Prototipo di bollettino mensile di bilancio idrologico in atmosfera nella regione mediterranea: Analisi degli output del LAM e sviluppo dei codici per il calcolo dei bilanci idrologici atmosferici nei due periodi prototipali.

Relazione II fase
contratto PdC n. 54 DIP 7/98
misura INTERREG IIC
"assetto del territorio e lotta contro la siccità"

Roberto Deidda e Marino Marrocu

Febbraio 2000

Centro di Ricerca, Sviluppo e Studi Superiori in Sardegna - Area Ambiente
VI Strada Ovest Z.I. Macchiareddu C.P. 94, I-09010 UTA (Ca)

Sommario

La presente relazione riassume l'attività svolta nell'ambito della seconda fase della convenzione CRS4-DSTNPC "prototipo del bollettino mensile di bilancio idrologico in atmosfera". In particolare, vengono analizzati gli output ottenuti con il BOLAM durante la prima fase del progetto dando particolare enfasi agli aspetti legati al bilancio idrologico. Si discutono poi le procedure per il calcolo del bilancio idrologico in atmosfera utilizzando i campi di umidità specifica, precipitazione, evapotraspirazione e vento prodotti dal BOLAM e le metodologie da utilizzare per stimare nel modo migliore tale bilancio. Infine vengono illustrati i risultati ottenuti relativamente ai due periodi prototipali oggetto del presente studio.

Keywords: Bilancio idrologico in atmosfera, climatologia, previsioni meteorologiche a breve scadenza, siccità.

1 Introduzione

Le tematiche legate alla corretta gestione delle risorse idriche nelle regioni del sud Italia rivestono sempre più un ruolo di fondamentale importanza sia per far fronte ai prolungati periodi di carenza idrica che per il continuo aumento della richiesta delle risorse. Oltre alle iniziative volte alla costruzione di nuove opere quali per esempio invasi artificiali ed impianti per il trattamento delle acque reflue (EAF in Sardegna per esempio), si è reso possibile, almeno teoricamente, con la costante crescita della potenza degli strumenti informatici, effettuare studi modellistici dettagliati del ciclo idrologico.

Vari centri meteorologici, che su base giornaliera producono le previsioni atmosferiche su scala globale, hanno avviato importanti progetti di rianalisi dei dati provenienti dalla rete meteorologica mondiale relativi agli ultimi 40-50 anni. Infatti, i modelli meteorologici hanno subito negli anni sostanziali cambiamenti nella parametrizzazione dei processi fisici, nella numerica, e soprattutto nella risoluzione spaziale su cui le equazioni integro-differenziali vengono discretizzate. Tutti i centri meteorologici operativi hanno adottato nel tempo modelli con risoluzione più accurata allorquando il miglioramento delle prestazioni di calcolo lo ha consentito. Analoghe evoluzioni hanno riguardato la catena operativa che dalle misure della rete osservativa porta all'analisi globale, per quanto riguarda le procedure di assimilazione e la stessa rete osservativa. Tutto ciò comporta che le analisi prodotte in differenti periodi non siano più comparabili tra loro e non sia perciò possibile stabilire una "climatologia coerente".

Anche per questo motivo l'ECMWF in Europa e l'NCEP e la NASA in USA ([4]) stanno rianalizzando tutti i loro data base per ottenere un lungo periodo di analisi "omogenee". Tutti questi progetti hanno come scopo quello di stabilire la miglior descrizione possibile dello stato dell'atmosfera compatibilmente con le attuali risorse di calcolo e con la densità della rete di misura e raggiungono una risoluzione spaziale massima $\sim 100 \times 100 km^2$. Tali dati anche se di indubbia utilità per stabilire una climatologia atmosferica non hanno tuttavia il dettaglio necessario per studi di idrologia a scala regionale dove è indispensabile una risoluzione spaziale minima dell'ordine dei $30 \times 30km^2$. L'NCEP, per far fronte a questo inconveniente, ha avviato recentemente un progetto di rianalisi ad alta risoluzione su scala regionale per gli USA rivolgendo particolare attenzione agli aspetti legati al bilancio idrologico, e che perciò presenta alcune analogie con l'attività prototipale descritta nel presente rapporto.

Per inquadrare meglio i limiti di uno studio di climatologia dinamica su scala regionale bisogna capire quali sono i limiti delle rianalisi che sicuramente rappresentano la miglior descrizione dello stato dell'atmosfera almeno su scala globale. In un recente rapporto scientifico del progetto di rianalisi dell'ECMWF [10] in cui si effettua un confronto con i dati del Progetto di Climatologia Globale della Precipitazione (PGCP), ottenuti con misure pluviometriche a terra, e con la stima mediante satellite sopra gli oceani, vengono evidenziate le seguenti problematiche:

- tutte le analisi sovrastimano la precipitazione nelle regioni extra-tropicali
- la rianalisi della NASA non mostra il corretto ciclo annuale di precipitazione tropicale
- la rianalisi dell'ECMWF produce troppa precipitazione sulle Ande e troppo poca sulle Alpi e l'Antartide
- tutte le rianalisi mostrano tendenze di lunga durata non meteorologiche
- **nessuna delle rianalisi ha un bilancio idrologico chiuso**
- le rianalisi dell' ECMWF hanno, quasi dovunque, un marcato spinup [1] di circa il 15%.

Più in generale studi di climatologia dinamica [2] a scala regionale hanno evidenziato i punti deboli di praticamente tutti i modelli di circolazione ad area limitata e cioè: eccessivo raffreddamento d'inverno e riscaldamento d'estate (cause possibili: schema radiativo inadeguato sia long-wave che solare, inadeguatezza delle parametrizzazioni dell'idrologia superficiale), eccesso di precipitazione sui rilievi e bias negativo di precipitazione in generale (bias negativo della pressione al suolo che causa un eccesso di subsidenza atmosferica e quindi una diminuzione di efficienza degli schemi di parametrizzazione della convezione).

È chiaro che queste considerazioni di carattere generale, che mostrano i limiti dei modelli meteorologici e delle analisi necessarie per loro inizializzazione, si applicano in particolare anche al nostro studio, centrato sul bilancio idrologico atmosferico che è senza ombra di dubbio uno degli aspetti più delicati e difficili da descrivere nei modelli. In questo rapporto discuteremo gli aspetti legati al bilancio idrologico degli output del LAM (con risoluzione spaziale $\sim 30 \times 30km^2$) ottenuti nella prima fase del progetto [3]. Dopo avere discusso nel paragrafo 2 la

[1] per spinup della precipitazione si intende la differenza tra la stima della precipitazione con tempo di inizializzazione dell'analisi differente.

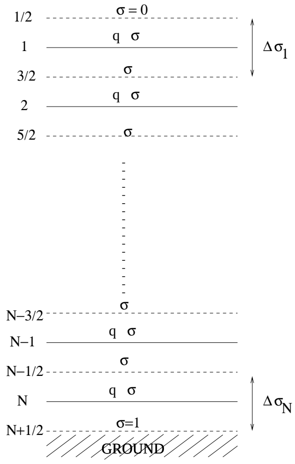

Figura 1: Distribuzione dei livelli σ della griglia verticale del modello.

discretizzazione numerica dei termini che concorrono al bilancio, nei paragrafi 3 e 4 si discuteranno gli errori del bilancio idrico dovuti rispettivamente alla discretizzazione spaziale e temporale. Nel paragrafo 5 si discuteranno i risultati ottenuti con il LAM relativamente alle precipitazioni ed infine dopo aver discusso nel paragrafo 6 i risultati relativi al bilancio idrico mensile sulla regione mediterranea nel paragrafo 7 si trarranno alcune conclusioni.

2 Discretizzazione dei termini del bilancio

Si richiama brevemente l'equazione del bilancio idrologico su una colonna di atmosfera:

$$Q_t = E - D - P \tag{1}$$

dove Q_t è la tendenza del contenuto idrico totale della colonna di atmosfera (acqua precipitabile), E l'evapotraspirazione, D l'integrale verticale della divergenza del flusso del vapor d'acqua, P la precipitazione.

Si vogliono stimare i termini dell'equazione di bilancio utilizzando l'output del modello BOLAM [1, 6]. Occorre perciò discretizzare queste grandezze nel tempo e nello spazio, e, ovviamente, esprimerle nelle stesse unità di misura. Convenzionalmente si è scelto di esprimere tutti i termini del bilancio in chilogrammi d'acqua al metro quadrato (o mm d'acqua equivalenti) nell'unità di tempo, che nel seguito potrà coincidere con la durata del passo di integrazione temporale, oppure con il giorno o il mese.

Per minimizzare gli errori dovuti alla discretizzazione degli operatori integro-differenziali necessari per la stima del bilancio idrologico, si è scelto di eseguire questa operazione utilizzando la griglia "naturale" del modello. In particolare gli integrali lungo la verticale sono stati calcolati utilizzando i valori dei campi

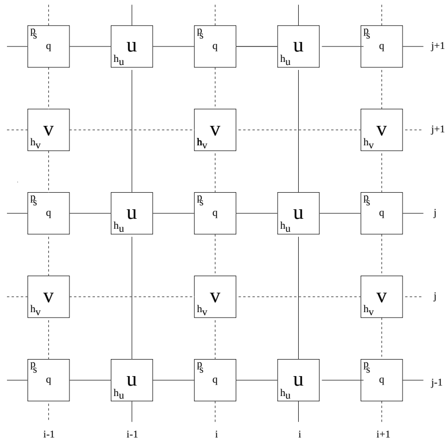

Figura 2: Distribuzione dei punti in cui sono definite le variabili p_s, u, v, q e i termini h_u, h_v della metrica nella griglia di Arakawa “staggered” di tipo C. Al margine destro sono riportati gli indici di riga e in basso quelli di colonna sia della “griglia u” (linea continua) che della “griglia v” (linea tratteggiata).

sui punti della griglia σ mentre per gli operatori di derivazione orizzontale si è fatto uso dei valori dei campi sui punti della griglia di Arakawa “staggered” di tipo C [7].

2.1 Integrali lungo la verticale

Le equazioni del moto nel modello BOLAM sono risolte utilizzando la coordinata verticale $\sigma = p/p_s$, con p pressione nel generico punto e p_s pressione sul punto corrispondente al suolo (vedi Figura 1). Il contenuto totale di acqua precipitabile Q, espresso come massa per unità di superficie, si potrà ottenere dunque discretizzando il seguente integrale:

$$Q = \int_0^\infty \rho_w dz = -\frac{1}{g}\int_{p_s}^0 \frac{\rho_w}{\rho} dp = \frac{1}{g}\int_0^1 p_s q d\sigma \tag{2}$$

dove ρ_w è la densità dell'acqua, g l'accelerazione di gravità, $q = \rho_w/\rho$ l'umidità specifica, ρ è la densità dell'aria e dove si è fatto uso della relazione idrostatica $\partial p/\partial z = -\rho g$.

Definiti con σ_k i livelli interi dove è definita la variabile q (vedi Figura 1) e con $\sigma_{k+1/2}$ i livelli intermedi tali che $\sigma_{1/2} = 0$ coincide con la sommità dell'atmosfera e $\sigma_{N+1/2} = 1$ coincide con il suolo (N è il numero dei livelli), si ottiene l'espressione per Q:

$$Q = \sum_{k=1}^{N} p_s q_k \frac{\Delta\sigma_k}{g} \tag{3}$$

con $\Delta\sigma_k = \sigma_{k+1/2} - \sigma_{k-1/2}$.

2.2 Divergenza del flusso di vapor d'acqua

Per definizione la divergenza del flusso di vapor d'acqua che attraversa l'unità di superficie perpendicolarmente alla direzione verticale nell'unità di tempo, integrata su tutta la colonna è:

$$D = \nabla \cdot (\int_0^{\infty} \mathbf{V} \rho_w dz) = \nabla \cdot (\int_0^1 q \mathbf{V} p_s \frac{d\sigma}{g}) \tag{4}$$

dove si è fatto uso delle relazioni utilizzate per ottenere la (2) e dove $\mathbf{V}$ è il vento orizzontale di componenti (u, v).

Poichè le equazioni del modello sono risolte in coordinate sferiche latitudine (ϕ), longitudine (λ) nella valutazione degli operatori differenziali bisogna introdurre i termini metrici legati alla sfericità della griglia, che valgono rispettivamente $h_\lambda = r\cos\phi$ e $h_\phi = r$ nella direzione zonale e meridionale. Indicando con $\mathbf{Q}$ il flusso orizzontale di umidità specifica integrato lungo la verticale, e considerando la distanza dal centro della terra r costante e pari al raggio medio terrestre a, si ottiene in modo esplicito:

$$D = \nabla \cdot \mathbf{Q} = \frac{1}{ah_x}\frac{\partial Q_u}{\partial \lambda} + \frac{1}{ah_y}\frac{\partial Q_v}{\partial \phi} \tag{5}$$

dove: $h_x = \cos\phi, h_y = 1$ sono i termini della metrica, (Q_u, Q_v) le componenti zonale e meridionale di $\mathbf{Q}$.

Poichè la griglia staggered del modello (vedi Figura 2) è costituita da due griglie traslate e sovrapposte indicheremo con il pedice u i termini h_x della metrica relativi ai punti di griglia in cui è definita la componente zonale del vento u, ed analogamente per i punti in cui è definita la componente meridionale v. La discretizzazione della (5) sarà quindi:

$$D_{i,j} = \frac{Q_{u_{i,j}} - Q_{u_{i-1,j}}}{h_{u_j}\Delta x} + \frac{Q_{v_{i,j+1}} h_{v_{j+1}} - Q_{v_{i,j}} h_{v_j}}{h_{u_j}\Delta y} \tag{6}$$

dove $\Delta x = a\Delta\lambda$, $\Delta y = a\Delta\phi$, con $\Delta\lambda, \Delta\phi$ risoluzione angolare in longitudine e latitudine del passo di griglia, e Q_u e Q_v sono ottenuti mediante una discretizzazione analoga alla (3), ed esplicitamente:

$$Q_{u_{i,j}} = \frac{p_{s_{i,j}} + p_{s_{i+1,j}}}{2} \sum_{k=1}^{N} \frac{q_{i,j,k} + q_{i+1,j,k}}{2} u_{i,j,k} \frac{\Delta\sigma_k}{g} \tag{7}$$

$$Q_{v_{i,j}} = \frac{p_{s_{i,j}} + p_{s_{i,j-1}}}{2} \sum_{k=1}^{N} \frac{q_{i,j,k} + q_{i,j-1,k}}{2} v_{i,j,k} \frac{\Delta\sigma_k}{g} \tag{8}$$

3 Errori dei termini del bilancio

Il bilancio idrologico nel BOLAM non è esente dai problemi già discussi nell'introduzione e che riguardano la gran parte dei modelli meteorologici utilizzati in varie parti del mondo. Oltre alle imprecisioni dovute ai limiti imposti dalle parametrizzazioni fisiche, il bilancio non è chiuso in modo esatto anche per problemi legati alle discretizzazioni spaziale e temporale utilizzate nel modello per risolvere le equazioni del moto. Per capire quali siano le cause che contribuiscono agli errori e per stimare l'entità di ciascuna di esse illustreremo in dettaglio un esempio nel quale verrà monitorato ogni cambiamento del contenuto d'acqua all'interno del dominio di integrazione durante l'esecuzione di un singolo time-step. Per maggior chiarezza in Appendice A è riportato il diagramma di flusso del codice BOLAM a cui faremo riferimento nel presente paragrafo. I risultati numerici che citeremo sono invece riportati nella Tabella 2.

Ci riferiamo per esempio al 30^o time step i cui dati sono riportati in Tabella 2. Indicate con (p_s^t, q^t) la pressione superficiale e l'umidità specifica, al passo temporale t, la somma estesa a tutti gli elementi di griglia del contenuto di acqua precipitabile, espressa in millimetri d'acqua equivalenti, è:

$$Q^t = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda, N_\phi} (\sum_{k=1}^{N} p_s^t q^t \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87187.11mm$$

dove per alleggerire la notazione si è trascurato di indicare esplicitamente gli indici (i,j,k) nelle variabili e N_λ, N_ϕ sono il numero di punti di griglia nella direzione zonale e meridionale rispettivamente.

Poichè i valori di q^t minori di zero generati dalla diffusione numerica e dalla convezione[2] vengono ridefiniti $(q^t \Rightarrow q_R^t)$, si ottiene:

$$Q_R^t = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda, N_\phi} (\sum_{k=1}^{N} p_s^t q_R^t \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87187.16mm$$

e quindi un incremento complessivo dell'acqua precipitabile $\Delta Q_R^t = 0.05mm$. Questo termine che contribuisce al bilancio idrologico "creando acqua" è il primo esempio di processo chiaramente non fisico.

L'applicazione del filtro di Asselin modifica tutti i campi prognostici $(p_s^t, q_R^t \Rightarrow (p_s^t)_F, q_F^t)$ e il nuovo contenuto d'acqua è:

$$Q_F^t = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda, N_\phi} (\sum_{k=1}^{N} (p_s^t)_F q_F^t \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87187.20mm$$

con un incremento complessivo dell'acqua precipitabile $\Delta Q_F^t = 0.04mm$. A questo punto al profilo di umidità viene sottratta la precipitazione $P^t = 4.46mm$

[2] questo aspetto verrà chiarito meglio più avanti nel paragrafo

$(q_F^t \Rightarrow q_P^t)$ e pertanto il contenuto d'acqua finale relativo all'istante t diventa:

$$Q^t = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda,N_\phi}(\sum_{k=1}^{N}(p_s^t)_F q_P^t \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87182.74mm$$

questo è appunto il contenuto d'acqua all'istante precedente che viene utilizzato nel time step successivo (vedi Q^{t-1} del 31^o time step in Tabella 2).

Il contenuto d'acqua ottenuto tramite i campi filtrati e a cui è stata sottratta la precipitazione relativa al passo temporale precedente è invece:

$$Q^{t-1} = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda,N_\phi}(\sum_{k=1}^{N} p_s^{t-1} q^{t-1} \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87183.77mm$$

Mediante l'esecuzione del passo temporale "leap frog" partendo dal contenuto idrico al tempo $t-1$ si ottiene quello relativo all'istante $t+1$. Per far ciò si deve calcolare la derivata temporale delle grandezze prognostiche che comprende oltre ai termini di trasporto orizzontale e verticale anche il contributo della parametrizzazione della diffusione verticale, e quindi l'evapotraspirazione. Eseguito l'avanzamento temporale e contraddistinti con un apice i nuovi valori dei campi si ottiene:

$$(Q^{t+1})' = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda,N_\phi}(\sum_{k=1}^{N}(p_s^{t+1})'(q^{t+1})' \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87191.40mm$$

e quindi un incremento $\Delta Q^{t+1} = 7.63mm$. Dopo sottrazione della precipitazione[3] $((q^{t+1})' \Rightarrow q_P^{t+1})$

$$Q_P^{t+1} = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda,N_\phi}(\sum_{k=1}^{N}(p_s^{t+1})' q_P^{t+1} \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87191.94mm$$

A questo punto per ragioni di stabilità numerica i campi prognostici subiscono un processo di diffusione numerica ed il contenuto finale di acqua precipitabile relativo all'istante $t+1$ diventa

$$Q^{t+1} = \sum_{i,j=1}^{N_\lambda,N_\phi}(\sum_{k=1}^{N} p_s^{t+1} q^{t+1} \frac{\Delta\sigma}{g}) = 87186.12mm$$

che coincide con il contenuto d'acqua relativo all'istante t del time step successivo (prima colonna del 31^o time step in Tabella 2).

La diffusione numerica, simulando un processo dissipativo, si comporta come un pozzo d'acqua e da luogo quindi ad una variazione $\Delta Q_D^{t+1} = -0.82mm$ del contenuto di acqua precipitabile.

Riassumendo per maggior chiarezza i contributi "non conservativi" per il vapor d'acqua atmosferico sono nell'ordine:

[3] Si noti che la precipitazione viene sottratta due volte (relativamente ai Δt da $t-1$ a t e da t a $t+1$) coerentemente allo schema leap-frog, che prevede un'avanzamento nel tempo di due time-step.

- la ridefinizione dei valori negativi di q generati dalla diffusione numerica (colonna ΔQ_R^t in tabella 2)
- filtro di Asselin mediante il quale si mescolano i campi relativi a differenti istanti temporali (colonna ΔQ_F^t in tabella 2)
- diffusione numerica (colonna ΔQ_D^{t+1} in tabella 2)

Quest'ultimo è il termine che maggiormente inficia la chiusura del bilancio del modello come si può intuire anche dal confronto dei valori di ognuno dei termini riportati nella Tabella 2 per singolo time step, ed il relativo valor medio nell'ultima colonna per i primi 50 time step.

Per chiarire meglio questa situazione, nella Tabella 3 sono riportati i termini che concorrono al bilancio idrologico sommati sull'intero dominio di integrazione e cumulati per i primi 50 time step. Il discostamento dal caso ideale (1) di bilancio idrologico chiuso in cui $E = Q_t + D + P$ è dato dal termine $B = E - (Q_t + D + P) = E - E_R$, in cui il termine E_R rappresenta l'evaporazione residua. Facendo riferimento al diagramma di flusso in Appendice A e alla discussione dei risultati numerici di questo paragrafo, l'avanzamento nel tempo comporta il seguente aggiornamento del contenuto di vapor d'acqua:

$$Q^{t+1} = Q^{t-1} - P^{t-1} + 2 \cdot W_t^t - P^t + 2\Delta Q_B^t$$

dove si sono indicati con $2\Delta Q_B^t$ i contributi non conservativi al time step t considerati globalmente.

Il termine W_t^t è la tendenza all'istante t dell'umidità specifica del modello $\partial q/\partial t$ integrata sull'intera colonna moltiplicata per l'ampiezza del time step Δt (W_t^t coincide con $\Delta Q^{t+1}/2$). Congruentemente alla formulazione delle equazioni del modello BOLAM, W_t deve essere uguale alla convergenza del flusso di vapore nella colonna (termine di trasporto) ed include il contributo della evaporazione: $W_t = E - D$. In definitiva il bilancio del modello risulta:

$$Q_t^t = \frac{Q^{t+1} - Q^{t-1}}{2} = -\frac{P^{t-1} + P^t}{2} + E^t - D^t + \Delta Q_B^t \approx -P^t + E^t - D^t + \Delta Q_B^t$$

Si noti ancora come questo differisca dal bilancio ideale (1) per il termine ΔQ_B^t, per cui la vera equazione del bilancio per il BOLAM è:

$$\Delta Q_B^t = Q_t^t + P^t - E^t + D^t = E_R - E = -B \qquad (9)$$

Nella Tabella 3 è riportato il bilancio B su tutto il dominio ed anche la media $|B|$ dei valori assoluti dei bilanci sulle singole colonne di atmosfera. Un errore sistematico positivo ($B > 0$) come quello riportato in Tabella è dunque indicativo di una perdita d'acqua globale nel dominio ($\Delta Q_B < 0$). Rispetto al valore cumulato della divergenza, che, ad esempio, al 50^o time step vale $-121.33mm$, si ottiene una perdita d'acqua nel dominio pari a circa il 12% ($B = 18.58mm$). Ma l'aspetto più significativo è che la media dei valori assoluti dei bilanci sulle colonne $|B|$ è invece molto grande, indicando che il "bilancio idrologico locale" del BOLAM non è consistente, e che, seppure globalmente la perdita d'acqua si può considerare relativamente piccola, i bilanci sulle singole colonne presentano una grande variabilità spaziale.

Nel formulare le ultime due equazioni si è utilizzata la sostituzione $W_t = E - D$. Nel fare ciò si è introdotto un'altro termine di errore nel bilancio dovuto alla non conservatività del termine di trasporto del BOLAM. Per indagare questa causa d'errore si è monitorata in Tabella 3 anche la quantità $N_c = E - D - W_t$ che rappresenta una misura della differenza tra la vera divergenza del flusso e il termine di convezione orizzontale del modello.

Concludendo l'analisi della Tabella 3 possiamo affermare in modo definitivo che il bilancio idrologico del BOLAM non è chiuso in modo soddisfacente. Inoltre la differenza tra termine di trasporto orizzontale del BOLAM e quello scritto in forma di flusso della nostra discretizzazione è relativamente piccolo indicando che la non conservatività della convezione del modello non è determinante per la non chiusura del bilancio.

Al fine di investigare maggiormente il contributo del termine della diffusione, che, dai risultati presentati sinora, appare quello che maggiormente destabilizza la chiusura del bilancio, è stata eseguita un'ulteriore simulazione in cui è stata esclusa la diffusione numerica del vapor d'acqua. In questa simulazione di prova, della durata di 30 ore di tempo di forecast, come tutte le altre utilizzate nel presente lavoro, sono state mantenute le diffusioni del campo di velocità per garantire la stabilità del codice. Questa procedura rende però il campo q estremamente rumoroso come testimonia la Figura 3 in cui è evidente il rumore numerico associato ai punti della griglia che ne rende l'interpretazione fisica quantomeno problematica.

Nella Tabella 4 sono stati riportati i termini del bilancio relativi ai primi passi temporali di questa simulazione in cui non si è applicata la diffusione al campo q. Nonostante la rumorosità spaziale del campo, la Tabella mostra che in questo caso il bilancio si può considerare chiuso in modo soddisfacente, in quanto l'errore relativo rispetto alla divergenza del bilancio globale B è di circa l'1%, mentre la media degli errori assoluti di bilancio $|B|$ è circa il 4%, sempre rispetto alla divergenza.

Questa discussione permette di concludere in che la non chiusura del bilancio idrico è imputabile in maniera determinante al processo di diffusione numerica che per ragioni di stabilità numerica viene applicato nel BOLAM a tutte le variabili prognostiche.

Poichè la diffusione numerica, anche a causa della coordinata verticale σ, agisce in modo molto più marcato in corrispondenza dei punti con accentuate variazioni altimetriche si può intuire anche come il bilancio idrologico sia violato localmente in misura maggiore in corrispondenza dei rilievi ed in misura minore sul mare. Ciò è confermato dalla Figura 4 dove si confrontano i campi di divergenza integrata durante 6 ore di simulazione e quella ottenuta come residuo imponendo la chiusura del bilancio $D = E - Q_t - P$. Come si vede i pattern di grande scala sono praticamente identici mentre le grandi differenze si hanno sulla piccola scala in corrispondenza dei rilievi orografici (vedi anche discussione all'inizio del Paragrafo 6).

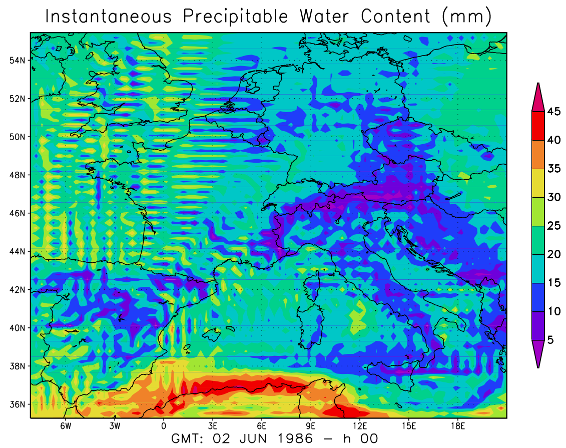

Figura 3: Contenuto totale di acqua precipitabile in mm dopo 30 ore di forecast con il modello BOLAM senza applicare la diffusione numerica al campo di umidità specifica. È evidente una accentuata rumorosità non fisica legata al passo di griglia.

4 Errori dovuti alla discretizzazione del tempo

Un'altra causa di errore nella procedura di valutazione dei termini del bilancio idrologico ottenuti post-processando l'output del BOLAM è dovuto al fatto che del campo D può essere stimato solo un valore istantaneo relativo al momento in cui viene salvato l'output. Tipicamente questo viene fatto ogni 6 ore di forecast e nonostante si voglia ottenere una stima su base mensile mediando su circa 120 campi, il risultato potrebbe essere sensibilmente differente rispetto a quello ottenuto mediando i valori di D ottenuti ad ogni singolo time step che ha invece un'ampiezza dell'ordine dei 10 secondi. In Figura 5 sono riportati i campi D per il mese di Giugno 1986 ottenuti il primo mediando il valore istantaneo del campo ottenuto post-processando l'output del BOLAM e il secondo mediando il campo ad ogni time step che in tal caso era uguale a $30s$. La Figura mostra che i due campi sono abbastanza simili e perciò questa causa d'errore si può considerare trascurabile rispetto a quella causata dalla diffusione numerica.

Un problema analogo si presenta con l'evaporazione che è ottenuta al momento del postprocessing come grandezza derivata dal valore istantaneo di altri campi. Durante l'esecuzione dei run questo può essere evitato cumulando i valori istantanei dei flussi di vapor d'acqua tra suolo ed atmosfera parametrizzati mediante un processo di diffusione verticale.

Anche quest'ultima causa di errore è trascurabile rispetto a quelle citate nel paragrafo precedente. Comunque a nostro avviso è auspicabile che il calcolo dei termini del bilancio venga fatto durante l'integrazione chiamando una semplice subroutine che cumuli i valori istantanei di D e di E, questo consentirebbe di evitare che si accumulino inutilmente altre cause di errore che, sebbene singolar-

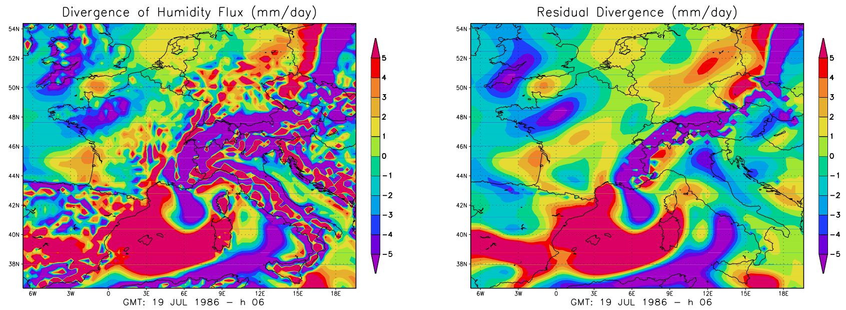

Figura 4: Integrale con tempo di forecast di 6 ore del flusso della divergenza del vapor d'acqua D. A sinistra è riportato il campo ottenuto mediante calcolo diretto con i campi (p_s, u, v, q) a destra quello ottenuto come residuo imponendo la chiusura del bilancio idrico.

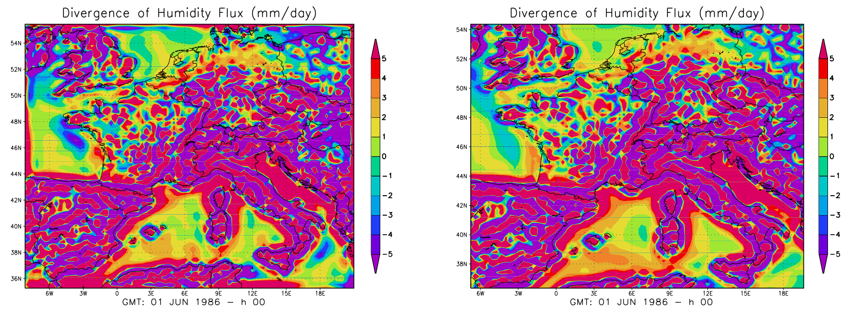

Figura 5: Integrale con tempo di forecast di 6 ore del flusso della divergenza del vapor d'acqua D. A sinistra è riportato il campo ottenuto mediando il valore istantaneo del campo calcolato ogni 6 ore mentre. A destra è riportato lo stesso campo mediando il valore istantaneo ottenuto ad ogni time step con $\Delta t = 30s$.

mente piccole, possono nel complesso rendere i campi medi mensili sensibilmente rumorosi.

5 Discussione risultati precipitazione

Una degli errori sistematici comuni a tutti i modelli LAM [2] a cui si è già accennato nell'introduzione è l'eccesso di precipitazione in corrispondenza dei rilievi. Anche le simulazioni eseguite con il BOLAM nei due trimestri estivi presentano questo problema in misura molto accentuata. In Tabella 1 sono riportati i valori medi mensili, sia stimati mediante il LAM che misurati al suolo, sulla Sardegna della precipitazione per i mesi di Giugno, Luglio ed Agosto degli anni 1986 e 1988. Tali valori risultano alti rispetto alle medie stagionali, ma la maggiore inconsistenza riguarda la distribuzione spaziale della precipitazio-

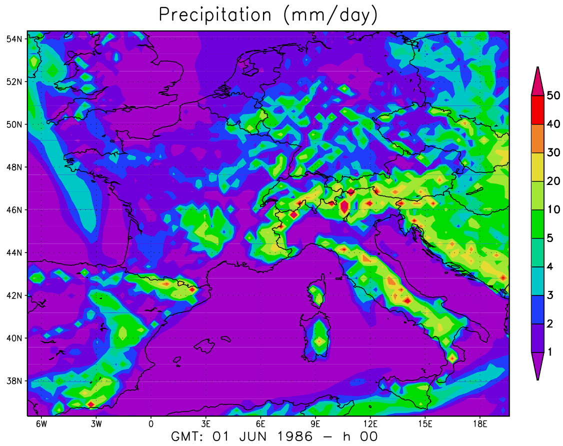

Figura 6: Valor medio del campo di precipitazione giornaliera sulle regioni italiane relativo al mese di Luglio del 1986.

		Giugno	Luglio	Agosto
1986	P_{LAM}	2.37	2.42	1.44
	P_{MIS}	1.31	1.12	0.01
1988	P_{LAM}	2.68	0.70	0.64
	P_{MIS}	0.56	0.10	0.10

Tabella 1: Valori medi mensili della precipitazione ($mm/giorno$) sulla Sardegna previsti dal LAM P_{LAM} e misurati al suolo P_{MIS} per i mesi di Giugno, Luglio, Agosto del 1986 e 1988.

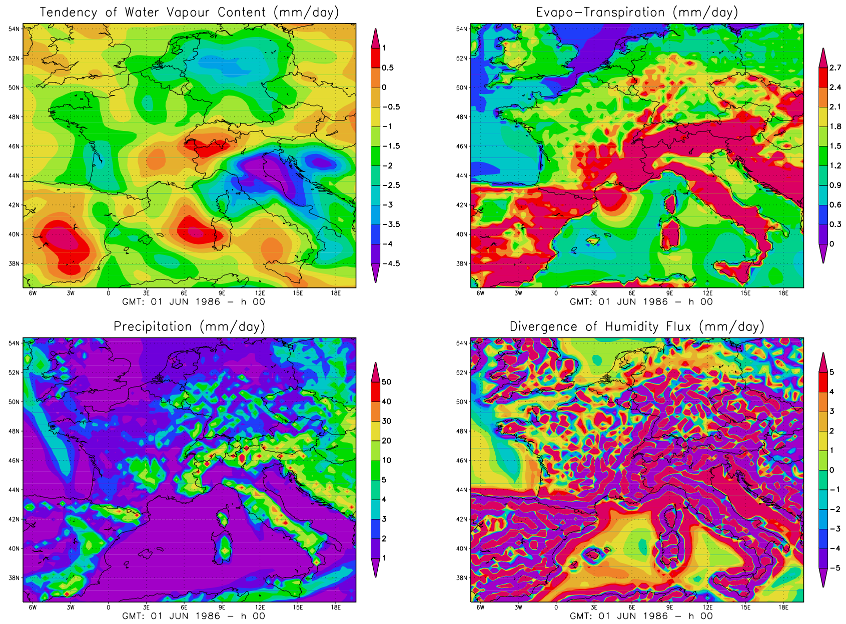

Figura 7: Componenti il bilancio idrologico medio per il mese di Giugno 1986.

ne prodotta dal BOLAM, che risulta totalmente non realistica. In Figura 6 è riportato a titolo d'esempio il campo medio mensile di precipitazione giornaliera che appare spazialmente concentrata quasi esclusivamente in corrispondenza dei rilievi orografici e con valori massimi dell'ordine di $30mm/giorno$ sulla vetta più alta della Sardegna e $60mm/giorno$ sulle Alpi. Probabilmente questo errore sistematico è legato al tipo di coordinata verticale utilizzata nel modello. Infatti nella discretizzazione degli operatori di differenziazione orizzontale (sia quello di diffusione che di convezione) poichè punti adiacenti in livelli prossimi suolo dove $\sigma = 1$ possono avere differenze in altitudine anche molto elevate per effetto del trasporto orizzontale può succedere che aria insatura venga diffusa a quote alte abbastanza da diventare satura e quindi precipitare. A ciò pensiamo si possa porre rimedio almeno in parte o/e "smoothando" l'orografia o/e evitando di diffondere l'umidità specifica in corrispondenza dei rilievi. Un altro tipo di rimedio più complesso da implementare, ma realizzabile in uno studio di tipo climatologico, è quello di aggiustare l'efficienza dello schema di convezione a posteriori quando si osservano errori sistematici così elevati come quelli descritti. Va osservato comunque che tale tipo di operazione non è detto che possa essere implementata in ambito operativo nel quale il modello funziona su base giornaliera con una configurazione fissata.

6 Discussione dei bollettini mensili

Le componenti del bilancio idrologico per il Giugno 1986 sono riportate in Figura 7. Come si vede il campo della divergenza è molto rumoroso in corrispondenza dei rilievi, su cui si alternano valori negativi e positivi molto grandi. Questo tipo di problema scompare quando si visualizza la divergenza residua ($D_R = E - Q_t - P$) che si ottiene imponendo la chiusura del bilancio idrologico (vedi Figura 4). Il rumore presente nella divergenza calcolata D è conseguenza del meccanismo di azione del processo di diffusione numerica che diffondendo in modo più marcato in corrispondenza dei punti di elevata variazione altimetrica in cui sono più forti i gradienti di umidità è tale da rompere il bilancio dissipando e trasportando quantità importanti d'acqua in punti di griglia adiacenti. Il campo di divergenza D_R, invece, non è affetto da questo rumore perchè ottenuto come residuo di campi a cui non è applicata la diffusione, e per questo motivo può risultare più significativo per ottenere informazioni climatiche su scala sinottica. In Figura 8 è mostrato tale campo mediato su base mensile per i due trimestri prototipali. È interessante vedere anche la provenienza del vapor d'acqua mediante il flusso del vapor d'acqua che è riportato sempre in Figura 8 sovrapposto alla divergenza.

Questi campi presi singolarmente, sebbene siano interessanti per valutare la situazione media mensile, non danno indicazioni significative rispetto agli obiettivi del presente lavoro, in cui si vuole verificare la fattibilità di una procedura che consenta di monitorare, su base mensile, il rischio siccitoso alla scala del grigliato del modello LAM mediante i flussi di acqua in atmosfera. In tale ottica è evidente che il campo che riveste maggiore interesse è quello della divergenza del flusso di umidità D. Infatti l'accumulo d'acqua precipitabile per unità di tempo Q_t valutata su tempi lunghi deve tendere a zero; il campo di precipitazione e di evaporazione, poi, sono ottenuti nel modello mediante parametrizzazioni fisiche di processi di sottogriglia e quindi non descritti in modo esplicito dalle equazioni prognostiche del modello. D invece come si può esplicitamente verificare dalla (4) è definito tramite p_s, u, v, q che sono variabili prognostiche del modello BOLAM (vedi paragrafo 4 del report [3]) e quindi la loro evoluzione temporale è fisicamente determinata dalle equazioni del moto.

In linea di principio per poter portare a termine un lavoro come quello descritto nel capoverso precedente si ha bisogno di una climatologia pluridecennale per poterla confrontare con le medie mensili dei periodi a rischio siccitoso. Anche se la stesura di tale climatologia esula dagli scopi del presente lavoro, una buona indicazione del funzionamento di una procedura di monitoraggio si può ottenere confrontando i risultati ottenuti in due stagioni tipo definite siccitosa (estate 1988) e normale (estate 1986). In Figura 9 sono riportati i campi differenza della divergenza del flusso di umidità specifica tra i valori relativi ai mesi estivi del 1988 ed i corrispondenti relativi al 1986. La differenza tra i valori di precipitazione media mensile misurati al suolo sulla Sardegna nelle due stagioni è massima per i mesi di Giugno e Luglio (vedi Tabella 1). Dai grafici dei campi delle deviazioni rispetto ai valori medi mensili del 1986 del campo della divergenza del flusso di vapor d'acqua per l'estate del 1988 si può osser-

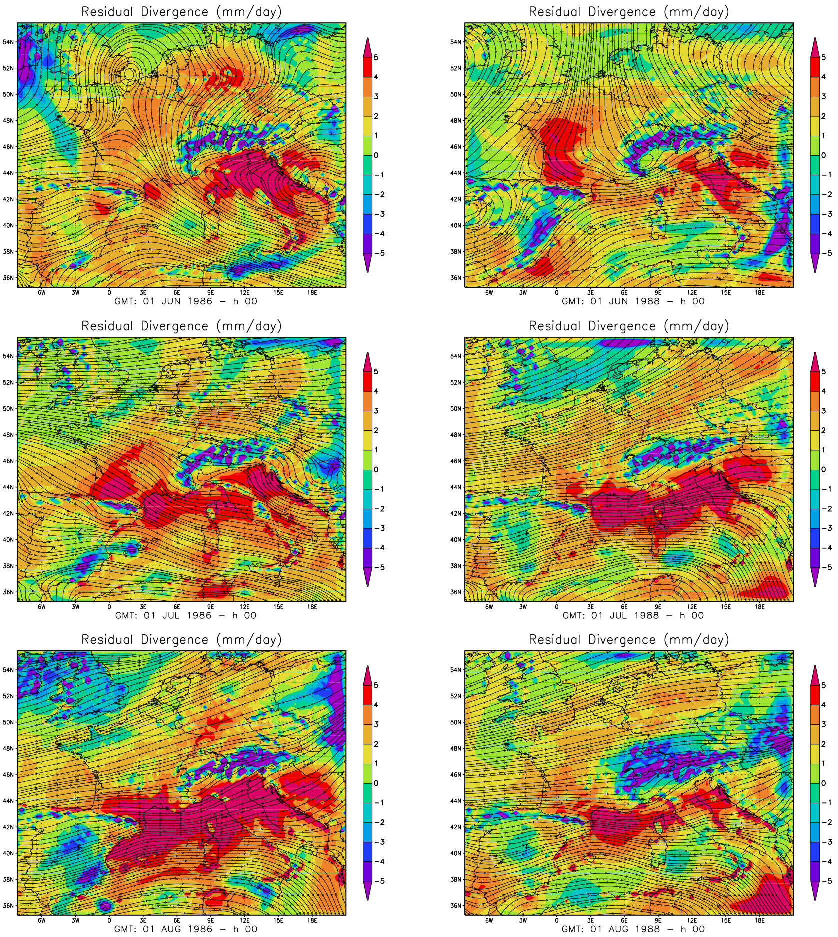

Figura 8: Campo della divergenza residua e del flusso della divergenza di vapor d'acqua mediato su base mensile per i due trimestri prototipali estate 1986 ed estate 1988.

vare che in generale per i due mesi siccitosi c'è un eccesso di divergenza nella Sardegna ed una direzione del flusso di vapor d'acqua prevalente da sud. Se i risultati presentati per la Sardegna, per la quale si disponeva di dati misurati al suolo al momento della stesura del presente lavoro, fossero estendibili a tutto il dominio di integrazione se ne potrebbe dedurre che il mese di Giugno e in misura maggiore di Luglio del 1988 sono stati periodi di carenza idrica (rispetto ai corrispondenti periodi del 1986) per tutta l'Italia centro meridionale (vedi eccesso di divergenza in Figura 9). Nel mese di Agosto invece la zona dell'Italia interessata a tale problema è visibilmente ridotta e addirittura sulla Sardegna si è verificata un'inversione di segno. Ciò è di nuovo confermato dai dati misurati al suolo dai quali risulta una quasi totale assenza di precipitazione per l'Agosto 1988 (vedi Tabella 1).

Nonostante i risultati ottenuti siano incoraggianti é comunque chiaro che per poter concludere che le mappe mensili di anomalia del campo della divergenza del vapor d'acqua possano essere utilizzate come indicatori di rischio siccitoso si dovrà effettuare un confronto con dati pluviometrici al suolo esteso spazialmente a tutto il bacino di interesse e temporalmente per un certo numero di anni.

7 Conclusioni

Le analisi relative agli aspetti legati al bilancio idrologico atmosferico ottenuto dagli output del BOLAM prodotti nella prima fase del progetto hanno evidenziato due tipi di errore sistematico abbastanza consistenti che tuttavia non sembrano inficiare i risultati che si proponeva il presente lavoro. Il primo e più evidente tipo di errore è un eccesso di precipitazione localizzato quasi esclusivamente sui rilievi montuosi (vedi Figura 6). Il secondo tipo di errore invece è presente nel campo della divergenza del flusso d'acqua che sempre in corrispondenza dei rilievi montuosi ha un andamento chiaramente non fisico in cui valori negativi e positivi molto grandi si alternano tra loro (vedi per esempio l'ultima delle Figure 7). Entrambi questi problemi come abbiamo più volte accennato nel testo sono legati, anche se in misura differente, al fatto che nel BOLAM per ragioni di stabilità numerica tutti i campi prognostici subiscono un processo di diffusione numerica.

In particolare l'errore sistematico sul campo di precipitazione può essere ridotto sia "smoothando" maggiormente l'orografia che riducendo "ad hoc" l'efficienza dello schema di parametrizzazione della pioggia convettiva. Abbiamo verificato inoltre che l'errore sul campo della divergenza che rompe il bilancio idrologico (vedi Tabella 3) soprattutto in corrispondenza dei rilievi può essere eliminato quasi del tutto evitando di applicare la diffusione numerica al campo di umidità specifica q senza che per questo venga meno la stabilità numerica del codice (vedi Tabella 4). Questo accorgimento anche se produce campi molto rumorosi (vedi Figura 3) potrebbe a nostro avviso essere applicato operativamente avendo l'accortezza di applicare un coefficiente di diffusione decrescente in corrispondenza delle variazioni altimetriche.

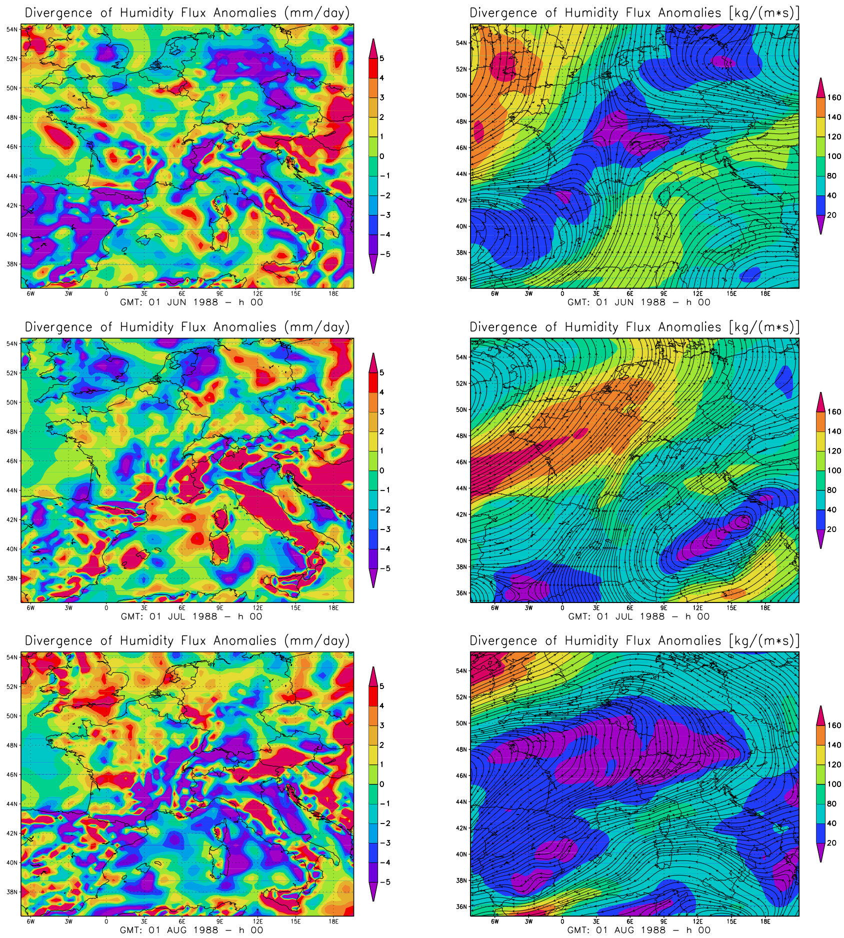

Figura 9: Deviazioni rispetto ai valori medi mensili del 1986 del flusso di vapor d'acqua per l'estate 1988 (a destra) e della sua divergenza (a sinistra).

Poichè le equazioni del modello BOLAM sono risolte nella forma non conservativa la discretizzazione dei termini di convezione orizzontale e verticale per l'umidità produce valori negativi che assieme a quelli generati dalla diffusione numerica vengono successivamente posti a zero per ragioni di consistenza fisica e ciò da come effetto una continua se pur lieve creazione di acqua. Quest'ultimo inconveniente è comunque risultato di secondaria importanza e all'occorrenza può comunque essere eliminato sostituendo nel BOLAM all'equazione per q una equazione analoga per la grandezza ρq con ρ densità dell'aria, assicurando in questo modo un trasporto conservativo.

Altri errori di importanza ancora minore sono introdotti dalla discretizzazione temporale. In particolare le medie mensili della divergenza D e dell'evapotraspirazione E se fatte utilizzando i valori istantanei valutati ad intervalli di 6 ore, come nel nostro caso, potrebbero risultare sensibilmente differenti da quelle ottenute cumulando i valori dei campi ad ogni singolo time step. Abbiamo verificato che, mediando su base mensile tali errori sono trascurabili ed in ogni caso ci si può porre rimedio semplicemente aggiungendo nel codice una semplice subroutine che assieme alla precipitazione P cumuli anche i valori di E e D.

Il naturale candidato per ottenere una mappatura del "rischio siccitoso" dai soli campi atmosferici è il campo delle anomalie, rispetto alla climatologia del modello, del campo della divergenza del flusso d'acqua D che è l'unica grandezza tra quelle che concorrono al bilancio idrologico atmosferico ottenuta utilizzando solamente campi prognostici (p_s, q, u, v). In questo lavoro non avendo a disposizione una climatologia pluriennale si è optato per confrontare le medie mensili di un'estate individuata come siccitosa (1988) con quelle di un'estate scelta come "normale" (1986). Le anomalie così calcolate (vedi Figura 9), nonostante gli errori presenti nei singoli campi medi mensili, sembrano essere ben correlate con le medie mensili di precipitazione ottenute da misure in situ sulla Sardegna; questo risultato è comprensibile ammettendo che l'errore introdotto dalla diffusione numerica sul campo D sia, come lo abbiamo definito sin dall'inizio, di natura sistematica e si cancelli quando si considerino le sole anomalie. I risultati ottenuti sin qui sono dunque incoraggianti e sembrano indicare che una procedura di monitoraggio del rischio siccitoso alla risoluzione spaziale del grigliato numerico del BOLAM sia possibile. Tuttavia altri aspetti sui quali si è voluto e dovuto sorvolare nel presente studio sono da tenere nel debito conto come possibili sorgenti di errore. Per esempio il fatto di eseguire simulazioni dell'ordine di 30 ore e poi re-inizializzare, da un lato serve a stare più vicini alle analisi e quindi ottenere una climatologia del LAM più vicina a quella del GCM, dall'altro non producendo il cosiddetto spinup del modello [8] potrebbe non arricchire i campi con la fisica e la dinamica della risoluzione più alta. Un altro aspetto importante da considerare sono le dimensioni del dominio di integrazione che dovrebbe essere grande abbastanza da far si che si sviluppi la dinamica interna e che questa sia predominante rispetto al vincolo imposto dalle condizioni al contorno laterali [9].

In ogni caso i risultati ottenuti non sono immediatamente estendibili al modello LAM che sarà operativo al Dipartimento dei Servizi Tecnici della Presidenza del Consiglio, perchè la nuova versione del BOLAM ha uno schema primitivo di microfisica delle nubi ed uno schema di integrazione temporale differenti [5] e quindi potrebbe funzionare in modo sostanzialmente diverso da quella utilizzata in questo lavoro.

t	Q^t	ΔQ_R^t	ΔQ_F^t	Q^{t-1}	ΔQ^{t+1}	$-P^t$	ΔQ_D^{t+1}
20	87196.67	0.05	0.04	87193.24	7.86	-4.43	-0.83
21	87195.84	0.05	0.04	87192.34	7.84	-4.69	-0.83
22	87194.66	0.05	0.04	87191.24	7.82	-4.43	-0.83
23	87193.80	0.05	0.04	87190.32	7.79	-4.42	-0.83
24	87192.86	0.05	0.04	87189.47	7.76	-4.43	-0.83
25	87191.97	0.05	0.04	87188.53	7.73	-4.42	-0.83
26	87191.01	0.05	0.04	87187.63	7.71	-4.43	-0.83
27	87190.08	0.05	0.04	87186.66	7.68	-4.43	-0.82
28	87189.09	0.05	0.04	87185.73	7.66	-4.45	-0.82
29	87188.12	0.05	0.04	87184.73	7.64	-4.44	-0.82
30	87187.11	0.05	0.04	87183.77	7.63	-4.46	-0.82
31	87186.12	0.05	0.04	87182.74	7.61	-4.45	-0.82
32	87185.09	0.05	0.04	87181.75	7.59	-4.47	-0.82
33	87184.05	0.05	0.04	87180.70	7.57	-4.47	-0.82
34	87182.98	0.04	0.04	87179.67	7.55	-4.49	-0.82
35	87181.91	0.04	0.04	87178.58	7.53	-4.48	-0.82
36	87180.81	0.04	0.04	87177.52	7.50	-4.50	-0.82
37	87179.70	0.04	0.04	87176.40	7.47	-4.50	-0.82
38	87178.56	0.04	0.04	87175.28	7.45	-4.52	-0.81
39	87177.40	0.04	0.04	87174.13	7.43	-4.51	-0.81
40	87176.23	0.04	0.04	87172.98	7.40	-4.54	-0.81
41	87175.03	0.04	0.04	87171.77	7.38	-5.15	-0.81
42	87173.20	0.04	0.04	87169.96	7.36	-4.55	-0.81
43	87171.96	0.04	0.04	87168.73	7.34	-4.54	-0.81
44	87170.72	0.05	0.04	87167.50	7.32	-4.56	-0.81
45	87169.46	0.05	0.04	87166.25	7.30	-4.55	-0.81
46	87168.19	0.05	0.04	87164.99	7.29	-4.57	-0.81
47	87166.90	0.05	0.04	87163.71	7.27	-4.56	-0.81
48	87165.61	0.05	0.04	87162.43	7.25	-4.57	-0.80
49	87164.30	0.05	0.04	87161.13	7.23	-4.57	-0.80
50	87162.98	0.05	0.04	87159.82	7.21	-4.58	-0.80
$\lvert * \rvert$	87190.03	0.05	0.04	87186.70	7.64	-4.49	-0.82

Tabella 2: Cambiamenti del contenuto totale di acqua precipitabile (mm d'acqua equivalenti) nel dominio di integrazione durante 30 passi temporali successivi e media di ciascun contributo su 50 time step (ultima riga). Per il significato di ognuno dei termini in tabella si rimanda al testo (Paragrafo 3).

t	W_t	Q_t	D	P	E	B	$\|B\|$	N_c	$\|N_c\|$
20	79.33	-16.03	-51.53	88.54	28.65	7.68	371.14	-0.86	4.45
21	83.20	-17.22	-54.02	93.23	30.08	8.08	389.51	-0.90	4.75
22	87.06	-18.08	-56.49	97.66	31.50	8.41	407.58	-0.93	5.07
23	90.91	-19.01	-58.94	102.07	32.93	8.81	425.89	-0.97	5.39
24	94.75	-19.91	-61.39	106.50	34.36	9.15	444.03	-1.00	5.71
25	98.58	-20.87	-63.82	110.93	35.78	9.54	462.31	-1.02	6.03
26	102.40	-21.80	-66.24	115.36	37.21	9.89	480.48	-1.05	6.34
27	106.21	-22.79	-68.65	119.79	38.63	10.28	498.74	-1.07	6.63
28	110.01	-23.75	-71.05	124.24	40.05	10.62	516.92	-1.10	6.92
29	113.79	-24.76	-73.45	128.68	41.48	11.01	535.18	-1.13	7.19
30	117.57	-25.76	-75.83	133.14	42.90	11.36	553.37	-1.16	7.46
31	121.34	-26.79	-78.21	137.59	44.32	11.74	571.62	-1.19	7.72
32	125.09	-27.83	-80.58	142.06	45.74	12.09	589.82	-1.23	7.98
33	128.83	-28.89	-82.93	146.53	47.16	12.46	608.07	-1.26	8.23
34	132.57	-29.97	-85.28	151.01	48.59	12.82	626.28	-1.30	8.48
35	136.29	-31.06	-87.61	155.49	50.01	13.19	644.53	-1.33	8.73
36	140.00	-32.18	-89.93	159.99	51.43	13.54	662.74	-1.35	8.97
37	143.70	-33.32	-92.24	164.49	52.85	13.91	681.00	-1.38	9.21
38	147.39	-34.48	-94.53	169.01	54.27	14.27	699.22	-1.40	9.44
39	151.08	-35.65	-96.82	173.51	55.68	14.64	717.47	-1.43	9.67
40	154.75	-36.85	-99.09	178.05	57.10	14.99	735.69	-1.45	9.90
41	158.41	-38.68	-101.36	183.20	58.52	15.36	753.88	-1.47	10.12
42	162.06	-39.92	-103.62	187.76	59.94	15.72	772.11	-1.50	10.35
43	165.70	-41.16	-105.86	192.30	61.36	16.08	790.33	-1.52	10.57
44	169.33	-42.42	-108.10	196.85	62.78	16.44	808.56	-1.55	10.78
45	172.95	-43.69	-110.33	201.41	64.19	16.80	826.79	-1.57	11.00
46	176.56	-44.97	-112.55	205.98	65.61	17.16	845.02	-1.59	11.21
47	180.17	-46.27	-114.76	210.53	67.03	17.52	863.26	-1.62	11.42
48	183.76	-47.58	-116.96	215.10	68.44	17.87	881.49	-1.64	11.62
49	187.34	-48.90	-119.15	219.67	69.86	18.23	899.74	-1.66	11.82
50	190.92	-50.24	-121.33	224.26	71.27	18.58	917.97	-1.69	12.02

Tabella 3: Termini del bilancio idrologico atmosferico sull'intero dominio integrati nel tempo (time step dal 20^o al 50^o). W_t è la tendenza dell'umidità specifica del modello $\partial q/\partial t$ integrata sull'intera colonna e moltiplicata per l'ampiezza del time step Δt; $B = E - D - Q_t - P$ è il discostamento dal caso ideale di bilancio idrologico chiuso; $N_c = D - E + W_t$ misura la differenza tra la divergenza del flusso ed i termini di trasporto del modello. $|B|$ e $|N_c|$ sono le medie dei loro valori assoluti.

t	W_t	Q_t	D	P	E	B	$\|B\|$	N_c	$\|N_c\|$
20	79.34	1.69	-51.54	79.04	28.64	-0.55	2.46	-0.84	5.63
21	83.21	1.49	-54.03	83.20	30.06	-0.60	2.65	-0.88	5.99
22	87.07	1.48	-56.50	87.13	31.48	-0.62	2.54	-0.92	6.33
23	90.92	1.46	-58.97	91.07	32.91	-0.66	2.75	-0.95	6.71
24	94.76	1.42	-61.41	95.01	34.33	-0.68	2.68	-0.98	7.06
25	98.59	1.36	-63.85	98.96	35.75	-0.72	2.88	-1.01	7.43
26	102.41	1.26	-66.28	102.93	37.17	-0.74	2.83	-1.03	7.78
27	106.22	1.15	-68.69	106.91	38.59	-0.78	3.03	-1.06	8.13
28	110.02	1.01	-71.10	110.91	40.01	-0.81	3.00	-1.09	8.46
29	113.81	0.85	-73.50	114.92	41.43	-0.85	3.21	-1.12	8.79
30	117.58	0.67	-75.89	118.95	42.85	-0.88	3.19	-1.16	9.10
31	121.35	0.46	-78.28	123.00	44.26	-0.92	3.40	-1.19	9.41
32	125.11	0.23	-80.65	127.06	45.68	-0.95	3.40	-1.23	9.72
33	128.85	-0.03	-83.02	131.14	47.10	-1.00	3.60	-1.26	10.03
34	132.59	-0.32	-85.37	135.24	48.51	-1.03	3.61	-1.30	10.33
35	136.31	-0.64	-87.72	139.36	49.93	-1.07	3.81	-1.33	10.63
36	140.02	-0.99	-90.05	143.50	51.34	-1.11	3.83	-1.36	10.93
37	143.73	-1.37	-92.37	147.65	52.75	-1.16	4.01	-1.39	11.23
38	147.42	-1.79	-94.67	151.82	54.17	-1.20	4.05	-1.42	11.52
39	151.11	-2.22	-96.97	156.01	55.58	-1.24	4.23	-1.44	11.80
40	154.78	-2.68	-99.26	160.22	56.99	-1.28	4.28	-1.47	12.08
41	158.44	-3.79	-101.54	165.06	58.40	-1.33	4.44	-1.50	12.35
42	162.10	-4.31	-103.81	169.30	59.81	-1.37	4.50	-1.52	12.62
43	165.74	-4.85	-106.07	173.55	61.22	-1.41	4.65	-1.55	12.89
44	169.38	-5.40	-108.32	177.81	62.63	-1.45	4.72	-1.58	13.14
45	173.00	-5.97	-110.57	182.08	64.04	-1.50	4.88	-1.60	13.40
46	176.62	-6.56	-112.80	186.37	65.45	-1.55	4.95	-1.63	13.65
47	180.23	-7.18	-115.03	190.66	66.86	-1.60	5.10	-1.66	13.90
48	183.83	-7.81	-117.25	194.97	68.26	-1.65	5.19	-1.68	14.14
49	187.41	-8.47	-119.45	199.29	69.67	-1.70	5.34	-1.71	14.39
50	190.99	-9.14	-121.65	203.63	71.08	-1.76	5.43	-1.73	14.63

Tabella 4: Come nella Tabella precedente ma relativamente ad un run senza l'applicazione della diffusione numerica al campo q.

A Diagramma di flusso del BOLAM

Le equazioni del modello sono descritte nella relazione I del presente lavoro [3]. In questo paragrafo verrà illustrato il diagramma di flusso del codice BOLAM allo scopo di meglio capire ed interpretare le grandezze che costituiscono l'output del LAM e che servono per il calcolo del bilancio idrologico atmosferico.

<u>INPUT ED INIZIALIZZAZIONE</u>

- vengono letti i campi prognostici (p_s, u, v, q, θ) per gli istanti $t-1$ e t e conservati rispettivamente nelle matrici **AM, A**; allo stesso modo in **ABCM, ABC** vengono conservate le condizioni al contorno a $t-1$ e t

<u>LOOP TEMPORALE</u> eseguito NSTEP volte

- <u>DINAMICA</u>
  - i valori negativi di q sono ridefiniti in modo tale che sia $q \geq 0$. Questo introduce un'errore sistematico nel bilancio idrologico, in quanto equivale ad una sorgente, che però risulta trascurabile per il bilancio idrologico atmosferico.
  - viene calcolata la tendenza di p_s e mediante questa la velocità verticale $\dot{\sigma}$
  - mediante $\dot{\sigma}$ ed utilizzando le variabili al tempo t contenute nella matrice **A** vengono calcolate le tendenze di u, v, q, θ e conservate nella matrice **AT**
- se prevista <u>DIFFUSIONE VERTICALE</u>
  - i valori di u, v, θ, q relativi al livello più basso sono aggiornati mediante un processo diffusivo che parametrizza lo scambio di momento, calore ed umidità con il suolo. In pratica vengono aggiornate le tendenze di u, v, q, θ contenute nella matrice **AT**
- se prevista <u>RADIAZIONE</u>
  - mediante la parametrizzazione dei processi di trasferimento radiativo in atmosfera vengono aggiornate le tendenze di θ contenute nella matrice **AT**
- <u>INTEGRAZIONE TEMPORALE e FILTRAGGIO</u>
  - avanzamento nel tempo delle variabili prognostiche mediante lo schema leap-frog: [4] $\mathbf{AP} = \mathbf{AM} + \mathbf{2} \cdot \Delta t \cdot \mathbf{AT}$, dove **AP** è la matrice contenente le variabili prognostiche al tempo $t+1$.

[4] In realtà il primo passo temporale, in genere, viene fatto utilizzando un avanzamento di tipo Euleriano esplicito. Poichè si tratta in ogni caso di un unico time step volutamente tralasciamo questo dettaglio che risulta ininfluente rispetto alla problematica del bilancio idrologico mediato su tempi molto più grandi (ordine del mese) del singolo time step (ordine della decina di secondi).

- per eliminare il rumore sul passo di griglia dovuto allo schema leapfrog si applica un filtro di Asselin alle variabili al tempo t:
  $\mathbf{A} = (\mathbf{1} - \mathbf{2} \cdot \alpha) \cdot \mathbf{A} + \alpha \cdot (\mathbf{AM} + \mathbf{AP})$
  con α costante determinata in modo empirico.

- se prevista <u>PARAMETRIZZAZIONE della PRECIPITAZIONE</u>
  - sono chiamate le routine di aggiustamento convettivo secco, convezione di Kerry-Emanuel e large scale precipitation; i profili di q, θ al tempo $t+1$ contenuti in **AP** vengono modificati in modo opportuno
  - l'acqua sottratta ai profili di umidità viene assegnata, in modo opportuno, alle matrici contenenti: pioggia convettiva **CONPRE**, precipitazione totale **TOTPRE** e precipitazione nevosa **SNOW**

- <u>SWAP delle VARIABILI PROGNOSTICHE</u>
  - le variabili prognostiche al tempo $t-1$ sono sostituite da quelle filtrate al tempo t: **AM=A**
  - le variabili prognostiche al tempo t sono sostituite da quelle al tempo $t+1$: **A=AP**

- se prevista <u>DIFFUSIONE e DAMPING DELLA DIVERGENZA</u>
  - mediante uno schema temporale esplicito le variabili u, v, q, θ al tempo $t+1$ sono diffuse utilizzando un laplaciano quadrato delle variabili al tempo $t+1$ stesso. I valori modificati sono conservati in parte della matrice **AP**
  - mediante uno schema temporale esplicito le variabili u, v al tempo $t+1$ sono diffuse applicando il gradiente della divergenza al vento al tempo $t+1$ stesso. I valori modificati sono conservati in parte della matrice **AP**

- <u>AGGIORNAMENTO delle BCs</u>

- <u>SWAP delle VARIABILI PROGNOSTICHE</u>
  - le variabili prognostiche al tempo t sono sostituite da quelle al tempo $t+1$: **A=AP**, a cui è stato applicata sia la diffusione che il damping della divergenza.

- se previsto <u>OUTPUT SU FILE</u>
  - le variabili contenute in **A** (ed eventualmente in **AM**) sono salvate in un file che costituisce l'output del LAM

B Contenuto del CD

B.1 Visualizzazione dei campi componenti il bilancio

I seguenti campi, sia giornalieri che mensili, sono forniti nel CD allegato:

- Q_t = tendenza del contenuto totale del vapor d'acqua [mm/day]
- D = divergenza del flusso orizzontale del vapor d'acqua [mm/day]
- P_{TOT} = precipitazione totale (grande scala + convettiva) [mm/day]
- P_{CONV} = precipitazione convettiva [mm/day]
- E = evapotraspirazione [mm/day]
- $\mathbf{Q} = (Q_u, Q_v)$ = flusso orizzontale del vapor d'acqua [Kg/m/s]

I campi giornalieri relativi ai due trimestri prototipali sono contenuti nelle directory *jun86, jul86, aug86* e *jun88, jul88, aug88* e sono identificabili dal nome del file *yymmdd00.grads* (dove *yy* è l'anno, *mm* il mese, *dd* il giorno).

I campi ottenuti come medie mensili si trovano invece nelle directory *MENS86* (file *jun1986.mens*, *jul1986.mens*, *aug1986.mens*) e *MENS88* (file *jun1988.mens*, *jul1988.mens*, *aug1988.mens*).

Il formato in cui i dati sono stati registrati è compatibile al formato richiesto per la visualizzazione mediante GrADS (software di visualizzazione di pubblico dominio reperibile all'indirizzo internet *http://grads.iges.org/grads/*). Inoltre in ogni directory è fornito il file "descriptor.ctl" contenente le direttive di visualizzazione per GrADS. Per maggiori dettagli è fornito anche un file README nel CD.

B.2 Codici per il postprocessing dell'output del BOLAM

Il postprocessing degli output del BOLAM, per produrre le medie mensili dei termini del bilancio idrologico, va fatto utilizzando due programmi i cui sorgenti in linguaggio Fortran 77 sono: *DaylyHBal.f* e *MonthlyHbal.f*. Tali codici una volta compilati producono due programmi eseguibili di cui descriveremo brevemente nel seguito l'utilizzo.

L'eseguibile *DaylyHBal* legge dal file *DaylyHBal.in* la data e l'ora cui si riferisce il primo file di output del LAM nel formato *yymmddhh* ed il numero di files consecutivi da postprocessare con tempo di forecast distanziato di 6 ore. Tipicamente per ottenere le mappe giornaliere occorrono almeno 5 files che vanno per esempio dalla mezzanotte del 1 Giugno 1986 (86060100) alla mezzanotte del giorno successivo (86060200). All'interno del codice *DaylyHBal.f* deve essere assegnata la variabile Parameter *PathMHFout* che dovrà contenere il path assoluto nel quale sono contenuti i files output del LAM con nome *yymmddhh.mhfout*. Una volta lanciato il programma questo produrrà un file contenente le componenti il bilancio idrologico giornaliero in formato grads con nome *yymmddhh.grads* ed un file *descriptor.ctl.istantaneo* che ne descrive il contenuto. Tale file una volta copiato nel file di nome *descriptor.ctl* consente la visualizzazione dei file appena postprocessati mediante il software di pubblico dominio *GrADS*.

L'eseguibile *MonthlyHbal*, eseguito nella stessa directory in cui si è eseguito *DaylyHBal*, legge dal file *MonthlyHbal.in* la data e l'ora cui si riferisce il primo file postprocessato mediante *DaylyHBal* nel formato *yymmddhh* ed il numero di files giornalieri consecutivi da mediare. Tipicamente per ottenere le mappe mensili occorrono un numero di files pari ai giorni del mese che vanno per esempio dal 1 Giugno 1986 (86060100) al 30 Giugno 1986 (86063000). Una volta lanciato, il programma produrrà un file contenente le componenti il bilancio idrologico mensile in formato grads con nome *mmmyyyy.grads* (esempio *jun*1986*.grads*) ed un file *descriptor.ctl.mensile* che ne descrive il contenuto. Tale file una volta copiato nel file di nome *descriptor.ctl* consente la visualizzazione del o dei file appena postprocessati mediante il software di pubblico dominio GrADS.

Riferimenti bibliografici

[1] Buzzi, A., Fantini, M., Malguzzi, P., and Nerozzi, F. Validation of a limited area model in cases of mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores. *Meteorol. Atmos. Phys. 53* (1994), 137–153.

[2] Christensen, J., and et alt. Validation of present-day regional climate simulations over europe: Lam simulations with observed boundary conditions. *Clim. Dynamics 13* (1997), 489–506.

[3] Deidda, R., and Marrocu, M. Prototipo di bollettino mensile di bilancio idrologico in atmosfera nella regione mediterranea: Simulazione numerica con un modello meteorologico nei due trimestri prototipali. Tech. Rep. CRS4-TECH-REP-99/33, CRS4, Cagliari, Italy, 1999.

[4] ECMWF. *Second International Conference on Renalysis* (August 1999), Abstract Digest.

[5] Malguzzi, P., and Tartaglione, N. An economical second-order advection scheme for numerical weather prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 25* (1999), 2291–2203.

[6] Marrocu, M., Scardovelli, R., and Malguzzi, P. Parallelization and performance of a meteorological Limited Area Model. *Parallel Computing 24*, 5-6 (1998), 911–922.

[7] Mesinger, F., and Arakawa, A. *Numerical methods used in atmospheric models*. 17. GARP publication series, 1976.

[8] Pan, Z. e. a. Long simulation of regional climate as a sequrnce of short segments. *Mon. Wea. Rev. 127* (March 1999), 308–321.

[9] Seth, A., and Giorgi, F. The effects of domain choiche on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. of Clim. 11* (1998), 2698–2712.

[10] Stendel, M., and Arpe, K. Ecmwf re-analysis project report series: Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses and observations. Tech. Rep. No. 6, ECMWF, 1997.