتی و همکاران، ۱۹۸۰). این طرحواره با ایجاد سرمایش و خشکی هوای بیش از اندازه در وردسپهر پایین‌تر، گمانه زنی بزرگ‌مقیاس را به صورت غیرواقعی تعدیل می‌کند. به دلیل اینکه در طی عمل تنظیم جو، بخار آب بسیار زیادی از دست می‌دهد، آهنگ بارش به دست آمده بیش از مقدار واقعی است. همین‌طور به دلیل تعدیل غیرواقعی میدان‌های ترمودینامیکی بزرگ‌مقیاس و آهنگ‌های بارش بسیار زیاد، طرحواره تنظیم همرفتی سخت برای استفاده در مدل‌های بزرگ‌مقیاس مناسب نیست (مولیناری و دیودک، ۱۹۸۶ و امانوئل، ۱۹۹۱). به همین دلیل



شکل ۲. مقایسه آهنگ‌های بارش مشاهده شده (خط چین) و پیش‌بینی شده (خط پر) با استفاده از تنظیم همرفتی نرم. روزهای اول تا هجده سپتامبر ۱۹۷۴ متناظر با فاز سوم (The GARP Atlantic Tropical Experiment, GATE) بررسی شده‌اند. داده‌ها در بازه‌های ۶ ساعته‌اند و از ۰۰۰۰ GMT اول سپتامبر شروع می‌شوند (برگرفته از کریشنامورتی و همکاران، ۱۹۸۰).

طرحواره‌های تنظیم همرفتی سخت و نرم فوق با محاسبه عمق لایه تنظیم شده با استفاده از مفاهیم بسته، به جای ناپایداری متمرکز در مقیاس شبکه، بهبود پیدا می‌کند. این نوع طرحواره‌ها اغلب در حکم طرحواره‌های تنظیم همرفتی وابسته به زمان شناخته می‌شوند. کوریهارا (۱۹۷۳) و کیو (۱۹۷۴) مقیاس‌های زمانی را برآورد کردند که در آنها حالت نهایی با همگرایی رطوبت در ستون حاصل می‌شود. در صورتی که بتس و میلر (۱۹۸۶) زمان تنظیم را به‌طور صریح تعیین کردند. نمایه‌های قائم تنظیم شده دما و بخار آب در این طرحواره‌های تنظیم همرفتی وابسته به زمان تعیین می‌شوند. رطوبت نسبی در طرحواره‌های کیو و کوریهارا اشباع است ولی در طرحواره بتس و میلر غیراشباع است. این طرحواره خاص در مورد تعداد زیادی از کاربردها دقیق است و می‌توان در مورد میان‌مقیاس، با تنظیم چندین پارامتر از آن استفاده کرد. معایب طرحواره بتس-میلر این است که (سیمن، ۱۹۹۹):

الف- این طرحواره پارامترسازی جریان پایین‌رو همرفتی را در طراحی اولیه مدل در نظر نمی‌گیرد.

صعود بسته هوا از سطح زمین در نظر گرفته شده‌اند، نمایه‌های قائم ضعیفی از گرمایش و مرطوب شدن مقیاس زیر شبکه را نتیجه می‌دهند.

د- سردترین حالت نهایی ممکن که با تنظیم همرفتی سخت در نظر گرفته می‌شود، دمای سرد غیرواقعی را نشان می‌دهد و بنابراین شار سطحی محلی بزرگی تولید می‌کند. ه- مشکل دیگر تنظیم سخت این است که حالت تنظیم شده نهایی در لایه تنظیم اشباع است و این موجب تراکم ثانوی می‌شود.

و- آهنگ‌های بارش مشاهده شده و پیش‌بینی شده از یک مرتبه بزرگی‌اند ولی در منطقه حاره، بیشینه ناپایداری به اندازه ۱ تا ۲ روز نسبت به زمان بیشینه همرفت تاخیر دارد. به همین دلیل طرحواره تنظیم همرفتی نرم برای استفاده در مدل‌های پیش‌بینی که در آنها پیش‌بینی زمان صحیح بارش به اندازه پیش‌بینی مقدار صحیح آن اهمیت دارد، مطلوب نیست و برای مدل‌های اقلیمی که در آنها زمان بارش اهمیت کمتری دارد، مناسب‌تر است.

ز- نواحی با ناپایداری همرفتی در میان‌مقیاس به سرعت از بین می‌روند.



طرحواره گزل (۱۹۹۳) هستند. برای جزئیات بیشتر راجع به این طرحواره‌ها به کوتون و آنتس (۱۹۸۹)، امانوئل و ریموند (۱۹۹۳) و پیلکه (۲۰۰۲) رجوع شود. در شبیه‌سازی همرفت کومه‌ای در مدل‌های میان‌مقیاس، سه رهیافت مورد استفاده قرار گرفته است (مولیناری، ۱۹۹۳):

الف- رهیافت معمول (traditional approach) مانند موارد انتخاب شده در مدل‌های بزرگ‌مقیاس، پارامترسازی کومه‌ای را در نقاط شبکه از نظر همرفتی ناپایدار و میعان صریح را در نقاط شبکه‌ای از نظر همرفتی پایدار استفاده می‌کند. رهیافت سنتی همان روش‌های پارامترسازی کومه‌ای به کار رفته در مدل‌های بزرگ‌مقیاس را به کار می‌برد.

ب- رهیافت صریح شبکه (grid explicit approach) که فقط نمایش صریح یا پارامترسازی توده‌ای فرایندهای خردفیزیکی را بدون در نظر گرفتن پایداری در نظر می‌گیرد. رهیافت کاملاً صریح اثرات ابرها و بارش را بدون نیاز به هیچ بستاری محاسبه می‌کند و پیچیدگی‌های ناشی از تولید فرارفت و تغییرات فاز را در نظر نمی‌گیرد. با استفاده از یک توان تفکیک زیاد و یک مدل متقارن محوری غیرهیدروستاتیک، یاماساکی (۱۹۷۵ و ۱۹۷۷) توانست چرخند حاره‌ای را بدون در نظر گرفتن طرحواره پارامترسازی کومه‌ای با موفقیت، شبیه‌سازی کند. روسنسال (۱۹۷۸) همین روش را برای شبیه‌سازی تندباد با استفاده از یک مدل هیدروستاتیک با گام شبکه‌ای  $20 \text{ km}$  به کار برد و نتیجه قابل قبولی برای تقویت و ساختار تندباد به‌دست آورد. ارلانسکی و راس (۱۹۸۴) تندوزه (Squall line) را با استفاده از یک مدل هیدروستاتیک با توان شبکه ای  $61.5 \text{ km}$  و نمایش صریح فرایندهای تر به‌جز بستار و شکسانی پیچکی قائم شبیه‌سازی کردند. آنها تعداد زیادی از ویژگی‌های بزرگ‌مقیاس تندوزه‌های مشاهده شده را به‌دست آوردند.

ب- خط اختلاط، یعنی ساختار ترمودینامیکی شبه تعادل به سمتی است که محیط به دلیل همرفت جابه‌جا می‌شود و به نظر می‌رسد که بستار مورد استفاده در طرحواره پارامترسازی بتس-میلر در موارد همرفت عمیق انفجاری مناسب نیست و سامانه‌های کم‌فشار و پرفشارهای مقیاس  $\beta$  را تولید نمی‌کند.

#### ۴ طرحواره‌های پارامترسازی برای مدل‌های میان‌مقیاس

یکی از مشکل‌ترین مسائل در مدلسازی میان‌مقیاس، چگونگی پارامتر کردن ابرهای کومه‌ای در مدل است. پایه مفهومی پارامترسازی کومه‌ای در اصل به وجود شکاف طیفی بین مقیاس‌هایی که پارامتر می‌شوند و مقیاس‌هایی که در نقاط شبکه تفکیک می‌شوند، نیاز دارد (اویاما، ۱۹۷۱ و ۱۹۸۲، آراکاوا و شویرت، ۱۹۷۴؛ فرانک، ۱۹۸۳ و آراکاوا و چن، ۱۹۸۷). این تضمین می‌کند که مقیاس زمانی همه پیچک‌ها بسیار کوچک‌تر از حرکت‌های در مقیاس شبکه بوده و اثر کلی آنها در یک گام زمانی منفرد وارد می‌شود. مدل‌های میان‌مقیاس با توان تفکیک  $10$  تا  $50 \text{ km}$  و گام زمانی از مرتبه چند دقیقه، به خوبی گردش‌های میان‌مقیاس را تفکیک می‌کنند، ولی با وجود این قادر به تفکیک ابرهای همرفت کومه‌ای نیستند. در این حالت، مقیاس‌های همرفتی و مقیاس‌های قابل تفکیک، همانند حالتی که در طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای مدل‌های بزرگ‌مقیاس فرض شده‌اند، قابل تشخیص نیست و بنابراین، طرحواره‌های پارامترسازی اولیه، مانند طرحواره‌های کیو و طرحواره آراکاوا و شویرت، برای مدل‌های میان‌مقیاس مناسب نیستند.

طرحواره‌های گسترش‌یافته برای مدل‌های میان‌مقیاس شامل طرحواره کریتریزبرگ و پرکی (۱۹۷۶)، طرحواره فریچ و چیل (فریچ و چیل، ۱۹۸۰a و فریچ و کین، ۱۹۹۳)، طرحواره کین-فریچ (۱۹۹۳ و کین، ۲۰۰۴) و

موفقیت شبیه‌سازی‌های روسنسال و ارلانسکی و راس در نتیجه این واقعیت است که همرفت در موارد تحقیقاتی آنها، تا حد زیادی با حرکت‌های بزرگ‌مقیاس به وجود آمده است. این نوع رهیافت صریح در مواردی با ناپایداری قوی یا واداشت ضعیف‌مقیاس شبکه، کاربردی نیست (مولیناری و دیودک، ۱۹۹۲).

ج- رهیافت ترکیبی (hybrid approach) که جریان‌های بالارو و پایین‌رو از نظر همرفتی ناپایدار را در نقاط شبکه پارامتر کرده است و نیز بخشی از ابر و ذرات بارش پارامتر شده به معادلات پیش‌بینی در مقیاس شبکه مربوط به خود، از راه برون‌آمیختگی وارد می‌شود. در رهیافت ترکیبی، تبخیر، میعان و شارهای پیچکی قائم در مقیاس همرفتی پارامتر می‌شوند ولی چشمه‌های گرما و رطوبتی که از فرایند کندریزش ذرات برون‌آمیخته در مقیاس بارش بین (یا در پایین دست (downwind)) ابرهای کومه‌ای حاصل شده‌اند، پارامتر نمی‌شوند. علاوه بر این، بخشی از بارش پارامتر شده به مقیاس شبکه برون‌آمیخته می‌شود (کریترزبرگ و پرکی، ۱۹۷۶). فرانک و کوهن (۱۹۸۷) یک رهیافت ترکیبی کامل تر را عرضه کردند. با جدا کردن واداشت در مورد مولفه میان‌مقیاس نیاز به پارامترسازی میان‌مقیاس از بین رفته و این امکان داده می‌شود که رهیافت ترکیبی برای فواصل شبکه‌ای کوچک‌تر از رهیافت سنتی بدون مواجه شدن با مسائل تفکیک مقیاس مورد استفاده قرار گیرد (مولیناری، ۱۹۹۳). روش ترکیبی این فرض را که ذرات برون‌آمیخته با حرکت‌های مقیاس شبکه انتقال می‌یابند، دربر نمی‌گیرد. در مورد مدل‌هایی با گام شبکه‌ای ۱۰ km، بارش همرفتی که بین ابرها ریزش می‌کند به‌طور غیرواقعی معلق می‌مانند زیرا قدرت جریان بالارو مقیاس شبکه ممکن است برابر سرعت حدی ذرات بارش باشد. جدول ۱ توصیفی از رهیافت‌های پارامترسازی کومه‌ای در مدل‌های میان‌مقیاس را که توسط مولیناری (۱۹۹۳) پیشنهاد شده نشان می‌دهد.

در مورد مدل‌هایی با گام شبکه‌ای بزرگ‌تر از ۵۰-۶۰ km، فقط رهیافت سنتی راه حلی به دست می‌دهد، درحالی‌که برای مدل‌هایی با گام شبکه‌ای کمتر از ۲-۳ km، رهیافت کاملاً صریح به وضوح بر رهیافت‌های پارامترسازی برتری دارد. از این گذشته فقط با گام شبکه‌ای ۱ km می‌توان بزرگ‌ترین ابرهای کومه‌ای را شبیه‌سازی کرد (لیلی، ۱۹۹۰). برای گام‌های شبکه‌ای ۲۰-۵۰ km رهیافت ترکیبی مناسب‌تر است. در مورد گام‌های شبکه‌ای میانی یعنی گام‌های ۲۰-۳۰ km، اینکه یک راه حل کلی وجود دارد یا نه مشخص نیست (مولیناری ۱۹۹۳). به خاطر پیشرفت‌های زیادی که در زمینه رایانه و حافظه آن صورت گرفته رهیافت‌های صریح همراه با طرحواره‌های پارامترسازی خردفیزیک در تفکیک مسائل پارامترسازی کومه‌ای در مدل‌های میان‌مقیاس کاربردی‌تر و متداول‌تر شده‌اند. در ادامه به طور خلاصه برخی از پارامترسازی‌های کومه‌ای میان‌مقیاس از قبیل طرحواره کریترزبرگ و پرکی (۱۹۷۶)، طرحواره فریچ و چپل (۱۹۸۰a)، طرحواره کین و فریچ (۱۹۹۰ و ۱۹۹۳) و طرحواره گرل (گرل و همکاران ۱۹۹۱ و گرل ۱۹۹۳) معرفی می‌شود.

برای نمایش آزادشدن انرژی پتانسیلی ناشی از صعود بزرگ‌مقیاس و برهم‌کنش ثانوی همرفت کومه‌ای و میدان‌های بزرگ‌مقیاس در یک زمان مشخص، به جای اینکه آهنگ‌های بزرگ‌مقیاس همگرایی رطوبت یا ناپایداری‌سازی طرحواره‌های کیو و دیگر طرحواره‌های انتخاب شده با مدل‌های بزرگ‌مقیاس در نظر گرفته شود، طرحواره کریترزبرگ و پرکی (کریترزبرگ و پرکی، ۱۹۷۶) و پرکی و کریترزبرگ (۱۹۹۳) آورده شده است. علاوه بر این با طرحواره پیش‌گفته پیش‌بینی صحیح ارتفاع سلول همرفتی با توان تفکیک قائم افزایش یافته، امکان‌پذیر است. برای این هدف، به جای فرض ساده بی‌درروی تر در طرحواره پارامترسازی مدل‌های بزرگ‌مقیاس، یک

تأمین می‌شود.

بستار آن بر مبنای این فرض است که گرایش‌های همرفتی طوری است که همه CAPE در ستون در طی یک دوره زمانی همرفتی به مصرف می‌رسد. یک مدل ساده پلوم درون‌آمیخته، که در فریج و چپل (۱۹۸۰) توصیف شده است، شامل جریان‌های بالارو و پایین‌رو است که برای وارد کردن بزرگی و توزیع قائم اثرات ابر همرفتی در دستگاه معادلات حاکم بر مقیاس قابل تفکیک مورد استفاده قرار می‌گیرد. برخی از ویژگی‌های این مدل ابر به شرح زیر است:

الف- جریان‌های بالارو و پایین‌رو به طور جداگانه محاسبه می‌شوند.

ب- مدل ابر این امکان را فراهم می‌کند که بسته به داخل جریان بالارو و ابرها درون‌آمیخته شود و فقط در قله آنها از میان سندان یا در پایه ابر آنها از راه جریان‌های پایین‌رو برون‌آمیخته شود.

ج- سطح جریان بالارو در ابتدا ۱٪ فرض می‌شود، و زیر برنامه تا جایی تکرار می‌شود که جریان‌های بالارو/پایین‌رو محاسبه شده همه CAPE را در طول دوره زمانی همرفتی مصرف کنند.

د- تابع محرک که زمان و مکان وقوع همرفت عمیق در یک مدل عددی در یک طرحواره پارامترسازی کومه‌ای را تعیین می‌کند، بر این مبنا است که آیا بسته با  $T_p$  و  $q_p$  متوسط در یک لایه آمیخته زیر ابر، و با یک پرتشیدگی دما،  $\Delta T$ ، می‌تواند با شناوری مثبت به LFC برسد. پرتشیدگی دما برابر  $c_1 w^{1/3}$  است که در آن  $c_1$  ثابت و  $w$  سرعت قائم مقیاس تفکیک شده در LFC است.

مدل پلوم متوالی (sequential plume model) برای پیش‌بینی قله ابر و ویژگی‌های ابر از قبیل ذخیره آب، گرمای ذوب و محتوی آب ابر استفاده می‌شود. مدل پلوم متوالی از یک مدل ابر لاگرنژی برای این محاسبات استفاده می‌کند. مدل پلوم متوالی یا طرحواره کریتزبرگ و پرکی اولین طرحواره پارامترسازی کومه‌ای بود که به طور صریح به برهم‌کنش بین آب ابر قابل تفکیک در معادله بسط مدل و آب ابر پارامترشده نیاز دارد. این برهم‌کنش از راه برون‌آمیختگی مایع یا آب یخ‌زده ابر از طرحواره پارامترسازی صورت می‌گیرد. این طرحواره در چندین مورد از شبیه‌سازی‌های موارد واقعی توسط مدل‌های عددی میان‌مقیاس موفق عمل کرده است (چنگ و همکاران، ۱۹۸۱ و ۱۹۸۲). گرمایش نهان ایجاد شده با این طرحواره با گام شبکه‌ای ۳۵ km توانایی تولید پرتشیدگی‌های واقعی دما، ژئوپتانسیل و میدان باد را دارد. طرحواره فریج و چپل برای گام‌های شبکه‌ای ۳۰-۱۰ km مناسب است (فریج و چپل، ۱۹۸۰ و فریج و کین، ۱۹۹۳). فرمول‌بندی پارامترسازی همرفتی از رهیافت کلی دیگر طرحواره‌ها پیروی می‌کند. کمیت‌های قابل تفکیک در مدل برای قرار دادن قیدهایی بر مقدار همرفت استفاده می‌شود و مشابه طرحواره کریتزبرگ و پرکی یک مدل ابر برای محاسبه ویژگی‌های ابر و برآورد ساختار قائم شار جرم همرفتی که قیدها را برآورده می‌کند، استفاده می‌شود. در این طرحواره افزایش در انرژی جنبشی یک بسته هوا، مربوط به شتاب قائم آن در صعود از تراز همرفت آزاد (Level of Free Convection, LFC) تا تراز دمای تعادل (ETL)، با انرژی شناوری پتانسیلی

جدول ۱. رهیافت‌های پارامترسازی کومه‌ای در مدل‌های میان‌مقیاس (مولیناری، ۱۹۹۳).

| Approach       | Convectively unstable points | Convectively stable points |
|----------------|------------------------------|----------------------------|
| Traditional    | Implicit                     | Explicit                   |
| Fully explicit | Explicit                     | Explicit                   |
| Hybrid         | Hybrid                       | Explicit                   |

طرحواره پارامترسازی کومه‌ای دیگری که بیشتر در مدل‌های میان‌مقیاس استفاده می‌شود، طرحواره گرل (گرل و همکاران، ۱۹۹۱ و گرل، ۱۹۹۳) است. ویژگی‌های کلیدی طرحواره گرل (سیمن، ۱۹۹۹) عبارت‌اند از:

الف- ارتفاع ابرهای همرفتی عمیق همه به یک اندازه است.

ب- تابع کار ابر آراکاوا و شوبرت (۱۹۷۴) برای بستر آن مورد استفاده قرار گرفت ولی بعدها به استفاده از بستر CAPE مشابه طرحواره کین-فریچ تغییر یافت.

ج- هیچ اختلاط جانبی (یعنی، هیچ درون‌آمیختگی یا برون‌آمیختگی) به‌جز در لایه‌های مبدا یا پایانی جریان‌های بالارو و پایین‌رو وجود ندارد. بنابراین، شار جرم با ارتفاع ثابت است.

د- فرض کوچک بودن سطح مقطع کسری جریان‌های بالارو و پایین‌رو در ستون مدل الزامی است زیرا هیچ اختلاط جانبی وجود ندارد. این امر به طرحواره امکان می‌دهد تا در مقیاس‌های ریزتر ساده‌تر عمل کند اگرچه تا حدی جدایش مقیاس اهمیت دارد.

طرحواره گرل بر مبنای برخی ویژگی‌های عرضه شده در طرحواره کین و فریچ تغییر یافته است. فواید طرحواره گرل این است که اثرات جریان‌های پایین‌رو را شامل شده و نیز برای شبکه‌های با مقیاس ۱۰ تا ۱۲ km مناسب است.

بستار اولیه آن از بستار تابع کار آراکاوا و شوبرت (۱۹۷۴) به استفاده از بستار CAPE مشابه طرحواره کین-فریچ تغییر یافته و اجرای آن برای همرفت‌های انفجاری بهبود یافته است. یکی از معایب این طرحواره آن است که اثرات درون‌آمیختگی-برون‌آمیختگی را در نظر نمی‌گیرد.

در طرحواره گرل، فرض تبدیل آنی انرژی در حالت شبه‌تعادل با آنچه در جو واقعی رخ می‌دهد، همخوانی ندارد. از این جنبه، در طرحواره‌های فریچ-چپل و کین-

یک محدودیت طرحواره فریچ و چپل این است که روشی برای تعیین چگونگی توزیع فرونشست در میان‌مقیاس وجود ندارد و همه فرونشست در حجم کوچکی حول نقطه شبکه‌ای که همرفت را شامل می‌شود، رخ می‌دهد. در نتیجه، کوچک‌ترین اندازه شبکه‌ای مدل با این طرحواره طوری محدود می‌شود که از مرتبه ۲۰ km یا بزرگ‌تر باشد. محدودیت دیگر آن محدوده دوره زمانی همرفتی،  $1\text{ h} \leq \tau \leq 30\text{ min}$  است که امکان دارد غیرواقعی باشد و پاسخ همرفت را تحت تاثیر قرار دهد (فریچ و کین، ۱۹۹۳). علاوه بر این طرحواره فریچ و چپل جرم و آب جو را پایسته نگه نمی‌دارد و در مدل ابر برون‌آمیختگی را به‌جز در ETL در نظر نمی‌گیرد. بنابراین، نمایه‌های غیرواقعی از شار قائم جرم را تولید می‌کند.

طرحواره کین و فریچ (کین و فریچ، ۱۹۹۳ و کین، ۲۰۰۴) بر مبنای طرحواره فریچ و چپل است ولی با دو بهبود اساسی:

الف- مدل ابر به صورت یک مدل برون‌آمیخته-درون‌آمیخته فرمول‌بندی شده است که در آن شناوری بسته به صورت تابعی از بسته‌های اختلاط یافته به طور جانبی بین محیط و جریان‌های بالارو محاسبه می‌شود.

ب- جرم، انرژی گرمایی، رطوبت کل و تکانه پایسته می‌مانند.

این طرحواره توصیف کامل‌تری از فرایندهای فیزیکی درون ابر را نسبت به طرحواره‌های پارامترسازی موجود کنونی شامل می‌شود. علاوه بر این، پارامترسازی برون‌آمیختگی طرح شده در این مدل امکان شبیه‌سازی بهتر پاسخ میان‌مقیاس را نسبت به طرحواره‌های دیگر فراهم می‌کند. یک محدودیت این طرحواره این است که بستار CAPE برای محیط حاره‌ای چندان مناسب نیست و می‌تواند منجر به همرفت بسیار شدید شود (سیمن، ۱۹۹۹).

مدل‌های یک‌بُعدی، اغلب فرض شده است که در سامانه‌های کومه‌ای باران‌زا، توزیع قائم گرمایش در مقیاس ابر اساساً مشابه توزیع قائم گرمایش در مقیاس شبکه مدل است (آنتس، ۱۹۷۷). اگرچه چنین فرضی به طور قطع در مورد ابر کومه‌ای کم‌عمق یا وقتی جریان‌های پایین‌رو قابل ملاحظه‌ای وجود دارند، صحت ندارد. با استفاده از این روش کیو و ریموند (۱۹۸۰) نتیجه گرفتند که گرمایش اصلی حاصل از فعالیت همرفتی ناشی از آزاد شدن گرمای نهان است، با این حال گرمایش فرونشست نیز به‌ویژه نزدیک قله ابر اهمیت دارد. خلاصه‌ای مفید ولی قدیمی از مدل‌های کومه‌ای یک‌بُعدی را ینایی (۱۹۷۵)، اوگارا (۱۹۷۲)، کاتن (۱۹۷۵) و سیمپسون (۱۹۷۶ و ۱۹۸۳) عرضه کرده‌اند. همچنین مدل‌های یک‌بُعدی ابرها به‌منزله مدل‌های تک‌ستونی (single-column) شناخته می‌شوند (داس و همکاران، ۱۹۹۹ و وو و همکاران، ۲۰۰۰ b).

با رهیافت کمی پیچیده‌تر، کین و فریچ (۱۹۹۰) و (۱۹۹۳) یک مدل پلوم درون‌آمیخته-برون‌آمیخته یک‌بُعدی را به منظور بهبود پارامترسازی کومه‌ای فریچ و چپل (۱۹۸۰a) معرفی کردند. تبدیل محصول میعان به بارش و انجماد در ابر پارامتر شده و در مدل آنها ساده شده است. با وجود این از نظر کارآیی این مدل‌های یک‌بُعدی نسبتاً ساده و تجربی بودند. گرل و همکاران (۱۹۹۱) پیشنهاد کردند که مدل یک‌بُعدی ابر وابسته به زمان در طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای به‌منظور برآورد بهتری از ویژگی‌های ترمودینامیکی در طی چرخه عمر یک ابر، مورد نیاز است. چندین مدل ابر پیچیده‌تر (فریر و هاوز، ۱۹۸۹ و چن و سان، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۴) طراحی شده است و برخی از آنها در طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای مورد استفاده قرار گرفتند (چنگک، ۱۹۸۹ a و هاینز و سان، ۱۹۹۴).

برخی از جزئیات یک مدل ابر یک‌بُعدی می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای عملکرد طرحواره پارامترسازی

فریچ، فرض تبدیل انرژی در یک دوره زمانی خاص همخوانی بیشتری با واقعیت دارد.

همان‌گونه که وانگ و سیمن (۱۹۹۷) اشاره کرده‌اند، طرحواره‌های گرل و کین-فریچ با مشکل عامل واداشت که در معادلات به شکل تابع محرک وارد می‌شود، روبه‌رو هستند. همچنین، براساس وانگ و سیمن (۱۹۹۷) و تحقیقات مقایسه‌ای دیگر، به نظر می‌رسد که به دلیل پارامتر کردن همرفت، برخی خطاهای سامانمند در همه آنها وجود دارد. علی‌رغم تلاش‌های زیاد در جهت بهبود فهم طرحواره‌ها، هنوز نظریه‌ای کلی از طرحواره‌ها موجود نیست. همچنین هیچ‌یک از طرحواره‌های پارامترسازی همرفت فعلی، شارهای تکانه همرفتی را پارامتر نمی‌کنند.

## ۵ مدل‌های یک‌بُعدی ابر در طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای

در واقع همه طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای شکل ساده‌ای از مدل یک‌بُعدی ابر همرفتی را برای توزیع اثرات همرفت عمیق در جهت قائم به کار می‌برند. مدل یک‌بُعدی ابر به کار رفته در این طرحواره‌ها می‌تواند نقش بسزایی در شار قائم جرم، نمایه گرمایش، نمایه خشکی و آهنگ بارش داشته باشد. (برای مثال، کیو، ۱۹۶۵ و ۱۹۷۴؛ کریشنامورتی و ماکسیم، ۱۹۷۱؛ اوایاما، ۱۹۷۱؛ آراکاوا و شوبرت، ۱۹۷۴؛ ینایی، ۱۹۷۵؛ کریتزرگ و پرکی، ۱۹۷۷ و ۱۹۷۶؛ آنتس، ۱۹۷۷؛ یونسون، ۱۹۷۷؛ فریچ و چپل، ۱۹۸۰a, b؛ مولیناری، ۱۹۸۲؛ تیدکه، ۱۹۸۹؛ گرل، ۱۹۹۳؛ هو، ۱۹۹۷؛ هونگ و پن؛ ۱۹۹۸ و گالوس، ۱۹۹۹).

بیشتر این مدل‌ها از نظر دینامیکی مشابه یک پلوم آزمایشگاهی همراه با درون‌آمیختگی درحال صعود یا نزول هستند. ویژگی‌های ابر از جمله جریان‌های درون ابر، دما، و رطوبت در جهت افقی به صورت پیوسته یکنواخت توزیع شده‌اند، به طوری که مقدار ثابتی در ابر دارند و در هر جای دیگر دارای مقدار صفر هستند. در استفاده از

چینش باد محیط می‌تواند وابسته باشد. چن و سان (۲۰۰۴) یک مدل یک‌بُعدی ابر وابسته به زمان صریح را عرضه کردند. این مدل کج وابسته به زمان شامل یک جریان بالارو و پایین‌رو است که معادلات دینامیکی و ترمودینامیکی مشابه در مورد آنها برقرار است. این مدل یک‌بُعدی ابر کج در جهت بهبود مدل یک‌بُعدی ابر قائم چن و سان (۲۰۰۲) آورده شده است و در آن برای نمایش واقعی اثرات ابرهای همرفتی با ابعاد زیرشبکه‌ای، اثرات جریان پایین‌رو، شعاع ابر و اثرات کج‌شدگی بر یک ابر مورد بررسی قرار گرفته است.

#### ۶ استفاده از شبیه‌سازی‌های مدل دو یا سه‌بُعدی میدان کومه‌ای

همانگونه که در گولدن و سارتور (۱۹۷۸) توصیف شده، با استفاده از این روش مشاهدات مدل میدان کومه‌ای دو یا سه‌بُعدی یا مجموعه‌ای از مشاهدات به منظور تعیین پاسخ مکانی و زمانی ابرهای کومه‌ای به مجموعه‌ای ویژه از متغیرهای وابسته میان‌مقیاس و نیز پسخور ثانوی آنها به میان‌مقیاس مورد بررسی قرار می‌گیرند. مدل‌هایی چون هیل (۱۹۷۴)، میلر و پیرس (۱۹۷۴)، پاستوشکف (۱۹۷۵)، کوتون و تریپلی (۱۹۷۸)، کلمپ و ویلهلمسون (۱۹۷۸a,b)، شلزینگر (۱۹۸۰)، و سیمپسون و همکاران (۱۹۸۲) نمونه‌هایی از چنین مدل‌هایی هستند. یاو و میچاود (۱۹۸۲) تحول میدان یک ابر کومه‌ای را در سه‌بُعد با استفاده از روش هیل در محاسبه گرمایش سطحی تصادفی به‌منزله سازوکار شروع همرفت، شبیه‌سازی کرده‌اند. شلزینگر (۱۹۸۲a) خلاصه‌ای از میدان‌های همرفت کومه‌ای سه‌بُعدی را عرضه کرده است. مدل‌های میدان کومه‌ای درحکم مدل‌های تفکیک‌کننده ابر یا میدان‌های انسامل (ensemble) ابر نیز شناخته می‌شوند (تاو و همکاران، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱). مک نیدر و کوپ (۱۹۹۰) روشی برای شروع همرفت کومه‌ای در چنین مدل‌هایی

کومه‌ای را تحت تاثیر قرار دهد، از جمله جریان پایین‌رو (براون، ۱۹۷۹؛ مولیناری و کورستی، ۱۹۸۵؛ چنگ، ۱۹۸۹b؛ گرل و همکاران، ۱۹۹۱؛ مانکریف، ۱۹۹۲؛ گری، ۲۰۰۰ و لیو و همکاران، ۲۰۰۱)، آهنگ درون‌آمیختگی - برون‌آمیختگی (آراکاو و شوبرت، ۱۹۷۴ و چنگ، ۱۹۸۹ a)، اثر فشار غیرهیدروستاتیک (پرشیدگی فشار) بر گسترش ابر (هولتون، ۱۹۷۳؛ شلزینگر، ۱۹۷۸؛ یاو، ۱۹۷۹ و کیو و ریموند، ۱۹۸۰) و اثر تشکیل یخ بر گسترش ابر همرفتی (لوی و سالوزی، ۱۹۹۶).

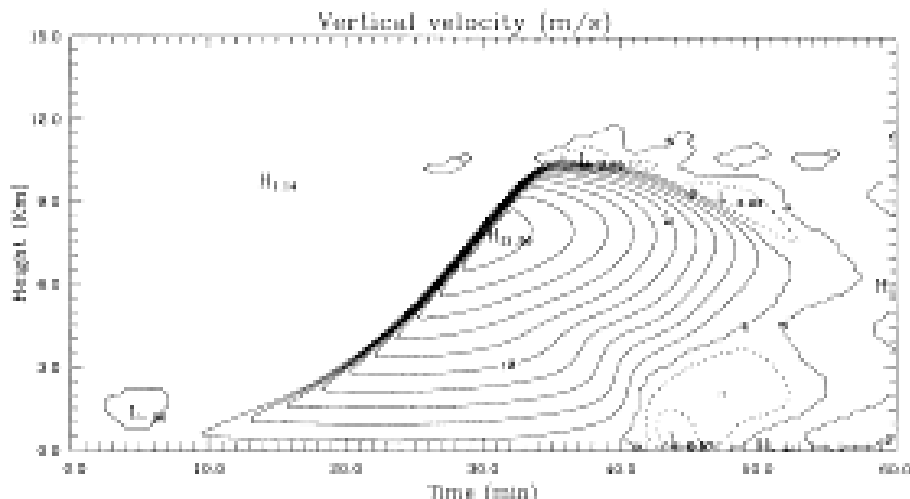
چن و سان (۲۰۰۲) مدل ابر یک‌بُعدی پیش‌یابی را برای استفاده در طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای طراحی کردند. در مدل آنها فشار غیرهیدروستاتیک (پرشیدگی فشار)، درون‌آمیختگی، خردفیزیک ابر و اختلاط پیچکی جانبی و قائم وارد شده و اثرات آنها مورد بحث قرار گرفته است. آنها نتایج شبیه‌سازی را با نتایج حاصل از مدل یک‌بُعدی ابر اوگارا و تاکاهاشی (۱۹۷۱) و نتایج حاصل از مدل سه‌بُعدی پیش‌بینی و تحقیق وضع هوا (Weather Research and Forecast, WRF) (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۱) مقایسه کردند. مدل آنها نسبت به اوگارا و تاکاهاشی شامل خردفیزیک کامل‌تری از ابر است و بیشینه سرعت قائم قوی‌تری را تولید می‌کند. همان‌طور که در شکل ۳ نشان داده شده وقتی خردفیزیک ابر در نظر گرفته می‌شود، ابر رشد می‌کند و در نهایت میرا می‌شود. علاوه بر این، نتایج آنها روشن می‌سازد که این مدل یک‌بُعدی، توانایی بازتولید ویژگی‌های مهم یک ابر همرفتی که با مدل سه‌بُعدی تولید می‌شود را دارد (البته وقتی چینش باد محیط صفر باشد).

کج‌شدگی ابرهای همرفتی اغلب مشاهده شده‌اند و این امر عمر ابر، ویژگی‌ها و آهنگ باران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. جریان پایین‌رو که در کنار جریان بالارو گسترش می‌یابد نیز اهمیت بسزایی دارد. کج‌شدگی ابر به

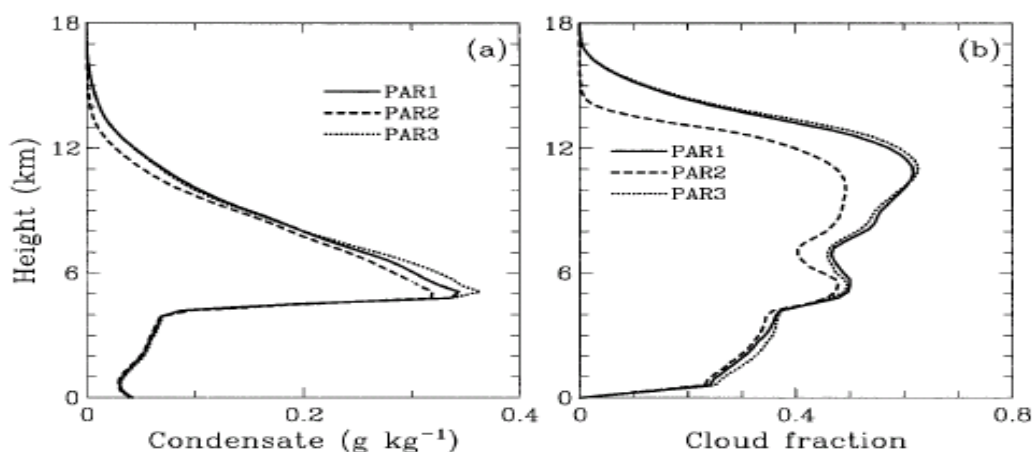
ممکن است به واسطه ساده‌سازی مدل پلوم درون‌آمیخته یک‌بُعدی باشد. به دلیل سادگی و فرض‌های اساسی آنها، بازنمایی هم‌زمان ویژگی‌های جرم و رطوبت ابر حتی در محیط بدون چینش باد غیر ممکن به نظر می‌رسد (کاتن، ۱۹۷۸ و وارنر، ۱۹۷۰). این نارسایی در مورد یک محیط با چینش باد تشدید می‌شود. این مدل‌ها همچنین در تولید شارهای قائم گرما، جرم و رطوبت نسبت به شارهای تولید شده با مدل‌های ابر سه‌بُعدی ناتوان هستند. برای نمونه، شارهای جرم مدل سه‌بُعدی تا سطوح میانی ابر با ارتفاع افزایش یافته و پس از آن کاهش می‌یابد. شارهای جرم مدل پلوم درون‌آمیخته به‌طور یکنواخت تا قله ابر با ارتفاع افزایش می‌یابد. به دلیل این که مقدار قابل توجهی از پسخور همرفتی به‌واسطه واگرایی شارهای پیچکی است، نمایش صحیح این شارها برای مسئله پارامترسازی ضروری است. این موضوع به ویژه هنگامی که اثرات گرمایش و خشک شدن به‌طور مشترک در یک مدل عددی بررسی می‌شوند، صحت دارد. علاوه بر این، مقیاس طول افقی ابر یک‌بُعدی (شعاع) باید از قبل تعیین شده باشد.

عرضه کرده‌اند که در تعیین مقیاس مکانی و شدت پربشیدگی گرمایی اولیه‌ای که ابر کومه‌ای را به‌وجود می‌آورد، از پارامترسازی لایه مرزی در مدل استفاده می‌شود. مدل‌های تفکیک‌کننده ابر در دو و سه‌بُعد مورد استفاده قرار گرفته‌اند (تامپکینز، ۲۰۰۰). مثال‌های دیگر شبیه‌سازی‌های تفکیک‌کننده ابر گرابوسکی (۲۰۰۰) و جیانگ و همکاران (۲۰۰۰) هستند.

لیو و همکاران (۲۰۰۱) نتایج حاصل از یک مدل دو‌بُعدی تفکیک‌کننده ابر را برای ارزیابی عملکرد طرحواره کین-فریچ به کار بردند. مقایسه‌ای از شکل‌های ۴a و ۴b نشان می‌دهد که پسخور محصول میعان، مقدار کسر ابر در سطوح زیرین را افزایش می‌دهد. به عبارت دیگر، پیش‌بینی بیش از حد انتظار کسر ابر در شبیه‌سازی در نتیجه برون‌آمیختگی بیش از حد پارامترسازی کومه‌ای است. وقتی برون‌آمیختگی محصول میعان در نظر گرفته نمی‌شود، اثر بخار آب قابل توجه است. به‌طور کلی می‌توان گفت که نتایج شبیه‌سازی آنها به مقدار برون‌آمیختگی رطوبت بسیار حساس است. با توجه به این نتایج لیو و همکاران (۲۰۰۱) نتیجه گرفتند که این مسائل



شکل ۴. تحول زمانی سرعت قائم با بازه کنتوری  $2\text{ms}^{-1}$  در مورد مدل اوگارا و تاکاهاشی (۱۹۷۱) با در نظر گرفتن فرایندهای خردفیزیکی (چن و سان، ۲۰۰۲).



شکل ۵. نمایه‌های (a) متوسط مکانی-زمانی محصول میعان و (b) کسر ابر در PAR1 (خط پر)، PAR2 (خط چین) و در PAR3 (نقطه چین) را نشان می‌دهد. در PAR1 پارامترسازی کین-فریچ استفاده شده است. در PAR2 پس‌خور محصول میعان در طرحواره کین-فریچ حذف شده و در PAR3 محصول میعان برون‌آمیخته به برون‌آمیختگی بخارآب هم ارز تبدیل می‌شود ولی متناظر با آن سرمایه‌ش تبخیر در نظر گرفته شده و رطوبت و انرژی کل پایسته هستند.

آماري و آبرپارامترسازی (super-parameterization) (یا چارچوب مدل‌سازی چند مقیاسی (MMF), multi-scale modeling framework).

در حال حاضر، بیشتر طرحواره‌های همرفتی سنتی، روش شار جرم (مانند گریل، ۱۹۹۳ و کین، ۲۰۰۴) یا روش شبه تعادل (آراکاوا و شوبرت ۱۹۷۴) را به کار می‌برند. این رهیافت مدل‌های ساده یک‌بُعدی ابر را برای نمایش اثرات فرایندهای تر در پاسخ به پارامترهای بزرگ مقیاس به کار می‌برد. رهیافت آماری در واقع پارامترسازی آماری بر مبنای تحلیل خروجی میدان تفکیک‌کننده ابر است. (تاو و همکاران، ۲۰۰۳).

رهیافت‌های جدید یا به عبارتی رهیافت‌های آبرپارامترسازی داده‌های حاصل از شبیه‌سازی‌های مدل تفکیک‌کننده ابر را برای فرایابی پاسخ سامانه ابر به پارامترهای بزرگ مقیاس به کار می‌برد. در MMF، یک مدل تفکیک‌کننده ابر دو بُعدی کامل در داخل هر سلول شبکه یک مدل بزرگ مقیاس قرار دارد (گراپوسکی و اسمارکیویچ، ۱۹۹۹، رندال و همکاران، ۲۰۰۳ و خیروتدینف و همکاران، ۲۰۰۵). MMF به طور صریح

گراپوسکی (۲۰۰۱) یک طرحواره پارامترسازی تفکیک‌کننده ابر که در یک مدل جهانی ساده شده به کار می‌رود را طراحی کرد. با الهام از کار گراپوسکی، خیروتدینف و رندال (۲۰۰۱) یک طرحواره ابر را برای مدل سامانه اقلیمی عمومی طراحی کردند. هر دو طرحواره، یک مدل ابر وابسته به زمان دو بُعدی را در هر خانه شبکه‌ای یک مدل سه بُعدی مقیاس همدیدی در طول کل دوره شبیه‌سازی جایگذاری کرده‌اند. نتایج آنها نسبتاً امیدوارکننده است. با این حال، این نوع رهیافت از نظر زمان و حافظه محاسباتی هزینه‌بر است.

استفاده از چنین مدل‌هایی برای پارامترسازی پاسخ ابرهای کومه‌ای به محیط بزرگ مقیاس روشی نو است و انتظار می‌رود که در بهبود طرحواره‌های پارامترسازی موثر باشد.

## ۷ پیشرفت‌های اخیر در زمینه پارامترسازی همرفت کومه‌ای

سه رهیافت اصلی به منظور پارامتر کردن همرفت کومه‌ای وجود دارد (تاو و همکاران، ۲۰۰۳): رهیافت‌های سنتی،



برای شبیه‌سازی همرفت کومه‌ای مورد بررسی قرار گرفته و در هر بخش به معایب و مزایای عمده هریک از طرحواره‌ها اشاره شده است. در این بررسی، روشن شده است که تلاش‌ها و پیشرفت‌های فراوانی در ارتباط با پارامترسازی همرفت کومه‌ای صورت گرفته است. با وجود این، هنوز مسائل حل نشده زیادی در این زمینه وجود دارد.

در حال حاضر برخی مدل‌ها به منظور افزایش دقت شبیه‌سازی برهم‌کنش‌های ابر با میدان‌های بزرگ‌مقیاس، از آبرپارامترسازی استفاده می‌کنند. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد آبرپارامترسازی از مدل‌های تفکیک‌کننده دو بُعدی یا سه بُعدی در داخل هر سلول شبکه مدل بزرگ‌مقیاس استفاده می‌کند که از این راه در هر گام زمانی اثر ابر کومه‌ای در مدل وارد می‌شود. با این حال، استفاده از مدل‌های تفکیک‌کننده ابر دو یا سه بُعدی از نظر محاسباتی بسیار هزینه‌بر است. بنابراین، هنوز هم برای پارامترسازی همرفت کومه‌ای استفاده از طرحواره‌های همرفتی که مدل‌های ساده یک بُعدی ابر را برای نمایش اثرات فرایندهای مرطوب در پاسخ به پارامترهای بزرگ‌مقیاس به کار می‌برند، مرسوم است.

از آنجایی که جزئیات یک مدل ابر یک بُعدی می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای عملکرد طرحواره پارامترسازی کومه‌ای را تحت تاثیر قرار دهد، چن و سان (۲۰۰۴) یک مدل یک بُعدی ابر وابسته به زمان صریح را پیشنهاد دادند که در این مدل برای نمایش واقعی اثرات ابرهای همرفتی با ابعاد زیرشبکه‌ای، اثرات جریان پایین‌رو، شعاع ابر و اثرات کج‌شدگی در یک ابر مورد بررسی قرار گرفته است. انتظار می‌رود که با بهره‌گیری از این مدل در طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای، مدل‌های میان‌مقیاس، پیش‌بینی‌های بارش حاصل از این مدل‌ها تا حد زیادی بهبود پیدا کند. این یکی از اهداف حاضر است که از سوی مؤلفان

توانایی شبیه‌سازی فرایندهای زیرشبکه در مقیاس ابر و فرایندهای سطحی با توان تفکیک یک مدل تفکیک‌کننده ابر را دارد. همچنین MMF کل کره زمین را پوشش می‌دهد و برهم‌کنش‌های بین مدل‌های تفکیک‌کننده ابر و مدل گردش کلی جو را فراهم می‌کند. با وجود این، استفاده از MMF از نظر محاسباتی بسیار هزینه‌بر است و تا به امروز برای پیش‌بینی وضع هوای عملیاتی، شبیه‌سازی‌های انسامل، یا شبیه‌سازی‌های اقلیمی غیرعملی است.

همچنین باید از مجموعه مدل‌های تفکیک‌کننده ابر یک مجموعه داده جامع و سازگاری از ابر (مربوط به ابرها و سامانه‌های ابری که در مکان‌های جغرافیایی گوناگون گسترش می‌یابند) به منظور پیشرفت و بهبود طرحواره‌های پارامترسازی کومه‌ای تولید شوند. این مجموعه داده را مدلسازان تولید می‌کنند. با این حال، روش‌های جدید و نو برای روش استفاده بهینه از مجموعه داده‌های مدل تفکیک‌کننده ابر مورد نیاز است.

## ۸ نتیجه‌گیری

ابرها و فرایندهای فیزیکی مربوط به آن در بیشتر برهم‌کنش‌های فیزیکی مانند فرایندهای دینامیکی، هیدرولوژیکی، تابشی و فرایندهای سطح، نقش دارند و در بیشتر این برهم‌کنش‌ها همرفت کومه‌ای نقش اساسی ایفا می‌کند. وارد کردن اثر همرفت کومه‌ای در مدل‌های پیش‌بینی عددی، پارامترسازی همرفت کومه‌ای نامیده می‌شود.

هدف اصلی این تحقیق، مرور طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای، عرضه کردن تاریخچه و موضوع‌های تحقیقی حال حاضر در این زمینه بود. در این تحقیق، انواع طرحواره‌های پارامترسازی همرفت کومه‌ای در مدل‌های بزرگ و میان‌مقیاس و نقش آنها در این مدل‌ها و همچنین مدل ابر مورد استفاده در طرحواره‌ها

پیگیری می شود.

## منابع

- Chang, C. B., Perkey, D. J., and Kreitzberg, C. W., 1981, A numerical case study of the squall line of 6 May 1975. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1601-1615.
- Chang, C. B., Perkey, D. J., and Kreitzberg, C. W., 1982, A numerical case study of the effects of latent heating on a developing wave cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1555-1570.
- Charney, J. G., and Eliassen, A., 1964, On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Chen, S. H., and Sun, W.Y., 2002, A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteorol. Soc. JPN.*, **80**, 99-118.
- Chen, S. H., and Sun, W.Y., 2004, An explicit one-dimensional time-dependent tilting cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2797-2816.
- Cheng, M.D., 1989a, Effects of downdrafts and mesoscale convective organization on the heat and moisture budgets of tropical cloud clusters. Part I: A diagnostic cumulus ensemble model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1517-1538.
- Cheng, M.D., 1989b, Effects of downdrafts and mesoscale convective organization on the heat and moisture budgets of tropical cloud clusters. Part II: Effects of convective downdrafts. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1540-1564.
- Cotton, W. R., 1975, Theoretical cumulus dynamics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 419-448.
- Cotton, W. R. and Anthes, R. A. 1989, *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., 883pp.
- Cotton, W. R. and Tripoli, G. J., 1978, Cumulus convection in shear flow- Three-dimensional numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1503-1521.
- Das, S., Johnson, D. and Tao, W.K., 1999, Single-column and cloud ensemble model simulations of TOGA-COARE convective systems. *J. Meteorol. Soc., JPN.*, **77**, 803-826.
- Emanuel, K. A., 1991, A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313-2335.
- Emanuel, K. A., 1994, *Atmospheric Convection*, Oxford University Press. UK.
- Emanuel, K. A. and Raymond, D. J., 1993, The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. *Meteor. Monogr. No. 46*, Am. Meteorol. Soc., 246pp.
- Ferrier, B. S., and Houze, R. A., 1989, One-dimensional time-dependent modeling of GATE cumulonimbus convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 330-352.
- Anthes, R. A., 1977, A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Weather. Rev.*, **105**, 270-286.
- Arakawa, A., 2004, Review article. The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future. *J. Climate*, **17**, 2493-2525.
- Arakawa, A. and Chen, J. M., 1987, Closure assumptions in the cumulus parameterization problem. Short- and Medium-Range Numerical Prediction, Collection of papers presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo, T. Matsuno, Ed., *Meteorol. Soc. JPN.*, 107-131.
- Arakawa, A. and Cheng, M. D., 1993, The Arakawa-Schubert cumulus parameterization. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, *Meteor. Monogr.*, No. 46, Am. Meteorol. Soc., 123-136.
- Arakawa, A. and Schubert, W. H., 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Betts, A. K., 1973, Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 178-196.
- Betts, A. K., 1982, Saturation point analysis of moist convective overturning. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1484-1505.
- Betts, A. K., and Miller, M. J., 1986, A new convective adjustment scheme. Part II. Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693-709.
- Betts, A. K., and Miller, M. J., 1993, The Betts-Miller Scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, *Meteor. Monogr.*, No. 46, Am. Meteorol. Soc., 107-122.
- Blyth, A. M., Cooper, W. A. and Jensen, J. B., 1988, A study of the source of entrained air in Montana cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3944-3964.
- Bretherton, C. S., and Smolarkiewicz, P. K., 1989, Gravity waves, compensating subsidence, and detrainment around cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 740-759.
- Brown, J. M., 1979, Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 313-338.

- convective atmosphere. *Physica D*, **133**, 171–178.
- Gray, M. E. B., 2000, Characteristics of numerically simulated mesoscale convective systems and their application to parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3953-3970.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 764-787.
- Grell, G. A., Kuo, Y. H. and Pasch, R., 1991, Semi-prognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitude. *Mon. Weather. Rev.*, **119**, 5-31.
- Haines, P. A., and Sun, W. Y., 1994, A convective cloud model for use in a cumulus parameterization scheme. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 165-182.
- Hill, G. E., 1974, Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 646-673.
- Holton, J. R., 1973, A one-dimensional cumulus model including pressure perturbations. *Mon. Weather Rev.*, **101**, 201–205.
- Hong, S. Y. and Pan, H. L., 1998, Convective trigger function for a mass flux cumulus parameterization scheme. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 2599-2620.
- Hu, Q., 1997, A cumulus parameterization using a cloud model of intermittently rising thermals. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2292-2307.
- Jiang, H., Cotton, W. R., Pinto, J. O., Curry, J. A. and Weissbluth M. J., 2000, Cloud-resolving simulations of mixed-phase arctic stratus observed during BASE: “Sensitivity to concentration of ice crystals and large-scale heat and moisture advection.” *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2105-2117.
- Johnson, R. H. 1977, Effects of cumulus convection on the structure and growth of the mixed layer over south Florida. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 713-724.
- Kain, J. S., 2004, The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 170-181.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M., 1990, A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M., 1993, Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch Scheme. *The Representation of*
- Frank, W. M., 1983, The cumulus parameterization problem. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 1859-1871.
- Frank, W. M., 1993, A hybrid parameterization with multiple closures. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 151-154.
- Frank, W. M. and C. Cohen, 1987, Simulation of tropical convective systems. Part I: A cumulus parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3787-3799.
- Frank, W. M. and Molinari, J., 1993, Convective adjustment. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 101-105.
- Fritsch, J. M., Chappell, C. F. and L. R. Hoxit, 1976 The use of large-scale budgets for convective parameterization. *Mon. Weather. Rev.*, **104**, 1408–1418.
- Fritsch, J. M. and Chappell, C. F., 1980a, Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722-1733.
- Fritsch, J. M. and Chappell, C. F., 1980b, Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part II: Mesoscale model. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1734-1762.
- Fritsch, J. M. and J. S. Kain, 1993, Convective parameterization for mesoscale models. *The Fritsch-Chappell Scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 159-164.
- Gallus, W. A. Jr., 1999, Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. *Weather Forecast*, **14**, 405–426.
- Golden, J. H., and Sartor, J. D., 1978, AMS Workshop on mesoscale interactions with cloud processes, October 24-25, Boulder, CO. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **59**, 720-730.
- Grabowski, W. W., 2000, Cloud microphysics and the tropical climate: Cloud-resolving model perspective. *J. Climate*, **13**, 2306–2322.
- Grabowski, W. W., 2001, coupling cloud processes with the large-scale dynamics using the cloud-resolving convection parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 978-997.
- Grabowski, W. W. and Smolarkiewicz, P. K., 1999, A cloud resolving convective parameterization for modeling the tropical

- Kuo, H. L., 1974, Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 12332-1240.
- Kuo, Y. H., and Anthes, R. A., 1984, Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon. Weather Rev.*, **112**, 1498-1509.
- Kuo, Y. H. and Raymond, W. H., 1980, A quasi-one-dimensional cumulus cloud model and parameterization of cumulus heating and mixing effects. *Mon. Weather Rev.*, **108**, 991-1009.
- Kurihara, Y., 1973, A scheme of moist convective adjustment. *Mon. Weather Rev.*, **101**, 547-553.
- Levi, L. and Saluzzi, M.E., 1996, Effects of ice formation on convective cloud development. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 1587-1595.
- Lian, W. J., 1979, Generalization of Kuo's parameterization of cumulus convection. *Pap. Meteorol Res.*, **2**, 101-115.
- Lilly, D. K., 1990, Numerical prediction of thunderstorms - Has its time come? *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 779-798.
- Lin, Y. L., 2007, Mesoscale Dynamics. Accepted for publication by Cambridge University Press, in press., UK.
- Liu, C., Moncrieff, M. W. and Grabowski, W. W., 2001, Explicit and parameterized realizations of convective cloud systems in TOGA COARE. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 1689-1703.
- Manabe, S., Smogorinski, J. and Strickler, R. F., 1965, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Weather Rev.*, **93**, 769-798.
- McNider, R. T. and Kopp, F. J., 1990, Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 99-104.
- Miller, M. J., and Pearce, R. P., 1974, A three-dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* **100**, 133-154.
- Miyakoda, K., Smagorinski, J., Strickler, R. F., and Hembree, G. D., 1969, Experimental extended predictions with a nine-level hemispheric model. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 1-76.
- Molinari, J., 1982, A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical models. *Mon. Weather Rev.*, **11**, 1527-1534.
- Cumulus Convection in Numerical Models, *Meteor. Monogr.*, No. 46, Am. Meteorol. Soc., 65-170.
- Kalnay, E., 2003, Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability, Cambridge University Press, 464 pp. UK.
- Khairoutdinov, M. F., and Randall, D. A., 2001, A cloud-resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community Climate System model: Preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3617-3620.
- Khairoutdinov, M.F., Randall, D.A., and DeMotte, C., 2005, Simulations of the atmospheric general circulation using a cloud-resolving model as a super-parameterization of physical processes. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2136-2154.
- Klemp, J. B. and Wilhelmson, R. B., 1978a, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.
- Klemp, J. B. and Wilhelmson, R. B., 1978b, Simulations of right- and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1097-1110.
- Kreitzberg, C. W., and Perkey, D., 1976, Release of potential instability. Part I: A sequential plume model within a hydrostatic primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 456-475.
- Kreitzberg, C. W., and Perkey, D., 1977, Release of potential instability. Part II: The mechanism of convective/mesoscale interaction. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1579-1595.
- Krishnamurti, T. N., Kanamitsu, M., Godbole, R. R., Chang, C. B., Carr, F. and Chow, J., 1976, Study of a monsoon depression (II). Dynamical structure. *J. Meteorol. Soc. JPN.*, **54**, 208-225.
- Krishnamurti, T. N., and Moxim, W. J., 1971, On parameterization of convective and nonconvective latent heat releases. *J. Appl. Meteorol.* **10**, 3-13.
- Krishnamurti, T. N., Ramanathan, Y., Pan, H. L., Pasch, R. J. and Molinari, J., 1980, Cumulus parameterization and rainfall rates. I., *Mon. Weather Rev.*, **108**, 465-472.
- Krishnamurti, T. N., Wong, V., Pan, H. L., Pasch, R. J., Molinari, J. and Ardanuy, P., 1983, A three-dimensional planetary boundary layer model for the Somali jet. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 894-908.
- Kuo, H. L., 1965, On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.

- of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 171-177.
- Pielke, R. A., 2002, Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press, Inc., 676pp.
- Randall, D.A., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., and Grabowski, W., 2003, Breaking the cloud parameterization deadlock. B. Am. Meteorol. Soc., **84**, 1547-1564.
- Raymond, D. J., 1994, Cumulus convection and the Madden-Julian oscillation of the tropical troposphere. Physica D, **77**, 1-22.
- Raymond, D. J. and Emanuel, K. A., 1993, The Kuo Cumulus Parameterization. In The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 145-147.
- Riehl, H., and Malkus, J. S., 1958, On the heat balance in the equatorial trough zone. Geophysica, **6**, 503-538.
- Riehl, H., and Malkus, J. S., 1961, Some aspects of hurricane Daisy, 1958. Tellus, **13**, 181-213.
- Rothensal, S. L., 1978, Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by the resolvable scales. I. Model description and preliminary results. J. Atmos. Sci., **35**, 258-271.
- Schlesinger, R. E., 1978, A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part I: Comparative experiments for variable ambient wind shear. J. Atmos. Sci., **35**, 690-713.
- Schlesinger, R. E., 1980, A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm. Part II: Dynamics of updraft splitting and mesovortex couplet evolution. J. Atmos. Sci., **37**, 395-420.
- Schlesinger, R. E., 1982, Three-dimensional numerical modeling of convective storms. A review of milestones and challenges. 12 th AMS Conference on Severe Local Storms, San Antonio, TX, January 11-15, 506-515.
- Seaman, N. L., 1999: Cumulus parameterization. COMET Faculty Course on Numerical Weather Prediction. June 7-11, NCAR, Boulder, CO., 19pp.
- Simpson, J. E., 1976: Precipitation augmentation from cumulus clouds and systems. Scientific and technological foundation, 1975. Adv. Geophys. **19**, 1-72.
- Simpson, J. E., 1983, Cumulus clouds: Numerical models, observations and entrainment. In Mesoscale Meteorology- Theories, Observations and Models, D. K. Lilly and T. Molinari, J., 1993, An overview of cumulus parameterization in mesoscale models. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Meteor. Monogr., No. 46, Am. Meteorol. Soc., 155-158.
- Molinari, J., and Corsetti, T., 1985, Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdraft into a cumulus parameterization: Results of one- and three-dimensional integrations. Mon. Weather Rev., **113**, 485-501.
- Molinari, J. and Dudek, M., 1986, Implicit versus explicit convective heating in numerical weather prediction models. Mon. Weather Rev., **114**, 1822-1831.
- Molinari, J. and Dudek, M., 1992, Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. Mon. Weather Rev., **120**, 326-344.
- Moncrieff, M. W., 1992, Organized convective systems: Archetypal dynamical models, mass and momentum flux theory, and parameterization. Q. J. Roy. Meteor. Soc., **118**, 819-850.
- Nober, F. J., and Graf, H. F., 2005, A new convective cloud field model based on principles of self-organisation, Atmos. Chem. Phys., **5**, 2749-2759.
- Ogura, Y. 1972, Clouds and Convection. GARP Publication Series No. 8, WMO, Geneva, 20-29.
- Ogura, Y. and Takahashi, T., 1971, Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. Mon. Weather Rev., **99**, 895-911.
- Ooyama, K., 1964, A dynamical model for the study of tropical cyclone development. Geofis. Intern., **4**, 187-198.
- Ooyama, K., 1969, Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. J. Atmos. Sci., **26**, 3-40.
- Ooyama, K., 1971, A theory on parameterization of cumulus convection. J. Meteorol. Soc. JPN., **49**, 744-756.
- Ooyama, V. K., 1982, Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. J. Meteorol. Soc. JPN., **60**, 369-379.
- Orlanski, I., and Ross, B. B., 1984, The evolution of an observed cold front. Part II. Mesoscale dynamics. J. Atmos. Sci., **41**, 1669-1703.
- Pastushkov, R. S. 1975, The effects of vertical wind shear on the evolution of convective clouds. Q. J. Roy. Meteor. Soc. **101**, 281-291.
- Perkey, D. J., and Kreitzberg, C. W., 1993, A method of parameterizing cumulus transports in a mesoscale primitive equation model: The sequential plume scheme. The Representation

- Yamasaki, M., 1975, A numerical experiment of the interaction between cumulus convection and larger scale motion. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **26**, 63-91.
- Yamasaki, M., 1977, A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *J. Meteorol. Soc. JPN.*, **55**, 11-30.
- Yanai, M., 1961a, A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteorol. Soc. JPN.*, **39**, 187-214.
- Yanai, M., 1961b, Dynamical aspects of typhoon formation. *J. Meteorol. Soc. JPN.*, **39**, 238-309.
- Yau, M.K., 1979, Perturbation pressure and cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 690-694.
- Yau, M.K. and Michaud, R., 1982, Numerical simulation of a cumulus ensemble in three dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1062-1079.
- Yenai, M., 1975, Tropical meteorology. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**, 685-808.
- Gal-Chen, Eds., Reidel, Dordrecht, Holland, 413-445.
- Simpson, J. G., Helvorit, V. and McCumber, M., 1982, Three-dimensional simulations of cumulus congestus clouds on GATE Day 261. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 126-145.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B. and Dudhia, J., 2001, Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecast) model. Ninth Conf. Meso. Processes, AMS, J11-J15 (also see [www.wrfmodel.org](http://www.wrfmodel.org)).
- Tao, W. K., Shie, C. L. and Simpson, J., 2001, Comments on "The sensitivity study of radiative-convective equilibrium in the tropics with a convective resolving model." *J. Atmos. Sci.* **58**, 1328-1333.
- Tao, W. K., Simpson, J., Sui, C. H., Shie, C. L., Zhou, B., Lau, K. M., and Moncrieff, M., 1999, Equilibrium states simulated by cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3128-3139.
- Tao, W. K., Starr, D., Hou, A., Newman, P. and Sud, Y., 2003, Summary of cumulus parameterization workshop. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1055-1062.
- Taylor, G. R., and Baker, M. B., 1991, Entrainment and detrainment in cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 112-121.
- Tiedtke, M., 1989, A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Tompkins, A. M., 2000, The impact of dimensionality on long-term cloud-resolving model simulations. *Mon. Weather. Rev.*, **128**, 1521-1535.
- Wang, W. and Seaman, N. L., 1997, A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 252-278.
- Warner, J., 1970, On steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1035-1040.
- Williams, E., and Renno, N., 1993, An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 21-36.
- Wu, X., Moncrieff, M. W. and Emanuel, K. A., 2000, Evaluation of large-scale forcing during TOGA COARE for cloud-resolving models and single-column models. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2977-2985.
- Xu, K., and Emanuel, K. A., 1989, Is the tropical atmosphere conditionally unstable? *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1471-1479.