

**IMPLEMENTAZIONE DELLO SCHEMA DI PARAMETRIZZAZIONE DI  
KAIN-FRITSCH PER LE PIOGGE CONVETTIVE NEL MODELLO  
METEOROLOGICO PBOLAM SU MACCHINA PARALLELA ALTIX SGI**

***Dr.ssa Simona Flavoni***

**Tutor: Dr. Marco Casaioli  
Ing. Martina Bussetti**

# Indice

<b>Prefazione</b>	<b>2</b>
<b>Riassunto</b>	<b>4</b>
<b>1 Introduzione</b>	<b>7</b>
<b>2 Metodologia</b>	<b>11</b>
<b>3 Il meccanismo della convezione umida</b>	<b>12</b>
3.1 Definizioni preliminari . . . . .	12
3.2 Descrizione dei fenomeni convettivi . . . . .	14
<b>4 Modellistica meteorologica</b>	<b>17</b>
4.1 Dall'atmosfera al modello . . . . .	17
4.2 Il modello BOLAM e le sue parametrizzazioni . . . . .	18
4.3 Descrizione del modello . . . . .	19
<b>5 Sistema previsionale PBOLAM</b>	<b>23</b>
5.1 Limiti del modello BOLAM . . . . .	23
5.2 Confronto tra gli schemi di Kuo e di Kain-Fritsch . . . . .	23
5.3 La struttura del codice PBOLAM . . . . .	26
<b>6 Strategie di parallelizzazione</b>	<b>27</b>
6.1 Traduzione di Kain-Fritsch da Fortran77 a Fortran90 . . . . .	29
6.2 Estremi del sottodominio rispetto a Kain-Fritsch . . . . .	30
<b>7 Visualizzazione dei risultati</b>	<b>31</b>
<b>8 Conclusioni</b>	<b>34</b>
<b>Riferimenti bibliografici</b>	<b>35</b>
<b>Allegati</b>	<b>37</b>

## Prefazione

Presso il Dipartimento per la Tutela delle Acque Interne e Marine dell'APAT è attivo il Sistema Idro-Meteo-Mare, operativo già dal Settembre 2000 presso l'allora Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali della Presidenza del Consiglio dei Ministri (DSTN). Esso consta di una catena di modelli meteorologici (QBOLAM), ondametrici (WAM) e oceanografici (POM e VL-FEM) che fornisce giornalmente previsioni meteorologiche e ondametriche con passo di 10 chilometri sull'area del bacino del Mediterraneo, e previsioni mareografiche sui mari Adriatico e Jonio (POM) e sulla Laguna di Venezia (VL-FEM).

Il cuore del sistema è costituito dal modello meteorologico ad area limitata QBOLAM, che fornisce la previsione meteorologica e che è di gran lunga il più oneroso in termini di costo computazionale. Per questo esso fu a suo tempo implementato su uno dei più potenti calcolatori paralleli disponibili all'epoca, l'APE-100, basato su un processore "custom" sviluppato presso il Dipartimento di Fisica dell'Università di Roma e commercializzato da Alenia con il nome di QUADRICS.

La macchina acquisita, e tuttora in uso, dispone di 128 processori a 25 MHz operanti in modo sincrono e dimostra ancora oggi una potenza di calcolo notevole, dovuta soprattutto all'ottimizzazione del processore rispetto alle operazioni aritmetiche. Il principale inconveniente della macchina è rappresentato dalla difficoltà di implementare codici non adatti al calcolo sincrono, tra cui rientrano le più avanzate fra le procedure (parametrizzazioni) utilizzate dai modelli meteorologici per calcolare lo sviluppo dei fenomeni di precipitazione convettiva (temporalesca).

Questi fenomeni non possono essere risolti dalla griglia del modello, in quanto i moti convettivi avvengono su scale ben minori dei 10 chilometri. Gli studi condotti sulle previsioni di precipitazione del modello ne hanno evidenziato l'elevata qualità; tuttavia ne hanno anche identificato i punti critici, in particolare nella previsione delle precipitazioni estive in presenza di orografia.

Il recente acquisto presso il Dipartimento per la Tutela delle Acque Interne e Marine di una macchina SGI ALTIX 350 con otto processori, di potenza di calcolo ben superiore a quella della macchina QUADRICS e priva delle limitazioni del calcolo sincrono ha reso possibile e urgente l'ottimizzazione del codice del modello meteorologico, soprattutto mediante l'implementazione di uno schema di parametrizzazione convettiva più adeguato, anche e soprattutto in vista delle priorità del Servizio, che vedono in prima fila un sempre maggiore utilizzo della previsione pluviometrica, in primo luogo all'interno di un sistema di previsione idro-meteorologica delle

piene basato sull'accoppiamento del modello meteo con modelli idrologici ad afflussi-deflussi.

Si capisce quindi l'importanza che riveste, per il Servizio, il miglioramento della previsione delle piogge, soprattutto a scala dei piccoli bacini.

In questo quadro si inserisce il presente lavoro. Possiamo notare come la materia presenti un forte carattere di interdisciplinarietà. Alle conoscenze informatiche, legate soprattutto al calcolo parallelo, necessarie allo svolgimento del compito richiesto, si affiancano quelle di modellistica meteorologica, indispensabili per la comprensione dei codici e quelle di fisica dell'atmosfera, necessarie alla comprensione della tematica e dei suoi punti critici. L'esposizione chiara e per quanto possibile didattica qui presentata testimonia un lavoro di alto livello e permette la comprensione in termini rigorosi di una tematica vasta e al tempo stesso molto tecnica anche a un pubblico di non addetti ai lavori.

Per questo siamo lieti di pubblicare, come APAT, un contributo che oltre a testimoniare un'importante attività tecnico-scientifica svolta all'interno del nostro Ente, rappresenta un valido strumento per avvicinarsi a una tematica non facile ma di sempre maggior rilievo per gli interessi della collettività.

Marco Casaioli

## Riassunto

Il modello meteorologico ad area limitata QBOLAM (QUADRICS BOlogna Limited Area Model), operativo presso l'APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici), è in funzione dal 2000, implementato su calcolatore parallelo QUADRICS (APE-100 a 128 processori) e produce previsioni numeriche sull'intero Mediterraneo con passo di 10 chilometri, come parte del Sistema Idro-Meteo-Mare che include anche modelli ondametrici e mareografici.

L'attività di verifica delle prestazioni del modello, soprattutto riguardo alla previsione della precipitazione, presso il DSTN prima e l'APAT poi, ha evidenziato una buona qualità della previsione del modello, comparata a quella di modelli a risoluzione più spinta e dotati di parametrizzazione più sofisticate [1, 2].

Le prestazioni di QBOLAM appaiono particolarmente soddisfacenti nel caso degli eventi di precipitazione intensa tipici della stagione umida (Ottobre-Maggio); al contrario la qualità della previsione decresce [3] in presenza dei tipici eventi estivi caratterizzati dallo sviluppo di convezione in presenza di orografia e in assenza di forzatura sinottica (fronti).

L'origine di tali criticità è stata identificata nello schema di parametrizzazione della convezione (ossia, che descrive i fenomeni a carattere temporale-sco, che non sono risolti dalla griglia del modello) implementato nel modello QBOLAM, dovuto a Kuo[12].

Lo sviluppo del Sistema Idro-Meteo-Mare prevede il passaggio del codice del modello meteorologico su una nuova piattaforma, il supercluster SGI ALTIX 350, che non presenta le limitazioni tecniche che avevano indotto a implementare sulla macchina QUADRICS lo schema di Kuo.

Sulla base dei risultati disponibili in letteratura, dovuti alla teoria e all'esperienza di molti gruppi di ricerca, si è deciso di implementare nella nuova versione del modello (PBOLAM, Parallel BOLAM) la routine di parametrizzazione delle piogge convettive dovuta a Kain e Fritsch[2], più recente e, cosa più importante, in grado di simulare espressamente i fenomeni fisici che provocano la precipitazione convettiva.

Nella parte introduttiva vengono descritti i fenomeni fisici che sono alla base delle precipitazioni convettive: le tre condizioni necessarie affinché si abbia precipitazione sono instabilità della massa d'aria, presenza di umidità e meccanismo di sollevamento.

Nella seconda parte vengono descritte le equazioni che descrivono i fenomeni dell'atmosfera; le quali riguardano i moti dell'atmosfera, la conservazione dell'energia, della massa e dell'umidità.

Nella terza parte vengono confrontati i due schemi di parametrizzazione

dei fenomeni convettivi; quello di Kuo, implementato nella versione del modello attualmente operativa presso l'APAT, e quello di Kain-Fritsch che ci si prefigge di implementare nella nuova versione.

Lo schema di Kuo, sviluppato per modelli globali a bassa risoluzione (100 chilometri o più), genera la convezione in presenza di convergenza del flusso orizzontale di vapor d'acqua, senza tenere in conto l'instabilità atmosferica. Non opera cioè un riaggiustamento della CAPE (Convective Available Potential Energy) ma dei flussi di umidità: in questo modo viola il principio di causalità, in quanto in natura la causa della precipitazione convettiva non è la convergenza dell'umidità ma il rilascio della CAPE.

Lo schema di Kain-Fritsch, più recente rispetto a quello di Kuo e sviluppato appositamente per modelli LAM, cerca di modellare le correnti verticali ascendenti (*updraft*), discendenti (*downdraft*) all'interno e all'esterno delle nubi convettive in modo da ottenere una rappresentazione dei flussi di massa. La convezione viene innescata quando la colonna d'aria è convettivamente instabile, calcolando la quantità di vapore condensato e di precipitazione sull'intera colonna in modo da esaurire, in un certo numero di passi temporali, tutta la CAPE restituendo al calcolo delle variabili prognostiche (integrazione esplicita) un profilo convettivamente stabile o neutrale.

Nella quarta parte vengono descritte le caratteristiche del modello meteorologico PBOLAM con particolare riguardo alla parte di comunicazioni parallele tra i processi, attraverso la libreria di comunicazione MPI, e la metodologia adottata per inserire la nuova routine di Kain-Fritsch nel codice parallelo già esistente.

Il codice PBOLAM è un codice parallelo all'interno del quale il programma principale è la routine PBolam.f90 e al suo interno avvengono le principali operazioni, che possono essere schematizzate in tre fasi:

- inizializzazione, in cui vengono chiamate 5 routines di inizializzazione del modello e di MPI: routines di lettura da disco del file di parametri e dei file contenenti le condizioni iniziali e al contorno.
- STEP, in cui viene effettuata la vera e propria simulazione, attraverso la ripetizione (NSTEP volte) del ciclo di avanzamento nel tempo di un singolo passo temporale.
- finalizzazione, in cui vengono eseguite le routines di finalizzazione che disallocano i buffer utilizzati nelle routine di comunicazione, e disallocano le variabili allocate nel modello e chiudono MPI.

Viene descritto il metodo delle cornici, usato per scambiare i dati con le comunicazioni tra i vari processi, e la divisione del dominio computazionale

in sottodomini. Viene anche descritto il metodo usato per tradurre la routine di Kain-Fritsch dalla versione esistente scritta in Fortran77 a quella che verrà implementata nel codice parallelo scritta in Fortran90. Vengono inoltre definiti gli estremi locali di ogni sottodominio in cui dovrà essere eseguita la routine di Kain-Fritsch, la quale non viene applicata a tutto il dominio computazionale.

L'ultima parte infine presenta i risultati di alcuni test: un caso di precipitazione intensa già in esame presso l'APAT (evento di Cipro del 4/3/2003) è stato simulato con le due versioni di QBOLAM facenti uso rispettivamente della routine di Kuo e di quella di Kain-Fritsch.

I test di prestazione mostrano una buona scalabilità di entrambe le routine, con un lieve aggravio di costo computazionale per Kain-Fritsch che tende a decrescere con il numero di processori; risultato interessante data la complessità della routine di Kain-Fritsch, di gran lunga maggiore di quella di Kuo.

Il confronto sulle piogge previste mostra che in questo caso la routine di Kain-Fritsch produce più precipitazioni di quella di Kuo, che contribuisce in misura trascurabile alla pioggia totale; questo si riflette in una maggiore aderenza della previsione ottenuta con Kain-Fritsch ai campi di pioggia osservati. In ogni caso, una valutazione dell'effettivo incremento di prestazione dovuto all'introduzione del nuovo schema richiede un trattamento su base statistica di una serie sufficientemente lunga di simulazioni.

# 1 Introduzione

L'importanza delle previsioni meteorologiche nella prevenzione di eventi che possono rivelarsi disastrosi per le popolazioni (alluvioni, siccità, tornado, trombe d'aria, inondazioni,...) porta ad avere la necessità di previsioni sempre più accurate e fornite nel minor tempo possibile. Con l'avvento dei calcolatori paralleli la qualità delle previsioni meteorologiche aumenta e i tempi di calcolo si riducono.

Presso l'*Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici* (APAT) è operativo dal 2000 il sistema previsionale Idro-Meteo-Mare, noto anche come sistema POSEIDON (*Previsional Operational System for the mEditerranean basIn and the Defence of the lagOon of VeNice*) che consente di effettuare la previsione a breve termine dello stato del Mar Mediterraneo e dell'acqua alta a Venezia. POSEIDON è un complesso che consiste di un modello meteorologico ad area limitata BOLAM (*Bologna Limited Area Model*) accoppiato con un modello ondametico WAM (*WAve Model*) ed un modello shallow-water ad alta risoluzione POM (*Princeton Ocean Model*) per la circolazione nel Mar Adriatico e Jonio. I livelli di acqua calcolati dal POM alle entrate della laguna di Venezia sono date come input ad un modello ad elementi finiti VL-FEM (*Venice Lagoon-Finite Elements Model*) per la previsione del livello d'acqua nella laguna di Venezia.

Il gruppo POSEIDON, operativo presso l'APAT e che si occupa, tra le altre cose, dell'attività di analisi e studio delle elaborazioni dei modelli ad area limitata, sta cercando di migliorare la qualità della previsione meteorologica, in particolare riguardo alle precipitazioni, fornita dal modello BOLAM implementato sul calcolatore parallelo Altix SGI. In questo ambito si colloca il lavoro fatto durante il periodo di stage presso l'APAT.

A questo proposito iniziamo col descrivere in quali condizioni viene prodotta la pioggia. Il meccanismo di base che produce la precipitazione è la condensazione dell'umidità in goccioline che, superata una certa soglia di dimensione, cadono a terra. La condensazione si produce normalmente per il sollevamento della massa di aria umida, con conseguente espansione e raffreddamento.

I meteorologi distinguono due tipi di precipitazione, che corrispondono a due meccanismi fisici differenti: precipitazione stratiforme e precipitazione convettiva. Nel caso della precipitazione stratiforme il sollevamento è prodotto dai moti d'insieme dell'atmosfera (tipicamente, l'ascesa della massa d'aria lungo una superficie frontale, o sopra il rilievo orografico).

Nel caso della precipitazione convettiva, il rilascio di calore latente di condensazione provoca il riscaldamento e l'ascesa dell'aria umida, con ulteriore condensazione e produzione di calore latente: il processo si autoalimenta e



sono presenti forti moti verticali. Si ha quello che nel linguaggio comune è definito un temporale.

Lo sviluppo della tipica nube temporalesca (cumulonembo) richiede in primo luogo il sollevamento, anche brusco, di una massa d'aria carica di umidità e il cui profilo termodinamico (andamento della temperatura e dell'umidità con la quota) presenti delle caratteristiche di instabilità che discuteremo più avanti. Tale sollevamento può avvenire, ad esempio, per effetto del riscaldamento di una grande massa d'aria a contatto col suolo surriscaldato, oppure può riguardare un intero strato di decine o centinaia di metri di spessore, forzato dalla spinta di correnti costrette a risalire il versante di una catena montuosa (orografia).

In tutti questi casi, la condensazione del vapore acqueo presente nella massa di aria umida, che porta alla formazione della nube comporta un ulteriore riscaldamento dell'aria aumentando ancor più la sua velocità di risalita. L'ascensione della massa d'aria continua fintantoché questa si trova ad avere una temperatura maggiore rispetto a quella dell'aria circostante.

La convezione, che inizialmente interesserà solo i bassi strati (*shallow convection*, ossia un semplice rimescolamento di umidità verticale) può estendersi verso l'alto (*deep convection*) con precipitazione anche intensa e violenta. Nei casi di convezione più intensa è possibile che la spinta di galleggiamento porti l'aria umida anche fino alla tropopausa (a circa 11 chilometri di altitudine); a questo punto il cumulonembo inizia ad espandersi orizzontalmente nella sua parte superiore formando la tipica *incudine*.

Le precipitazioni (e quindi il temporale vero e proprio) si hanno solo quando le gocce di pioggia iniziano a precipitare verso il basso; esse possono essere costituite anche da neve o da grandine (*idrometeore*) che si formano nella parte alta della nube.

La precipitazione nella sua discesa trascina con sé aria fredda, innescando correnti discendenti; la discesa di aria fredda e più secca gradualmente prende il sopravvento sulla risalita di aria caldo-umida ed interrompe l'alimentazione del temporale: gradualmente il vapore acqueo a disposizione diminuisce, le precipitazioni si riducono di intensità fino ad esaurirsi.

Per descrivere questi fenomeni la meteorologia fa uso in primo luogo di modelli teorici schematizzati. A questo scopo si distingue una dinamica *secca* (in assenza di cambiamenti di stato) da una dinamica *umida*, fondamentale per la comprensione di fenomeni come i temporali. Particolarmente utile è lo studio di questi processi in termini di stabilità della stratificazione verticale, e di rilascio di energia potenziale. Nel caso della convezione umida, la sorgente di energia è il calore latente dell'umidità presente all'interno della nube, il quale viene rilasciato durante la condensazione. Dal punto di vista termodinamico, è anche importante notare che i processi quali la formazione

o dissoluzione delle nubi sono processi reversibili, fino a che non si abbia precipitazione. Quest'ultima, invece, è un processo tipicamente irreversibile.

Le previsioni meteorologiche sono il prodotto di modelli matematici in grado di simulare l'evoluzione futura del tempo mediante l'integrazione numerica delle equazioni che descrivono l'evoluzione dell'atmosfera, in termini delle cosiddette variabili prognostiche (vento, temperatura, pressione, umidità). Nei modelli *alle differenze finite* tali variabili sono discretizzate su un grigliato regolare tridimensionale, caratterizzato dalla risoluzione orizzontale e dal numero di livelli verticali.

Le equazioni discretizzate sono risolte a partire da condizioni iniziali, che rappresentano lo stato “attuale” dell'atmosfera, descritto a partire dalle osservazioni disponibili: misure a terra, da navi e aerei, da radiosondaggi, da satellite ecc.

Il radiosondaggio è ancor oggi la principale fonte di informazione sulla struttura verticale dell'atmosfera. Esso viene effettuato due volte al giorno nei laboratori meteorologici tramite lancio di una sonda che sale in quota (fino a circa 30 chilometri di altezza) tramite un pallone pieno di elio e che misura, per ogni livello standard, altezza geopotenziale ( $\phi$ ), temperatura (T), umidità (q) e vento (componenti u e v).

Per ottenere dalle osservazioni i valori iniziali dei campi prognostici sull'intero grigliato (*analisi*) è necessaria una complessa procedura (*assimilazione*) effettuata presso pochi grandi centri meteorologici (tra cui lo European Centre for Medium-range Weather Forecast, ECMWF) che fa uso delle equazioni di un *modello globale* per “interpolare” nei punti privi di osservazioni.

Al contrario dei modelli globali, i modelli ad area limitata (LAM) sono dotati di un grigliato che copre solo una porzione del globo. Questo permette di aumentare la risoluzione del modello, ossia di ridurre il passo di griglia orizzontale (distanza tra due punti del grigliato). Più in generale, tutti i fenomeni che avvengono a scala inferiore al passo di griglia non possono essere rappresentati dalle equazioni discretizzate e devono quindi essere *parametrizzati*, ossia rappresentati da formule che ne calcolano l'evoluzione in funzione dei valori su grigliato delle variabili prognostiche.

In particolare, il passo di griglia del modello PBOLAM (10 chilometri) non permette la rappresentazione esplicita dei fenomeni propri della precipitazione convettiva, che deve quindi essere rappresentata da un adeguato schema di parametrizzazione.

Lo scopo di questo lavoro è la sostituzione, nella nuova implementazione parallela del modello BOLAM presso l'APAT (PBOLAM) dello schema di parametrizzazione della convezione presente nella precedente versione del sistema (modello QBOLAM) con uno più adatto. La macchina utilizzata per

implementare la nuova versione del modello è una macchina multiprocessore a memoria distribuita (SGI ALTIX 350).

Si pu pensare, approssimativamente, al reticolato del modello PBOLAM come a un parallelepipedo le cui dimensioni sono longitudine, latitudine e livelli verticali.

Nella configurazione implementata, la scelta del numero di processi che eseguono la simulazione è effettuata a runtime (ossia senza bisogno di ricompilare il codice). In base a questa scelta viene definita la suddivisione del reticolato in sottodomini, individuati mediante opportune coordinate cartesiane. Ciascun processo è identificato dalle coordinate cartesiane e da un numero identificativo del processo stesso: ciascun processo deve poter identificare se stesso e i processi adiacenti spazialmente nelle quattro direzioni.

Per ogni processo sono definite delle coordinate locali sul rispettivo sottodominio. Questo semplifica l'esecuzione di routine che devono essere eseguite solo su una porzione di ciascun sottodominio.

La struttura di questo lavoro è la seguente: nella sezione 2 presentiamo la metodologia impiegata. La sezione 3 fornisce le nozioni fisiche di base riguardo la precipitazione; la sezione 4 introduce i modelli atmosferici e il modello BOLAM in particolare. Nella sezione 5 discutiamo i due schemi di parametrizzazione della convezione e la loro implementazione nel modello BOLAM. Nella sezione 6 descriviamo la parallelizzazione del nuovo schema. Nella sezione 7 mostriamo i risultati dei test effettuati per confrontare le prestazioni del modello con i due schemi. Infine, nella sezione 8 tracciamo le nostre conclusioni.

## 2 Metodologia

L'obiettivo di questo lavoro è stato implementare la routine di precipitazione convettiva dovuta allo schema di Kain-Fritsch nel codice PBOLAM su macchina parallela Altix SGI con 8 processori. Abbiamo trasformato la routine di Kain-Fritsch in Fortran90, perché già esistente in una versione scritta in Fortran77, e l'abbiamo successivamente parallelizzata.

Per parallelizzare la routine abbiamo utilizzato il metodo delle cornici [15]: abbiamo suddiviso il dominio computazionale in sottodomini a ciascuno dei quali abbiamo aggiunto una cornice in cui copiare i dati per scambiarli durante le comunicazioni. La libreria di comunicazione che abbiamo utilizzato è MPI, perché la macchina Altix SGI è una macchina a memoria distribuita, quindi ogni processo deve poter ricevere ed inviare i dati agli altri processi per effettuare operazioni sui bordi dei sottodomini.

È stato scelto il linguaggio Fortran90 per lo sviluppo del codice PBOLAM per poter far uso dell'allocazione dinamica delle variabili, così da rendere possibile lo sviluppo di un codice che non vada ricompilato per simulazioni con numero differente di punti di griglia; cioè con un unico codice possono essere eseguite le simulazioni di modelli con diverso passo di griglia.

Abbiamo compilato il codice con il compilatore **ifort** con livello di ottimizzazione -O3 ed abbiamo eseguito vari run per testare il buon funzionamento del codice. In base ai test prestazionali fatti abbiamo deciso di eseguire i run per 2, 4, 6 e 8 processori.

Una volta che il codice è stato compilato senza nessun errore e sono stati eseguiti vari run di prova abbiamo deciso di far girare il codice su un caso in studio presso l'APAT che riguarda la precipitazione sull'isola di Cipro del 4 marzo 2003. Per questo caso abbiamo eseguito i run con 2, 4, 6 e 8 processori per tutti questi casi abbiamo valutato le prestazioni del codice, la sua scalabilità, i tempi impiegati dalle comunicazioni e la qualità della previsione meteorologica.

Abbiamo visualizzato le precipitazioni totali ottenute facendo girare il codice PBOLAM con la parametrizzazione convettiva dovuta a Kuo, attualmente in uso presso l'APAT, e facendo girare il codice PBOLAM con la parametrizzazione dovuta a Kain-Fritsch confrontando i risultati ottenuti.

## 3 Il meccanismo della convezione umida

### 3.1 Definizioni preliminari

Nello studio dei fenomeni meteorologici vogliamo poter utilizzare l'equazione dei gas perfetti:  $pV = nRT$  anche se l'aria non è un gas perfetto. L'aria viene considerata come una miscela di vapor d'acqua e di un gas perfetto chiamato aria secca. Il vapor d'acqua è un gas raro nell'atmosfera; è presente in una percentuale che varia tra 0-4% ma è proprio esso e i suoi passaggi di stato ad essere responsabile di alcuni tra i più importanti processi fisici studiati in meteorologia.

Introduciamo alcune quantità fondamentali:

$e$ : pressione parziale del vapor d'acqua in hPa

$e_{sat}$ : pressione di vapore saturo

$T_d$ : temperatura di rugiada (dew-point)

$T_v$ : temperatura virtuale

$\theta$ : temperatura potenziale

$\theta_e$ : temperatura equivalente potenziale

La pressione di vapore saturo  $e_{sat}$  rappresenta la massima quantità di vapor d'acqua che l'aria può contenere alla temperatura  $T$  senza avere condensazione.

La temperatura di rugiada  $T_d$  è la temperatura alla quale l'aria diventerebbe satura alla sua data pressione parziale  $e$ ; cioè tale che  $e = e_{sat}(T_d)$

Molto usata in meteorologia, soprattutto nei grafici skew-T derivanti dai radiosondaggi, è anche la differenza tra temperatura e dew-point:  $T - T_d$  che indica quanto si è lontani dalla saturazione.

La temperatura virtuale viene introdotta per poter trattare l'aria umida (o satura) utilizzando la costante  $R_d$  (derivata da  $pV = nRT$ ) dell'aria secca.

La temperatura potenziale  $\theta$  è la temperatura che si avrebbe se si portasse adiabaticamente al suolo la particella d'aria. Il vantaggio di usare  $\theta$  è che è una variabile isentropica; cioè un invariante per processi adiabatici secchi.

La temperatura potenziale equivalente  $\theta_e$  è la temperatura potenziale che ha la particella d'aria secca che si trovi nelle stesse condizioni di pressione, altitudine si particella di aria umida che ha tale temperatura potenziale.

Quando una particella d'aria sale nell'atmosfera questa si muove lungo una curva adiabatica. Le equazioni che descrivono i processi adiabatici sono diverse a seconda che l'aria sia secca, umida ma non satura, oppure satura; si hanno tre tipi di adiabatiche:

- adiabatica secca

- adiabatica umida
- adiabatica satura

Una particella che sale nell'atmosfera dai bassi strati, senza che la sua umidità arrivi a saturazione, salirà lungo un'adiabatica secca (in cui la temperatura potenziale  $\theta$  viene conservata perché è un invariante adiabatico).

Se invece l'espansione adiabatica porta la particella a saturazione (o essa è già satura) l'ascesa segue la curva adiabatica satura (in cui, in analogia al caso secco, la quantità che si conserva è la temperatura potenziale equivalente  $\theta_e$ ). Il livello al quale la particella inizialmente non satura raggiunge il punto di saturazione è detto *Lifting Condensation Level* (LCL). Se invece si è in presenza di precipitazione, la particella sale lungo un'adiabatica pseudo-satura che tiene conto della perdita di umidità.

Diamo di seguito, a scopo introduttivo, la descrizione del fenomeno convettivo per una particella di aria secca.

L'instabilità dell'aria secca dipende dal profilo termico, che rappresentiamo come  $\theta(z)$ . Se  $\theta$  diminuisce con la quota una particella d'aria secca che venisse sollevata adiabaticamente si ritroverebbe ad essere più calda dell'aria circostante e continuerebbe a salire, viceversa se una particella di aria secca venisse abbassata adiabaticamente si ritroverebbe ad essere più fredda dell'aria circostante e continuerebbe a scendere. Parliamo quindi di instabilità convettiva secca se

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$

Questo caso (per particelle di aria secca) in natura si trova raramente e porta ad un immediato rimescolamento degli strati.

Nel caso umido le cose sono complicate dalla presenza di calore latente. L'instabilità umida si ha quando la particella d'aria, eventualmente sollevata, si ritrova ad essere più calda dell'aria circostante per il contributo del calore latente rilasciato dalla condensazione dell'umidità (cioè del vapore acqueo).

Quando si considera l'instabilità potenziale è importante valutare la spinta di Archimede di un volume d'aria diversa rispetto all'ambiente circostante, ovvero la sua galleggiabilità (*buoyancy*). Per far questo si studia la differenza tra le densità medie dei mezzi; chiamate  $\rho_p$  per la particella e  $\rho_e$  per l'ambiente (da environment). Nel caso dell'aria secca la differenza di densità corrisponde esattamente alla differenza dell'inverso delle temperature, perché la costante  $R_d$  è la stessa. Nel caso in cui la particella sia umida allora la spinta di Archimede è data dalla differenza delle temperature virtuali.

### 3.2 Descrizione dei fenomeni convettivi

Per quanto detto in precedenza, le tre condizioni necessarie affinché ci sia precipitazione sono:

1. presenza di umidità
2. instabilità della massa d'aria
3. presenza di un meccanismo di sollevamento

Vediamo in dettaglio cosa si intende con instabilità della massa d'aria. Nei processi di convezione umida esistono due criteri di instabilità

- l'instabilità condizionale (riferita alla singola particella)
- l'instabilità convettiva o potenziale (riferita ad interi strati d'aria)

L'*instabilità condizionale* dipende dal profilo termico verticale dell'atmosfera e dall'umidità della particella e si ha quando:

$$\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d \quad (1)$$

dove indichiamo con:  $\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$  il gradiente termico verticale del profilo,  $\Gamma_d$  il gradiente termico adiabatico secco,  $\Gamma_s$  il gradiente termico adiabatico saturo.

Se la particella viene forzata a salire, essa salirà lungo l'adiabatica secca (in cui  $\theta$  è costante) fino a che raggiungerà il LCL, proseguirà poi lungo l'adiabatica satura (a temperatura potenziale equivalente  $\theta_e$  costante) e se la particella è inizialmente sufficientemente umida allora potrà essere più calda dell'aria che la circonda al LFC (cioè *Level of Free Convection*) oltre il quale si avrà spontaneamente il moto convettivo.

È bene far notare che il moto convettivo avviene se la particella è sufficientemente umida; altrimenti la sola instabilità condizionale non basta a scatenare la convezione; cioè i moti verticali indotti dinamicamente (attraverso sollevamento orografico) o termodinamicamente (cioè tramite riscaldamento della massa d'aria per passaggio sopra acqua più calda dell'aria sovrastante o per riemissione delle radiazione sul suolo terrestre) non riescono a sollevare la particella oltre il LFC.

Un concetto molto importante in meteorologia è quello di temperatura equivalente: vediamo che la condizione (1) si può esprimere anche nel seguente modo:

$$\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0 \quad (2)$$

dove  $\theta_{es}$  è la temperatura potenziale equivalente di saturazione; cioè la temperatura che la particella avrebbe se fosse così umida da essere già satura.

L'instabilità convettiva o potenziale invece dipende dal profilo verticale non solo di temperatura ma anche di umidità e si ha quando:

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \quad (3)$$

e per manifestarsi ha bisogno del sollevamento dell'intero strato di aria instabile.

La condizione di instabilità condizionale nella realtà risulta responsabile dei fenomeni convettivi in maniera minore dell'instabilità convettiva (o potenziale); per questo motivo ci occuperemo solo della seconda.

Per la previsione degli eventi temporaleschi è importante valutare la massima quantità di energia potenziale che può essere convertita in energia cinetica dai moti convettivi. Questa quantità prende il nome di CAPE (*Convective Available Potential Energy*), ed è estremamente utile in quanto può essere calcolata direttamente a partire dai profili verticali di temperatura e umidità forniti dal radiosondaggio; rappresenta inoltre una grandezza fisica reale, che esprime la capacità della colonna d'aria di produrre convezione.

Nel corso dell'ascesa della particella d'aria satura, l'accelerazione è data dalla spinta di galleggiamento derivante dalla differenza di densità tra la particella d'aria e l'ambiente. Pertanto, si definisce la CAPE come l'integrale:

$$CAPE = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \left( \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \quad (4)$$

dove  $z_{LNB}$  è il livello verticale di neutral buoyancy,  $z_{LFC}$  è il livello verticale di free convection,  $T_{vp}$  è la temperatura virtuale della particella e  $T_{ve}$  è la temperatura virtuale dell'ambiente.

Questa formulazione tiene conto sostanzialmente del rilascio di calore latente durante la salita di una particella d'aria satura. Quando il processo convettivo inizia esso cerca di convertire tutta la CAPE fino al raggiungimento di un profilo termodinamico stabile.

È interessante notare come la CAPE rappresenti il valore massimo dell'energia cinetica per unità di massa che può essere raggiunta dentro la corrente ascendente del moto convettivo (*updraft*). Basta infatti osservare che

$$\int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \left( \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} \frac{dw}{dt} dz = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} w dw = \frac{1}{2} w^2 \quad (5)$$

dove  $w$  è la componente verticale del vento. Parliamo del valore massimo in quanto non tutta la CAPE rilasciata nella convezione si trasforma in un moto



ascensionale coerente: una parte si dissipa in moti turbolenti, o si mescola con l'aria circostante (*entrainment*).

In altre parole la CAPE rappresenta il “serbatoio energetico” della colonna d'aria a cui può attingere il processo di convezione, una volta che questo si sia innescato. In precedenza essa può accumularsi (ad esempio se abbiamo uno strato superficiale caldo e umido sovrastato da aria fredda e secca) creando una situazione che produce convezione anche molto violenta quando interviene un meccanismo di sollevamento (ad esempio l'orografia) ad innescare il processo.

Si tenga presente che i due processi (instabilità e fattori di innesco) che concorrono al formarsi dei processi convettivi possono coincidere; nel senso che una convergenza di aria calda e umida porta a destabilizzare il profilo termico dell'atmosfera e a creare per convergenza di massa i moti verticali che innescano la convezione.

## 4 Modellistica meteorologica

### 4.1 Dall'atmosfera al modello

I fenomeni atmosferici sono il risultato di processi dinamici e termodinamici molto complessi che includono il moto dell'atmosfera, la sua interazione con la superficie e la radiazione solare e terrestre e i cambiamenti di stato dell'acqua. Tutti questi processi, che sono descritti esattamente dalle equazioni complete della fluidodinamica, dell'elettromagnetismo, ecc., danno luogo a fenomeni differenti a seconda della scala spaziale e temporale considerata (ad es. cicloni e anticicloni, nubi convettive, onde sonore, microfisica delle nubi). Una volta che si seleziona una scala e i rispettivi fenomeni, le relative equazioni possono essere semplificate trascurando i termini che sono piccoli per i fenomeni a quella scala.

Tale *analisi di scala* è fondamentale per la modellistica meteorologica, non solo e non tanto perché permette di semplificare i calcoli, ma perché riduce la quantità di osservazioni necessarie per produrre una previsione accettabile.

I modelli meteorologici nascono infatti da una discretizzazione del sistema di equazioni che descrive i fenomeni atmosferici. Questa può essere effettuata in due modi: rappresentando i campi delle variabili meteorologiche in termini di armoniche sferiche sul globo (si parla di *modelli spettrali*) o discretizzando gli stessi campi su un grigliato regolare (si parla di modelli *alle differenze finite*). In questo studio ci occuperemo solo di modelli alle differenze finite.

Un parametro importante è la risoluzione spaziale, che nei modelli alle differenze finite dipende dal *passo di griglia*. Questo determina la capacità del modello di rappresentare fenomeni che si presentano a scala più o meno fine (si pensi all'orografia). Un modello globale (cioè il cui dominio si estende all'intero pianeta) richiede solo le condizioni iniziali per avviare la simulazione.

Per aumentare la risoluzione a parità di costo computazionale sono stati introdotti i modelli ad area limitata (LAM, *Limited Area Model*) o a *mesoscala* (la mesoscala è la scala intermedia tra la scala *sinottica* propria dei cicloni e anticicloni e quella *locale* propria del cumulonembo). I LAM richiedono anche delle *condizioni al contorno* che sono fornite dalla simulazione di un modello globale (a risoluzione inferiore).

## 4.2 Il modello BOLAM e le sue parametrizzazioni

Il modello BOLAM in uso presso l'APAT è un LAM alle differenze finite ed idrostatico. Considera cioè valida l'approssimazione idrostatica:

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho \quad (6)$$

Questa approssimazione è accurata per tutti i fenomeni a scala maggiore di 10 chilometri. Fenomeni come la convezione umida sono fortemente non idrostatici ma avvengono a scala sensibilmente inferiore (dell'ordine del chilometro). Il sistema di previsione comprende una simulazione su un grigliato a 30 chilometri che fornisce le condizioni iniziali e al contorno per la successiva simulazione a 10 chilometri, che copre l'area del Mar Mediterraneo.

L'insieme delle *parametrizzazioni* fisiche serve a rappresentare i processi fisici non risolti direttamente dalle equazioni del modello. Lo scopo degli schemi di parametrizzazione è di rappresentare i fenomeni che si manifestano a scale inferiori a quelle del passo di griglia o quei fenomeni che non sono direttamente rappresentabili in termini delle sole variabili prognostiche, ad esempio la radiazione.

I termini da parametrizzare compaiono nelle equazioni prognostiche sia come termini a scala non risolta sia come termini di attrito o di sorgente e di pozzo. Le equazioni stesse diventano risolvibili se tali termini possono essere calcolati in funzione delle variabili risolte; (vale a dire se si opera una chiusura delle equazioni). L'effetto delle scale non risolte compare a causa delle approssimazioni, come quella idrostatica, sulle equazioni fondamentali.

Le equazioni del modello sono, in effetti, equazioni medie, ottenute mediando sul passo di griglia del modello le equazioni primitive che hanno invece un significato puntuale. Nelle equazioni del modello ogni campo continuo viene ridefinito come somma di un valor medio sulla cella di griglia (o box) e di un termine di fluttuazione a scala più piccola che per definizione ha valor nullo sulla box. Per i termini non lineari (prodotto fra due variabili) rimangono i valori medi dei prodotti tra le fluttuazioni. Questi rappresentano il contributo dei processi alle scale non risolte alla variazione delle grandezze risolte.

Per quanto detto l'uso delle parametrizzazioni è legato al passo di griglia del modello. Ad esempio, utilizzando modelli non idrostatici è possibile raggiungere il passo di griglia di 1-3 chilometri che permette di rappresentare esplicitamente il fenomeno delle precipitazioni convettive; anche se occorre sempre parametrizzare la fisica delle idrometeore. Nel nostro caso (modello idrostatico) il passo di griglia del modello non può scendere sotto i 10 chilometri. Le celle convettive, che hanno dimensioni orizzontali dell'ordine

del chilometro, devono quindi essere rappresentate da un opportuno schema di parametrizzazione. Questo sarà il tema centrale del nostro lavoro.

Altri esempi di processi che hanno bisogno di parametrizzazioni sono dati dal fenomeno della radiazione, dall'interazione col suolo e dalla turbolenza sotto-griglia. I processi fisici propri della radiazione avvengono a livello molecolare; inoltre le equazioni che descrivono il trasferimento radiativo sono troppo complesse e numericamente onerose per essere risolte esplicitamente nel dettaglio. Quindi per qualunque livello di risoluzione del modello sarà sempre necessario uno schema di parametrizzazione per la radiazione.

### 4.3 Descrizione del modello

Come già visto, BOLAM è un LAM su punti di griglia, basato sulle equazioni primitive nell'approssimazione idrostatica, che descriviamo di seguito:

- **equazioni della quantità di moto orizzontale**

$$\frac{Du}{Dt} = f \cdot v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad (7)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -f \cdot u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad (8)$$

dove

$u$  e  $v$  sono, rispettivamente, le componenti longitudinale e latitudinale della velocità del vento

$f = 2\Omega \sin\phi$  è il parametro di Coriolis

$p$  è la pressione

Le equazioni (7) e (8) descrivono la dinamica sul piano orizzontale, forzata dal gradiente di pressione e dal termine di Coriolis; il termine  $F$  rappresenta il contributo delle forze di attrito alla dissipazione di quantità di moto e la sua importanza cresce in prossimità della superficie.

- **equazione idrostatica**

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (9)$$

dove

$\rho$  è la densità

$g$  è l'accelerazione di gravità L'equazione (9) sostituisce l'equazione per i moti verticali. Integrando questa equazione si trova una corrispondenza biunivoca tra pressione e quota, che permette di usare la pressione come coordinata verticale e conseguentemente la quota di una superficie isobarica  $z$  (*altezza geopotenziale*) come variabile prognostica. Si usa anche il geopotenziale  $\Phi = gz$ .

- **equazione di continuità**

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

L'equazione (10) esprime la conservazione della massa. Da essa si può ricavare la velocità verticale  $w$  che è quindi una variabile diagnostica. Infatti i moti idrostatici sono quasi-orizzontali.

- **equazione termodinamica** (dall'equazione dei gas perfetti):

$$p \frac{D\alpha}{Dt} + \alpha \frac{Dp}{Dt} - R \frac{DT}{Dt} = S \quad (11)$$

dove

$\alpha = \frac{1}{\rho}$  è il volume specifico e

$T$  è la temperatura assoluta

L'equazione (11) esprime la conservazione dell'energia mediante il primo principio della termodinamica e l'equazione dei gas perfetti. Al secondo membro figura il termine di sorgente  $S$  che include gli scambi di calore dovuti al trasporto radiativo e ai cambiamenti di stato dell'acqua (calore latente).

- **equazione del trasporto di umidità**

$$\frac{Dq}{Dt} = -C \quad (12)$$

L'equazione (12) esprime la conservazione della massa d'acqua presente in atmosfera; il termine di sorgente  $C$  rappresenta la differenza tra il tasso di condensazione e quello di evaporazione del vapor d'acqua.

Si noti che la derivata totale (o lagrangiana)  $\frac{D}{Dt}$  è costituita dalla derivata euleriana ( $\frac{\partial}{\partial t}$ ) che esprime la variazione locale della grandezza in questione e dal termine  $u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$  che esprime quella che in meteorologia si chiama *avvezione* ossia il trasporto di quella grandezza da parte dei moti atmosferici.

Il sistema di equazioni differenziali discretizzato nel modello è ottenuto dalle equazioni precedenti, scritte in coordinate geografiche (longitudine  $\lambda$  e latitudine  $\phi$ ) orizzontali e coordinate  $\sigma$  verticali, dopo alcune semplici manipolazioni ed effettuando la media sul passo di griglia. In questo modo compaiono i contributi dovuti alle medie dei prodotti delle fluttuazioni sottogriglia presenti nei termini non lineari. Questi contributi ( $\kappa_u, \kappa_v, \kappa_\theta, \kappa_q$ ) rappresentano i cosiddetti flussi turbolenti di quantità di moto, temperatura e umidità e devono essere parametrizzati in termini delle variabili prognostiche affinché il sistema di equazioni sia chiuso. Lo stesso vale per i termini di attrito ( $F_u, F_v$ ) e di sorgente ( $S_\theta, S_q$ ).

Si ottengono 5 equazioni prognostiche (predittive) per le variabili  $u$ ,  $v$ ,  $\theta$ ,  $q$  e per la pressione superficiale  $p_s$ :

- equazione della componente  $u$  della quantità di moto:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (f + \xi)v - \frac{1}{ah_\lambda} \frac{\partial(E + \Phi)}{\partial \lambda} - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{R_d T_v}{ah_\lambda} \frac{\partial \ln p_s}{\partial \lambda} + \kappa_u + F_u \quad (13)$$

- equazione della componente  $v$  della quantità di moto:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -(f + \xi)u - \frac{1}{ah_\phi} \frac{\partial(E + \Phi)}{\partial \phi} - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{R_d T_v}{ah_\phi} \frac{\partial \ln p_s}{\partial \phi} + \kappa_v + F_v \quad (14)$$

- equazione termodinamica:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{u}{ah_\lambda} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} - \frac{v}{ah_\lambda} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \kappa_\theta + S_\theta \quad (15)$$

- equazione dell'umidità specifica:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{u}{ah_\lambda} \frac{\partial q}{\partial \lambda} - \frac{v}{ah_\lambda} \frac{\partial q}{\partial \phi} - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + \kappa_q + S_q \quad (16)$$

- equazione della pressione superficiale:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla_\sigma (p_s V_H) d\sigma \quad (17)$$

più 5 relazioni diagnostiche per la  $T$ ,  $T_v$ ,  $p$ , la velocità verticale  $\dot{\sigma}$  e il  $\Phi$  geopotenziale:

- relazione idrostatica:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{R_d T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \quad (18)$$

- relazione per la velocità verticale:

$$\dot{\sigma} \cdot p_s = (1 - \sigma) \frac{\partial p_s}{\partial t} + \int_0^1 \nabla_\sigma (p_s V_H) d\sigma \quad (19)$$

- relazione per la pressione:

$$p = \sigma \cdot p_s \quad (20)$$

- relazione per la temperatura potenziale:

$$\theta = -T_v \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (21)$$

- relazione per la temperatura virtuale:

$$T_v \approx T(1 + 0.61q) \quad (22)$$

Il grigliato orizzontale utilizzato dal modello BOLAM è quello C di Arakawa, di tipo *staggered* (in cui le variabili dipendenti non sono definite sugli stessi punti di griglia), mentre in verticale è impiegato il grigliato di Lorentz. Come coordinata verticale si assume la coordinata  $\sigma = \frac{p}{p_s}$  dove  $p_s$  è la pressione al suolo.

Lo schema numerico utilizzato nel modello per l'avvezione orizzontale e verticale delle variabili prognostiche è denominato FBAS (*Forward-Backward Advection Scheme*) [5]. Secondo questo schema le variabili sono aggiornate prima nei punti pari del grigliato (fase *forward*), poi su quelli dispari (fase *backward*) usando i valori appena calcolati nella fase precedente. In questo modo è possibile usare un time step più lungo rispetto a quello massimo consentito da altri schemi espliciti (ad esempio leapfrog) e minimizzare la quantità di memoria per immagazzinare le variabili prognostiche.

Al fine di ridurre la crescita delle onde di gravità, alle variabili prognostiche è applicato un operatore iperdiffusivo del quarto ordine e alla divergenza della quantità di moto un operatore diffusivo del secondo ordine. Nel modello è presente un ciclo di adjustment caratterizzato da uno schema numerico forward-backward con time step ridotto per i termini delle equazioni primitive che descrivono i modi gravitazionali veloci. La fisica del modello PBOLAM include la diffusione verticale, il bilanciamento al suolo dell'energia e della quantità d'acqua, una parametrizzazione semplificata per la radiazione, una parametrizzazione per la precipitazione a larga scala e una parametrizzazione per la convezione dei cumuli dovuta a Kuo, sulla sostituzione della quale si è concentrato il nostro lavoro.

## 5 Sistema previsionale PBOLAM

### 5.1 Limiti del modello BOLAM

A partire dal 2000 è operativo presso l'APAT una versione parallela del modello meteorologico ad area limitata BOLAM [4] su piattaforma Quadrics APE 100 [6, 7].

Il modello BOLAM su macchina parallela, denominato PBOLAM, in uso presso l'APAT attualmente implementa una parametrizzazione dei processi convettivi dovuta a Kuo [12]. Una serie di verifiche relative alla capacità di previsione delle precipitazioni sull'Italia hanno evidenziato alcuni problemi relativi alla previsione della precipitazione soprattutto in prossimità dei rilievi [3].

In base alla diagnostica accumulata sulle precipitazioni si è deciso di implementare una nuova parametrizzazione dei fenomeni convettivi nel modello PBOLAM dovuta a Kain e Fritsch [8, 9] la quale sostituirà la precedente parametrizzazione dovuta a Kuo.

### 5.2 Confronto tra gli schemi di Kuo e di Kain-Fritsch

La scelta della sostituzione dello schema di parametrizzazione convettiva è dovuta al fatto che lo schema di Kuo è stato sviluppato per i modelli globali, quando questi avevano un passo di griglia dell'ordine di 100 chilometri o maggiore. Al contrario, lo schema di Kain-Fritsch è molto più adatto per una modellizzazione a mesoscala.

Ricordiamo che in natura la convezione è prodotta dal rilascio della CAPE, che si verifica in presenza delle tre condizioni:

1. instabilità atmosferica
2. presenza di umidità nell'atmosfera
3. presenza di un meccanismo di sollevamento

Lo schema di Kuo produce la convezione in presenza di convergenza del flusso orizzontale di vapor d'acqua, senza considerare l'instabilità atmosferica (che tipicamente si manifesta alla mesoscala). Non opera cioè un riaggiustamento della CAPE ma dei flussi di umidità. Si ha quindi una violazione del principio di causalità; in altre parole il problema è mal posto. In pratica, la CAPE viene rilasciata solo in parte. L'accumulo di CAPE può portare allo sviluppo della cosiddetta convezione esplicita; ossia alla formazione di celle convettive della dimensione di alcune volte il passo di griglia (50 chilometri nel nostro caso), il che non ha alcun riscontro in natura.



Questo fenomeno fittizio è stato effettivamente osservato nelle simulazioni di QBOLAM, soprattutto d'estate in prossimità dei rilievi [3]. Infatti in questi casi si ha forte convergenza dei flussi di aria umida in assenza di instabilità e il modello prevede precipitazioni fittizie. Un'altra conseguenza è che il profilo verticale di temperatura non viene riaggiustato correttamente, come si riscontra dal confronto con le osservazioni (radiosondaggi).

Tra gli altri motivi che hanno spinto a sostituire la routine di Kuo, vi è la sua eccessiva semplicità: essa non include la parametrizzazione delle varie componenti microfisiche, la presenza di updraft e downdraft, e i processi di entrainment e detrainment, che in Kain-Fritsch invece sono rappresentati. Lo schema di Kain-Fritsch è sostanzialmente un'evoluzione dello schema di parametrizzazione convettiva di Fritsch and Chappel [8, 10] il quale fu sviluppato per semplificare le simulazioni numeriche di sistemi convettivi a mesoscala, con passo di griglia tra i 10 e i 30 chilometri.

Lo schema di Kain-Fritsch cerca di modellare le correnti verticali ascendenti (*updraft*), discendenti (*downdraft*) all'interno e all'esterno delle nubi convettive in modo da ottenere una rappresentazione dei flussi di massa. La convezione viene innescata quando la colonna d'aria è convettivamente instabile, calcolando la quantità di vapore condensato e di precipitazione sull'intera colonna in modo da esaurire, in un certo numero di passi temporali, tutta la CAPE restituendo al calcolo delle variabili prognostiche (integrazione esplicita) un profilo convettivamente stabile o neutrale.

Nello schema l'aria instabile al di sotto della nube viene sollevata fino al LCL dove inizia il processo di condensazione. Una parte dell'aria condensata precipita e può rievaporare tutta o in parte in una corrente discendente insatura. L'aria satura della nube viene miscelata con l'aria ambiente circostante (ed è il fenomeno chiamato *entrainment*). La composizione della miscela determina quindi l'ulteriore salita (o discesa) della massa d'aria così ottenuta, finché la particella non raggiunge, iterando successive condensazioni e miscele, un livello di galleggiamento (buoyancy) neutrale. Il processo viene ripetuto per tutte le particelle a tutti i livelli della nube, dal bottom a top.

Più nel dettaglio, la tendenza di calore dovuta alla scala di sub-griglia dei fenomeni convettivi può essere espressa nel seguente modo :

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}|_{conv} = \frac{L}{\pi} \frac{d\bar{q}}{dt} - \frac{\partial(\bar{w}'\theta')}{\partial p} \quad (23)$$

dove  $\theta$  è la temperatura potenziale,  $L$  è il calore latente rilasciato durante il cambio di fase da un'unità d'acqua,  $\pi = c_p T / \theta$  è la funzione di Exner,  $w$  è la velocità verticale di pressione.

Con la barra si indicano i valori di griglia mentre i primi indicano le perturbazioni di sottogriglia. I due termini al secondo membro rappresentano i due contributi alla variazione della temperatura a scala di griglia dovuti, rispettivamente, al calore latente di condensazione/evaporazione e al trasporto complessivo di calore da parte delle varie correnti verticali che operano all'interno della box di griglia.

Il flusso turbolento di calore ( $\overline{\omega'\theta'}$ ) può essere rappresentato come la somma dei tre contributi dovuti all'insieme delle correnti di updraft, all'insieme delle correnti di downdraft (entrambe interne alle celle convettive presenti nella box di griglia), e al moto di compensazione nell'aria ambiente necessario a bilanciare la differenza tra questi due flussi, come nello schema mostrato nella figura 1.

Dopo alcuni passaggi si ottiene:

$$\overline{\omega'\theta'} = \omega_u\theta_u + \omega_d\theta_d - (\omega_u + \omega_d)\bar{\theta} \quad (24)$$

dove  $\omega_u$  e  $\theta_u$  rappresentano, rispettivamente, il flusso di massa complessivo e la temperatura potenziale nelle correnti di updraft,  $\omega_d$  e  $\theta_d$  rappresentano le analoghe quantità per le correnti di downdraft, ed il terzo termine rappresenta il moto di compensazione dell'aria ambiente (a temperatura  $\bar{\theta}$ ).

Lo schema di Kain-Fritsch implementa l'equazione (23) discretizzandola alle differenze finite centrate tra il bottom (indicato con il pedice 1) e il top (indicato con il pedice 2) dello strato compreso tra due livelli  $\sigma$ . I termini del tipo  $\omega_2\theta_2$  (sia per le correnti di updraft che per quelle di downdraft) sono legati ai termini  $\omega_1\theta_1$  da relazioni che descrivono i processi di entrainment (inclusione di aria ambiente), detrainment (dispersione nell'aria ambiente) ed evaporazione/condensazione, tramite opportuni coefficienti.

Sostituendo nell'equazione (23) i termini di calore latente si semplificano e si ottiene:

$$\frac{\Delta\bar{\theta}}{\Delta t}|_{conv} = \frac{1}{\Delta p}[(\omega_{u2} + \omega_{d2})\bar{\theta}_2 - (\omega_{u1} + \omega_{d1})\bar{\theta}_1 + (\epsilon_u + \epsilon_d)\bar{\theta}_m - \delta_u\theta_{um} - \delta_d\theta_{dm}] \quad (25)$$

I primi due termini nella parentesi quadra rappresentano il contributo dei flussi verticali di aria fra i due strati a differenti temperature dovuti alle correnti di updraft e di downdraft. Il terzo termine tiene conto dell'entrainment dell'aria ambiente nelle due correnti rappresentato dai due coefficienti di entrainment  $\epsilon_u$  ed  $\epsilon_d$ . Gli ultimi due termini tengono conto della dispersione nell'ambiente dell'aria delle correnti (a temperatura media rispettivamente  $\theta_{um}$  e  $\theta_{dm}$ ) rappresentata dai coefficienti di detrainment  $\delta_u$  e  $\delta_d$ . Il significato di questi termini è schematizzato in figura 2.

Relazioni analoghe alla (25) valgono per i flussi di quantità di moto e vapor d'acqua. Per quanto riguarda l'acqua liquida  $q_c$  (goccioline nella nube), se il modello la prevede come variabile prognostica (non è così in PBOLAM) si ha un'ulteriore equazione:

$$\frac{\Delta \bar{q}_c}{\Delta t}|_{conv} = -\frac{\delta_u q_{lum}}{\Delta p} \quad (26)$$

dove  $q_{lum}$  è il rapporto di mescolanza dell'acqua liquida medio nella corrente di updraft. Se il modello invece non prevede l'acqua liquida come variabile prognostica, si assume che l'acqua liquida fornita per detrainment dalla corrente di updraft all'ambiente evapori completamente. Bisogna quindi aggiungere un termine di sorgente nell'equazione (25) e nella corrispondente equazione per l'umidità.

I termini  $\omega_{u1}, \omega_{u2}, \epsilon_u, \delta_u, \theta_{um}, \omega_{d1}, \omega_{d2}, \epsilon_d, \delta_d, \theta_{dm}$  devono essere calcolati in funzione delle variabili a passo di griglia per la chiusura del sistema di equazioni. Per questo lo schema di Kain-Fritsch utilizza al suo interno ulteriori schemi di parametrizzazione per le correnti convettive di updraft e downdraft, e per le correnti di compensazione dell'aria ambiente.

Per la corrente di updraft è utilizzato un modello unidimensionale a entrainment/detrainment (ODEDP) appositamente sviluppato. Questo calcola esplicitamente i coefficienti di entrainment e detrainment sulla base delle proprietà di galleggiamento della corrente di updraft. L'idea fondamentale è che l'aria comincia a disperdersi nell'aria ambiente solo quando perde la sua spinta di galleggiamento a causa del raffreddamento provocato dall'evaporazione delle goccioline; altrimenti continua a salire. A questo scopo l'ODEDP contiene altri modelli che rappresentano l'evoluzione delle idrometeore (microfisica).

Per la corrente di downdraft è utilizzato un modello anch'esso basato sulla valutazione del galleggiamento della particella d'aria e sulla termodinamica delle idrometeore. Il flusso di downdraft è legato al flusso di updraft tramite l'*efficienza di precipitazione*; ossia la frazione precipitante dell'umidità contenuta nella nube.

La rappresentazione delle correnti di compensazione nell'aria ambiente è basata sulla conservazione dell'energia e della massa. Questo rappresenta un punto di forza dello schema di Kain-Fritsch perché, a differenza ad esempio dello schema di Kuo, rispetta i principi di conservazione.

### 5.3 La struttura del codice PBOLAM

Il modello PBOLAM è un modello meteorologico, scritto in Fortran90, che usa librerie di comunicazione MPI, funzionante su una macchina Altix 350

con 8 processori [15] e che implementa al suo interno le routines che simulano i diversi processi fisici dell'atmosfera necessari per la previsione meteorologica: la precipitazione, la radiazione, l'avvezione delle masse d'aria, la convezione, ed altre.

La scelta del linguaggio Fortran90 per lo sviluppo del codice PBOLAM è stata pensata per poter far uso di allocazione dinamica delle variabili, così da rendere possibile lo sviluppo di un codice che non vada ricompilato per simulazioni con numero differente di punti di griglia; cioè con un unico codice possono essere eseguite le simulazioni di modelli con diverso passo di griglia.

Nel caso specifico, il modello PBOLAM viene eseguito a due differenti risoluzioni spaziali, la prima in High Resolution (HR) del modello “padre” con passo di griglia di 30 chilometri, e la seconda in Very High Resolution (VHR) del modello “figlio” con passo di griglia di 10 chilometri. Il modello con risoluzione HR viene eseguito con condizioni iniziali e al bordo che vengono fornite dal Centro Europeo (analisi e previsione del modello globale con risoluzione di 50 km), e a sua volta fornisce le condizioni iniziali al modello con risoluzione VHR. Il passaggio intermedio costituito dal modello HR è necessario per il corretto sviluppo delle strutture a piccola scala.

Inoltre il codice parallelo PBOLAM può essere eseguito con un numero di processori variabili cambiando soltanto il file di input senza dover ricompilare nulla.

La versione sequenziale di PBOLAM, scritta in Fortran77, è servita come punto di partenza per tutti gli sviluppi e come codice di controllo per la correttezza dei dati prodotti dal codice PBOLAM.

## 6 Strategie di parallelizzazione

Il programma principale del codice PBOLAM si chiama PBolam.f90 e al suo interno avvengono le principali operazioni, che possono essere schematizzate nella maniera seguente:

- Fase di inizializzazione:  
vengono chiamate 5 routines di inizializzazione del modello e di MPI, routines di lettura da disco del file di parametri dei file contenenti le condizioni iniziali e al contorno.
- STEP:  
la routine STEP che effettua la vera e propria simulazione attraverso la ripetizione NSTEP volte del ciclo di avanzamento nel tempo di un singolo passo temporale.

- Fase di finalizzazione  
vengono eseguite le routines di finalizzazione che disallocano i buffer utilizzati nelle routine di comunicazione, e disallocano le variabili allocate nel modello e chiudono MPI.

La routine di comunicazione è *pass\_grid2D.f90* che si divide al suo interno tra routine di comunicazione per i campi tridimensionali (quali quantità di moto, temperatura, umidità specifica) e quelli bidimensionali (quali pressione superficiale). Il codice parallelo è stato implementato per poter sviluppare il modello di previsione meteorologica su un grigliato di 10 chilometri di passo di griglia, il che comporta un numero molto grande di punti, e quindi un tempo di calcolo elevato. Per implementare il codice parallelo serve innanzitutto capire come dividere il dominio computazionale.

Per l'implementazione di PBOLAM il dominio computazionale è stato decomposto in un certo numero di sottodomini; numero che corrisponde al numero dei processori utilizzati. I sottodomini sono dei parallelepipedi a base rettangolare, i quali non devono necessariamente avere tutti le stesse dimensioni. Tutta la parte “fisica” del modello, che in genere è colonnare e locale, viene trattata sul singolo processore, senza richiedere comunicazioni verticali.

Le comunicazioni tra i processori, cioè tra i rettangoli dello stesso livello verticale, avvengono tramite il metodo delle cornici.

Il metodo delle cornici funziona nella seguente maniera: si aggiunge a ciascun sottodominio una cornice di dati, la quale serve ad aggiornare i dati contenuti nei corrispondenti bordi del sottodominio adiacente (fase di comunicazione).

Nel metodo delle cornici più suddivisioni sono possibili ma la scelta migliore è quella che riduce al minimo il trasferimento dei dati tra i processori. Nel nostro caso abbiamo visto, dalle varie simulazioni fatte, che i tempi rendono conveniente la scelta di dividere il dominio sia in direzione della latitudine (NORD-SUD) che della longitudine (EST-OVEST). Con il metodo delle cornici, prima di ogni fase di calcolo che utilizza i dati dei bordi dei processori limitrofi, si esegue una copia di tali dati nella cornice del sottodominio. Ciò avviene tramite uno scambio (*exchange*) degli elementi di bordo tra processi sia lungo la direzione NORD-SUD che EST-OVEST. Ovviamente i processi che si trovano al bordo del dominio globale dovranno comportarsi in maniera diversa, non dovendo scambiare dati in tutte e quattro le direzioni.

Indichiamo con `N_lon` ed `N_lat` le dimensioni longitudinale e latitudinale della griglia. Prendiamo in esame la suddivisione lungo la direzione longitudinale (lungo quella latitudinale il ragionamento è analogo): il dominio lungo la longitudine va da 1 ad `N_lon`; viene suddiviso in sottodo-

mini lunghi  $N_{lon}/Plon$  dove  $Plon$  è il numero di processori utilizzati lungo la longitudine. Ogni sottodominio ha coordinate locali che variano tra gli estremi 1 ed  $L_{nlon}$ , dove  $L_{nlon}$  indica la coordinata locale del sottodominio e vale  $N_{lon}/Plon$  dove  $Plon$  è il numero del processore che si sta considerando.

Dato il processo P, lo scambio di dati, durante le comunicazioni con le cornici, avviene copiando nel punto 0 della cornice del processo P il valore del punto  $L_{nlon}$  del processo Pwest (cioè il primo processo che si trova a ovest del processo P), e copiando nel punto  $L_{nlon}+1$  della cornice del processo P il valore del punto 1 del processo Pest (cioè il primo processo che si trova ad est del processo P). Analogamente i dati di bordo del processo P vengono copiati nelle cornici dei suoi vicini:

il valore del punto 1 del processo P viene copiato nel punto  $L_{nlon}+1$  della cornice del processo Pwest e il valore del punto  $L_{nlon}$  del processo P viene copiato nel punto 0 della cornice del processo Pest.

Lo scambio di informazioni contenuti sui bordi di ogni sottodominio avviene tramite le routines:

- *exchange\_anywhere*: che copia i dati dei campi a 3 dimensioni contenuti nei bordi di ogni sottodominio nelle cornici dei sottodomini limitrofi.
- *exchange\_anywhere\_2D*: che copia i dati dei campi a 2 dimensioni contenuti nei bordi di ogni sottodominio nelle cornici dei sottodomini limitrofi.

Per quanto riguarda le comunicazioni si decide, in fase di compilazione, se esse devono avvenire in maniera sincrona o asincrona tramite le funzioni di comunicazione di MPI: `MPI_Send` ed `MPI_Recv`, `MPI_Sandrecv` o `MPI_Isend` ed `MPI_Irecv`. Inoltre per ogni tipo di comunicazione i dati da scambiare durante le comunicazioni non si trovano in posizione contigua quindi, per velocizzare le comunicazioni, viene creato un piano (buffer di appoggio) in cui vengono copiati i dati da spedire.

## 6.1 Traduzione di Kain-Fritsch da Fortran77 a Fortran90

Il codice PBOLAM è formato da un programma principale e da una serie di subroutines che gestiscono la lettura dei file di parametri, le inizializzazioni e che implementano i processi fisici. La routine `physics.f90`, in particolare, è quella che chiama al suo interno varie routines che gestiscono i processi fisici, tra cui quello di convezione. La sostituzione della parametrizzazione

convettiva di Kuo con quella di Kain-Fritsch ha significato inserire una routine, originariamente seriale, nel codice parallelo PBOLAM. La routine di Kain-Fritsch era esistente in una versione scritta in Fortran77.

La parametrizzazione di Kain-Fritsch è formata da due subroutines:

- una che viene chiamata direttamente dalla routine *physics.f90*, che si chiama *Kaininterface.f90* e che serve da interfaccia per richiamare la routine che effettivamente implementa la parametrizzazione
- l'altra, la subroutine *kfpara.f90*, è la vera e propria parametrizzazione

Abbiamo creato due modules, uno che abbiamo chiamato *modules\_kf.F* in cui abbiamo inserito tutte le variabili globali comuni soltanto alla subroutine di convezione e alla sua interfaccia; l'altro che abbiamo chiamato *modules\_kf\_physics.F* in cui abbiamo inserito le variabili globali comuni solo all'interfaccia e la routine *physics*.

L'inserimento della nuova subroutine ha richiesto l'analisi di come modificare l'ordine di chiamata delle altre subroutines. Dentro la routine *physics* la chiamata alla routine di adjustment è stata tolta in quanto all'interno dello schema di Kain-Fritsch (KF) viene già implementato il processo dinamico di Adjustment.

In *physics* abbiamo inserito la chiamata alla convezione prima della radiazione perché la temperatura viene aggiornata tramite le tendenze (cioè le variazioni rispetto al tempo dell'umidità specifica e della temperatura per un determinato punto di griglia), calcolate in KF, ma dopo viene ulteriormente raffreddata tramite quello che è il raffreddamento newtoniano.

## 6.2 Estremi del sottodominio rispetto a Kain-Fritsch

La subroutine Kuo è stata sostituita con Kain-Fritsch, la quale non viene applicata a tutto il dominio computazionale ma ad una parte ristretta di esso, a causa del rilassamento dalla grande scala alla piccola.

È stato introdotto un parametro (NBCL), il cui valore dipende dal tipo di rilassamento, che delimita il sottodominio in cui viene applicata la parametrizzazione di Kain-Fritsch. La nuova subroutine di convezione viene applicata, lungo la longitudine, al dominio che va da NCBL a NLON-NBCL e, lungo la latitudine, al dominio che va da NCBL a NLAT-NBCL. In riferimento alla suddivisione del dominio e al metodo delle cornici, gli estremi in cui viene applicata la nuova parametrizzazione convettiva non sono più NCBL e NLON-NCBL, ma diventano *l\_lonMin\_KF* ed *l\_lonMax\_KF* (lo stesso avviene per la latitudine).

A questo proposito esiste un file (*read\_parameter.f90*) in cui sono stati definiti gli estremi del dominio a cui viene applicata la subroutine di Kain-Fritsch nel seguente modo:

```
l_lonMin_KF = 1  
l_lonMax_KF = l_nlon  
l_latMin_KF = 1  
l_latMax_KF = l_nlat
```

Se i processi che eseguono Kain-Fritsch sono interi al dominio (cioè non stanno sulla cornice del dominio globale) gli estremi del ciclo su cui applicare la parametrizzazione sono quelli descritti precedentemente; cioè viene applicata su tutto il sottodominio.

Se invece i processi si trovano sul bordo del dominio allora va fatta la seguente assegnazione (che nel codice è fatta sempre nel file *read\_parameter.f90*):

```
IF(IamMostWesternProcess) l_lonMin_KF = NCBL  
IF(IamMostEasternProcess) l_lonMax_KF = l_nlon-NCBL  
IF(IamMostSouthernProcess) l_latMin_KF = NCBL  
IF(IamMostNorthernProcess) l_latMax_KF = l_nlat-NCBL
```

## 7 Visualizzazione dei risultati

Analizziamo in primo luogo i risultati riguardanti le prestazioni fornite dalla macchina Altix SGI nell'implementazione del codice parallelo eseguito per calcolare le piogge in un caso di studio presso l'APAT.

Per avere le prestazioni migliori abbiamo deciso di far girare un processo per ogni processore, ed in base ad un'analisi prestazionale riferita alla suddivisione del dominio, abbiamo deciso di eseguire il codice nei casi di utilizzo di 2, 4, 6 e 8 processori così divisi:

- 1 processore lungo la longitudine e 2 processori lungo la latitudine
- 2 processori lungo la longitudine e 2 processori lungo la latitudine
- 2 processori lungo la longitudine e 3 processori lungo la latitudine
- 2 processori lungo la longitudine e 4 processori lungo la latitudine

Nella seguente tabella riportiamo i dati ottenuti dall'esecuzione del modello con lo schema con Kain-Fritsch e con Kuo per l'esecuzione totale della simulazione; cioè eseguita per 1080 TIME STEP.

Riportiamo i valori della tabella precedente nella figura 5.

Si vede nella figura 5 che i tempi di comunicazioni si mantengono molto simili tra le due routines perché la differenza tra le due routines sta nella parte



Schema	Tempo	2 (1x2)	4 (2x2)	6 (2x3)	8 (2x4)
Kain-Fritsch	Step	29' 55"	15' 29"	10' 56"	08' 25"
	Physics	18' 07"	09' 06"	06' 14"	04' 38"
	Communications	00' 19"	00' 35"	00' 36"	00' 38"
Kuo	Step	27' 27"	14' 30"	10' 09"	07' 52"
	Physics	15' 45"	08' 08"	05' 28"	04' 09"
	Communications	00' 19"	00' 35"	00' 37"	00' 37"

della fisica. Per quanto riguarda la comunicazioni in entrambe le routines si effettuano scambi di dati tra le cornici dei processi.

Dividendo il tempo impiegato dalle comunicazioni per il numero di TIME STP impiegati otteniamo la figura 6 (abbiamo tralasciato l'inserimento della tabella corrispondente) in cui si vedono i tempi di comunicazione, in secondi, impiegati per ogni singolo TIME STEP.

Nella figura 7 sono riportati i tempi impiegati dalle due routines per effettuare tutta la simulazione e per la parte soltanto della physics. Ovviamente il tempo totale cresce perché la parte impiegata per calcolare la physics cresce. I tempi dovuti alle comunicazioni, come visto dal grafico precedente, incidono poco sulle prestazioni totali in questo caso.

Riportiamo anche la figura in cui vengono calcolati i tempi per singolo TIME STEP.

La routine di Kain-Fritsch impiega sempre di più di quella di Kuo (in quanto abbiamo visto molto più articolata), ma al crescere del numero di processi la differenza dei tempi tra le due si assottiglia. Vediamo che la differenza tra i due schemi per l'esecuzione totale della simulazione con un solo processo è dell'ordine di decine di minuti, utilizzando tutti gli 8 processi la differenza di riduce a decine di secondi.

Ovviamente, come si vede dalla figura 8 se prendiamo in considerazione la tabella che riporta i tempi di esecuzione per singolo TIME STEP di entrambe le routines vediamo che i tempi di esecuzione diventano molto piccoli e la differenza di assottiglia.

Per vedere l'impatto della routine di Kain-Fritsch sulla previsione meteorologica, abbiamo scelto di visualizzare i campi di precipitazione di un evento meteo che al momento è materia di studio all'APAT nell'ambito del progetto europeo VOLTAIRE ([www.voltaireproject.org](http://www.voltaireproject.org)). L'evento in esame ha colpito l'isola di Cipro nella giornata del 4 marzo 2003. Sebbene la quantità totale giornaliera di precipitazione fosse modesta (massimi non superiori ai 50 mm/24h), l'evento è da considerarsi importante rispetto alla climatologia dell'isola.

Nelle figure 9, 10 relative alla visualizzazione delle piogge, realizzate

tramite il software IDL, è evidente la differenza tra la precipitazione prodotta dai due schemi. In particolare il modello con lo schema di Kain-Fritsch produce più precipitazione. La maggiore precipitazione visibile nella figura 10 è dovuta allo schema di Kain-Fritsch che produce una quantità non trascurabile di precipitazione convettiva, mentre il contributo della precipitazione convettiva al totale, nel caso dello schema di Kuo, risulta quasi irrilevante. Inoltre un confronto con le osservazioni pluviometriche ottenute tramite radar indica una maggiore aderenza della precipitazione prevista con Kain-Fritsch ai valori osservati.

## 8 Conclusioni

Il risultato principale del lavoro è stata la sostituzione dello schema di Kuo con quello di Kain-Fritsch all'interno del codice PBOLAM. Il passo successivo è la verifica del miglioramento della qualità della previsione della precipitazione prodotta dall'implementazione del nuovo schema. Tale miglioramento è atteso sulla base di quanto mostrano gli studi teorici e l'esperienza dei gruppi di ricerca e di servizio che in tutto il mondo hanno implementato questo schema. Anche se i risultati del caso studio riportato sono positivi, una verifica attendibile richiede un approccio statistico. Un'analisi statisticamente significativa deve essere effettuata su una serie continua di simulazioni per un tempo sufficientemente lungo (dell'ordine di uno o più anni). Quest'analisi può essere realizzata nell'ambito di un'attività di servizio, ad esempio presso l'APAT, e rappresenta una parte importante dell'attività di qualunque ente che gestisca un sistema di previsioni meteorologiche operative. Solo alla fine di questa attività tecnico-scientifica conseguente all'operatività del modello PBOLAM con il nuovo schema di parametrizzazione di Kain-Fritsch si potrà valutare quantitativamente e rigorosamente il miglioramento introdotto con l'adozione dello schema.

## Riferimenti bibliografici

- [1] Accadia, C., M. Casaioli, S. Mariani, A. Lavagnini, A. Speranza, A. De Venere, R. Inghilesi, R. Ferretti, T. Paolucci, D. Cesari, P. Patruno, G. Boni, S. Bovo, and R. Cremonini, 2003: *Application of a Statistical Methodology for Limited Area Model Intercomparison using a Bootstrap Technique*, Il Nuovo Cimento, **26C**, 61-77.
- [2] Mariani, S., M. Casaioli, C. Accadia, M. Llasat, F. Pasi, S. Davolio, M. Elementi, G. Ficca, and R. Romero, 2005: *A limited area model intercomparison on the "Montserrat-2000 flash-flood event using statistical and deterministic methods*, sottomesso a Natural Hazards and Earth System Sciences.
- [3] Accadia, C., S. Mariani, M. Casaioli, A. Lavagnini, and A. Speranza, 2005: *Verification of precipitation forecasts from two limited area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique*, in pubblicazione su Wea. Forecasting.
- [4] Buzzi, A., M. Fantini, P. Malguzzi, and F. Nerozzi, 1994: *Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores.*, Meteorol. Atmos. Phys., **53**, 53-67.
- [5] Malguzzi, P. and N. Tartaglione, 1999: *An economical second-order advection scheme for numerical weather prediction.*, Q. J. R. Meteorol. Soc., **125**, 2291-2303.
- [6] Nicastro, S., and F. Valentinotti, 1998: *Parallel implementation of a meteorological model on a SIMD architecture.*, Lecture Notes in Computer Science, Sloot-Bubak-Hertzberger (Eds.), Springer, **1401**, 151-159.
- [7] Speranza, A., C. Accadia, M. Casaioli, S. Mariani, G. Monacelli, R. Inghilesi, N. Tartaglione, P. M. Ruti, A. Carillo, A. Bargagli, G. Pisacane, F. Valentinotti, and A. Lavagnini, 2004: *POSEIDON: an integrated system for analysis and forecast of hydrological, meteorological and surface marine fields in the Mediterranean area.*, Il Nuovo Cimento, **27C**, 1-17.
- [8] Emanuel, K., D. Raymond, 1993: *The representation of cumulus convection in numerical models.* Meteor. Monogr., No. 24, Amer. Meteor. Soc.
- [9] Kain, J.S., and J.M. Fritsch, 1993: *Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cu-*

- culus convection in numerical models. Meteor. Monogr.*, No. 24, Amer. Meteor. Soc., **165-170**.
- [10] *The Kain-Fritsch Convective Parametrization: An Update*, J. Appl. Meteor.
  - [11] Fritsch J.M. and C.F. Chappel, 1980: *Atmospheric Physics and Chemistry Laboratory Part I and Part II*.
  - [12] Kuo, H. L., 1974: *Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow.*, J. Atmos. Sci., **31**, 1232-1240.
  - [13] Battan L.J.: *Violenze dell'atmosfera. La fisica delle tempeste*.
  - [14] Holton J.R. 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*.
  - [15] Valentinotti F. 2004: *PBOLAM versione parallela MPI di QBOLAM*.
  - [16] Manzato A. 2003: *Considerazioni sul profilo verticale dell'atmosfera*.
  - [17] Pacheco P. 1998: *Parallel Programming with MPI*.
  - [18] Pacheco P. 1998: *A Users Guide to MPI*.
  - [19] Lanucara P. 2003: *Introduzione al Calcolo Parallelo*.
  - [20] Seghini A. 2003: *Introduzione alla sintassi del linguaggio Fortran*.

# Allegati

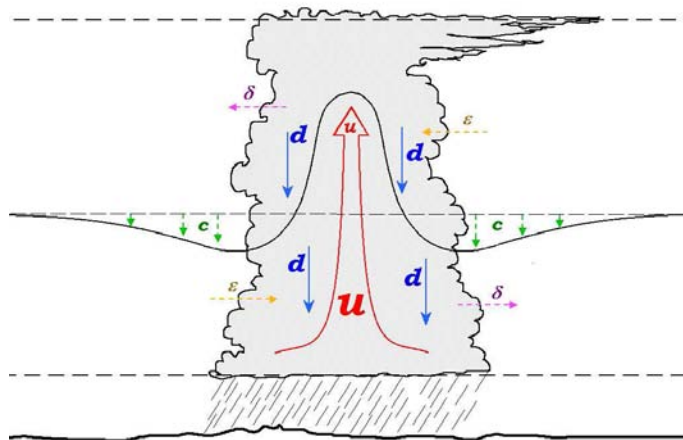


Figura 1: Rappresentazione delle correnti convettive all'interno del cumulonembo, secondo lo schema di Kain-Fritsch

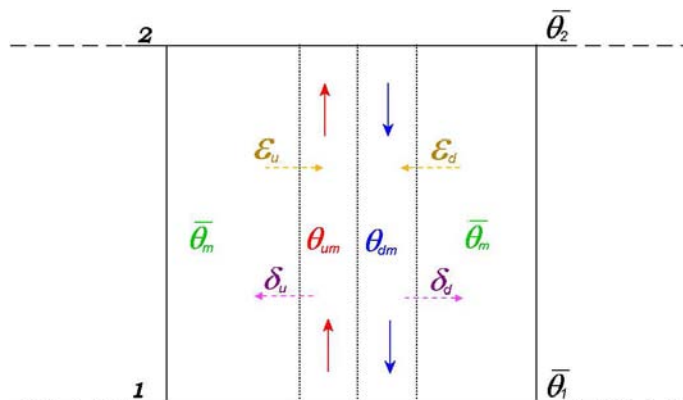


Figura 2: Rappresentazione grafica dei coefficienti utilizzati nello schema di Kain-Fritsch

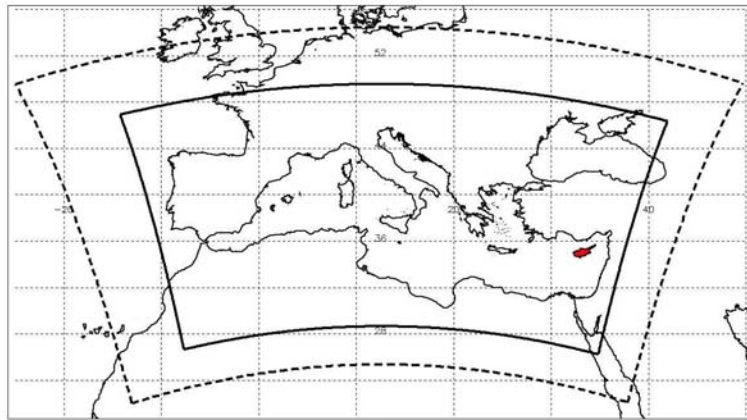


Figura 3: Domini computazionali del modello meteorologico per le due risoluzioni spaziali. L'estensione del modello padre (HR) è indicata con una linea a tratti, mentre quella del modello figlio (VHR) è indicata con una linea continua. Nella figura è anche evidenziata in rosso l'isola di Cipro scelta come area di studio.

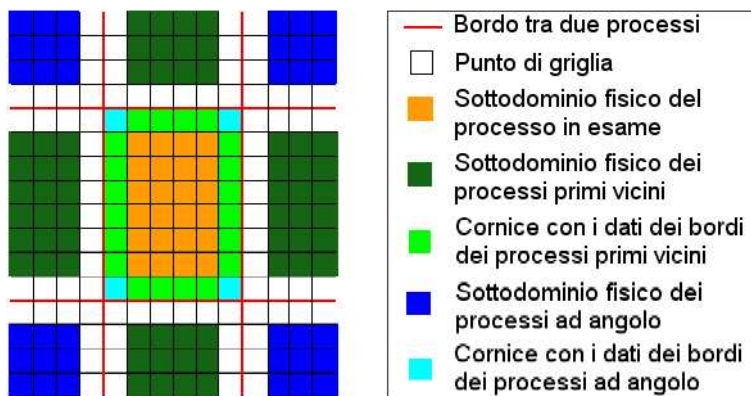


Figura 4: Metodo delle cornici

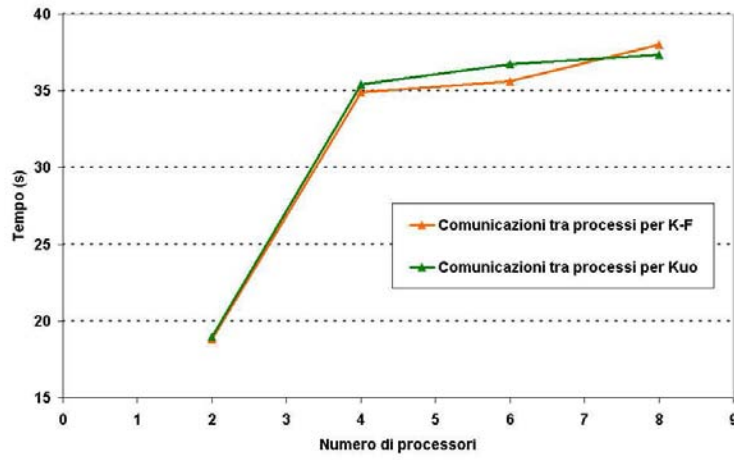


Figura 5: Grafico dei tempi (in secondi) tra le routines di comunicazione al crescere del numero di processi per entrambe le routines

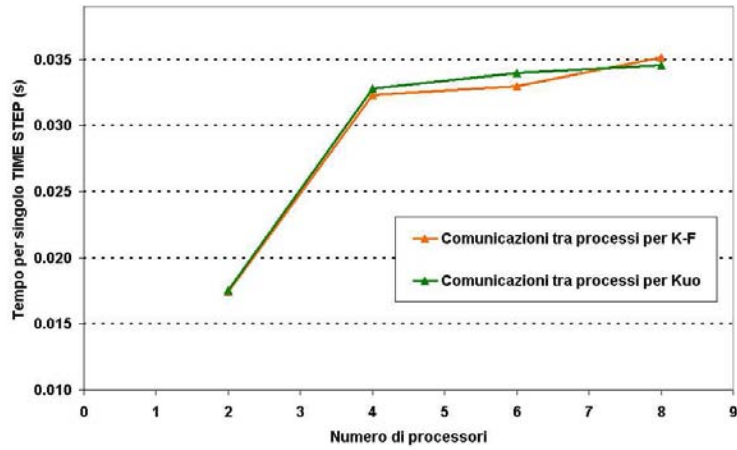


Figura 6: Grafico dei tempi (in secondi) per ogni SINGOLO TIME STEP tra le routines di comunicazione al crescere del numero di processi per entrambe le routines



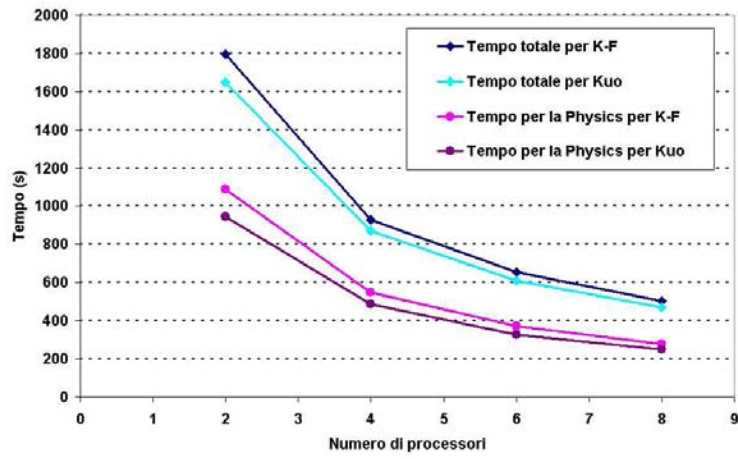


Figura 7: Grafico dei tempi in secondi al crescere del numero di processori per entrambe le routines

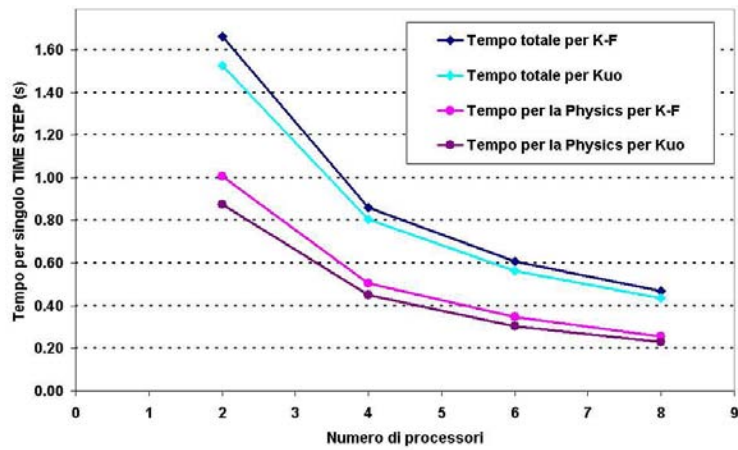


Figura 8: Grafico dei tempi in secondi per ogni SINGOLO TIME STEP al crescere del numero di processori per entrambe le routines

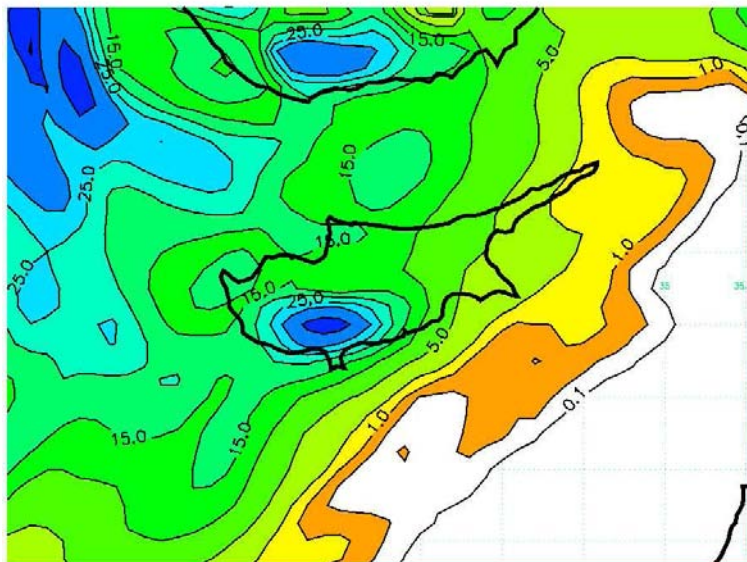


Figura 9: Piogge totali (a larga scala+convettive; mm/24h) con routine di Kuo (1974), cumulate in 24 ore dalle 00UTC del 04 marzo 2003

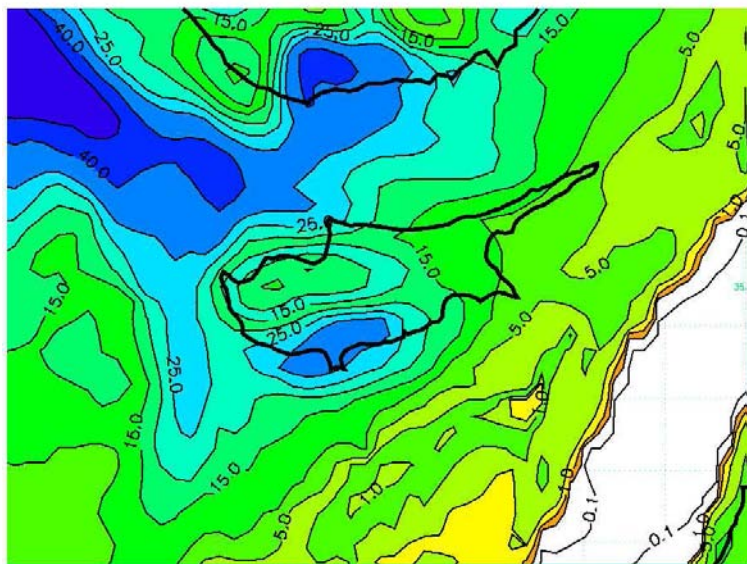


Figura 10: Piogge totali (a larga scala+convettive; mm/24h) con routine di Kain-Fritsch (1993), cumulate in 24 ore dalle 00UTC del 04 marzo 2003