

FEDERICO PORCÙ*, DAVIDE CAPACCI*, CLELIA CARACCILO*,
MIRIA CELANO**, FRANCO PRODI***

La stima della precipitazione

I. INTRODUZIONE

La precipitazione è una delle grandezze meteorologiche più importanti ed entra in un numero molto elevato di applicazioni relative ai campi più disparati, sia delle scienze geofisiche e ambientali, che delle discipline che si occupano del monitoraggio e della gestione del territorio. La sua misura, tuttavia, è estremamente problematica a molte delle scale spazio temporali di interesse: infatti la breve scala di decorrelazione spazio-temporale del fenomeno pone problemi di campionamento tali da rendere spesso i dati disponibili scarsamente significativi (Rubel, 1996).

L'unico strumento che effettivamente misura la precipitazione al suolo è il pluviometro, che raccoglie le gocce di pioggia che cadono sull'area utile, di solito corrispondente a qualche decina di centimetri quadrati. Al fine di campionare la precipitazione sull'area di interesse, viene in genere creata una rete di strumenti ritenuta sufficiente a generare, tramite tecniche di interpolazione, una mappa spazialmente continua. Troppo spesso, però, la distanza tra i pluviometri delle reti operative risulta superiore alla lunghezza di decorrelazione tipica dei fenomeni di precipitazione alle nostre latitudini, all'incirca 10 km (Bacchi et al., 1996). Inoltre, diversi fattori possono danneggiare la misura del singolo strumento (soprattutto considerando che esso in genere è gestito in maniera automatica e non riceve costante manutenzione): la presenza di vento, l'occlusione parziale o totale dell'imbuto raccoglitore, le eventuali schermature dovute a strutture circostanti (Hughes et al, 1993). Negli ultimi

* Dipartimento di Fisica, Università degli Studi di Ferrara

** ARPA-SIM Emilia Romagna, Bologna

*** ISAC - C.N.R. Sede di Bologna

anni la presenza sul territorio dei radar meteorologici polarimetrici ha reso disponibili mappe spazialmente continue di precipitazione con maglie di dimensioni inferiori al chilometro quadrato, a intervalli di tempo dell'ordine della decina di minuti. Anche il dato radar, tuttavia, soffre di notevoli limitazioni, e l'attendibilità delle misure, dipendendo da vari fattori, può essere estremamente variabile. Soprattutto il radar singolo, non in rete cioè con altri strumenti che possano calibrarlo e correggerlo, è soggetto a errori di svariata natura. Inoltre, vi è il problema del monitoraggio di aree montane, in cui il volume riflettente scandito dal fascio radar può trovarsi a diversi chilometri da terra (Borga e Tonelli, 2000).

In tale scenario si inserisce la stima della precipitazione dallo spazio. Sebbene l'osservazione satellitare offra un dato indipendente dalla fisiografia del suolo, e quindi non soggetto alle limitazioni di radar e pluviometri, tuttavia il dato stesso è, in genere, debolmente correlato (dal punto di vista fisico) alla effettiva precipitazione al suolo, soprattutto nel caso si utilizzino dati acquisiti da sensori nel visibile-infrarosso (VIS-IR). Vista, però, l'enorme potenzialità in termini di monitoraggio del territorio della stima di precipitazione da satellite, la comunità scientifica internazionale persegue lo sviluppo di tecniche che consentano la stima della precipitazione al suolo a partire dalla radiazione emessa dalla sommità delle nubi che giunge al sensore in orbita. Gli approcci classici, sviluppati dagli anni '70, si basano prevalentemente su tecniche statistiche, che stabiliscono relazioni regressive tra proprietà radiative e morfologiche delle nubi e la precipitazione al suolo (Kidder e Vonder Haar, 1996). I più recenti sviluppi, invece, sfruttano le possibilità di *retrieval* di grandezze fisiche in relazione diretta con la precipitazione, che i sensori dell'ultima generazione consentono di ottenere (Levizzani, 2003).

Risulta quindi conveniente, in questo panorama diversificato di strumenti e metodi per la misura della precipitazione, valutare accuratamente quale sia la soluzione più adatta nel momento in cui si pianifica un servizio, all'interno del quale la fruizione di dati di precipitazione debba soddisfare specifici requisiti di costi, accuratezza, copertura, continuità ecc.

In questo lavoro si presenterà una analisi delle problematiche relative alla validazione delle stime di precipitazione da sensore remoto, mostrando alcune tecniche recenti, discutendone vantaggi e svantaggi. Approcci più recenti alla stima della precipitazione verranno mostrati, utilizzando strumenti innovativi, che consentono un maggior dettaglio fisico nell'analisi della precipitazione: si discuteranno brevemente l'uso dei disdrometri (per la misura della distribuzione dimensionale degli elementi di precipitazione), dei radar polarimetrici (per la classificazione delle idrometeore) e dei sensori multispettrali su satellite (per la stima di precipitazione).

2. VALIDAZIONE E INTERCOMPARAZIONE DI STIME DA DIVERSI SENSORI

Il termine validazione riferito alla stima di precipitazione indica quell'insieme di procedure che, basate sul confronto tra la precipitazione stimata e un dataset di riferimento, consentono di definire la struttura dell'errore da associare alla stima stessa. Ciò implica tuttavia che si verifichino almeno due condizioni fondamentali: 1) dataset di riferimento e stima devono essere precisamente co-locali e simultanei, e 2) il dataset di riferimento deve avere errore noto e piccolo.

Per quanto riguarda il primo aspetto, va considerato che le tre classi di strumenti correntemente usati per la stima della precipitazione hanno geometrie di acquisizione differenti: il pluviometro (o il disdrometro) da terra misura la quantità di acqua che viene osservata nell'unità di tempo è rappresentativo di un'area di poche decine di centimetri quadrati, il radar stima invece la dimensione media delle idrometeore in un volume di qualche centinaio di metri cubi (variabili con la distanza) a una quota, anch'essa variabile con la distanza dal radar (da poche centinaia di metri a qualche chilometro), mentre il satellite nel VIS-IR inferisce la precipitazione a terra dalle caratteristiche radiative della sommità della nube. Questo implica inerenti difficoltà di co-localizzazione, che aumentano se consideriamo errori ulteriori di geo-referenziazione dei singoli strumenti. Ad esempio, il posizionamento del dato radar può soffrire di errori sensibili in caso di propagazione anomala del fascio per particolari situazioni atmosferiche (inversione nel profilo verticale di temperatura vicino a terra). La corretta geo-localizzazione da satellite, invece, può risentire di errori di parallasse, qualora il satellite osservi nubi alte ad angoli superiori ai trenta gradi rispetto allo zenit.

Oltre a ciò, va detto che la grandezza osservata dai singoli strumenti da cui ricavare la precipitazione è fisicamente diversa per i vari sensori. Se pluviometri e disdrometri misurano la precipitazione effettivamente caduta a terra, il radar misura la potenza retrodiffusa dal volume colpito dal fascio (riflettività), che è proporzionale alla sesta potenza del diametro delle idrometeore presenti nel volume, da cui si ricava un tasso di precipitazione compiendo assunzioni a priori piuttosto drastiche. Il sensore nel VIS-IR compie misure di radianza (riflessa ed emessa) dalla sommità della nube su una griglia spaziale di qualche chilometro di lato, che viene poi messa in relazione alla precipitazione al suolo tramite opportune tecniche fisico-statistiche.

Riguardo all'errore della singola misura, è chiaro che in assenza di vento, un pluviometro o disdrometro ben calibrato e gestito fornisce la misura della precipitazione sulla piccola area di campionamento, e possiamo supporre

che l'errore sia molto piccolo, dell'ordine della sensibilità dello strumento. Confronti tra radar e pluviometri mostrano che la stima radar mostra tipicamente errori sul confronto istantaneo, dell'ordine del 100% (Borga e Tonelli, 2000), mentre per la stima da satellite le differenze media rispetto a radar e pluviometri sono ancora più elevate come discuteremo più avanti. Tuttavia va detto che è difficile dire quale frazione dell'errore totale è dovuta al fatto che i tre strumenti osservano caratteristiche diverse della precipitazione, e quale invece è dovuta alla particolare tecnica di *retrieval* usata per satelliti e radar. Ad esempio, nel caso di una stima radar non possiamo valutare se una discrepanza col dato pluviometrico è dovuta al fatto che il radar commette un errore nella misura di riflettività, oppure se la relazione che lega riflettività alla precipitazione è inadeguata a descrivere quel tipo di precipitazione, o se la stima radar è corretta, ma si verifica evaporazione ai bassi strati, per cui a terra arriva meno precipitazione di quella vista in quota, oppure il pluviometro misura puntualmente un valore che non è rappresentativo dell'area (circa 5000 volte più grande) osservata dal radar.

Nonostante queste inerenti difficoltà, la necessità di avere stime di precipitazione spazialmente continue su vaste aree con associato un errore, ha spinto la comunità scientifica a ricercare tecniche di validazione e intercomparazione tra varie tecniche da differenti sensori. Si veda Wilks (1995) per una discussione dettagliata di molti parametri classici.

2.1 *I requisiti-utente*

La struttura e la qualità dell'errore da associare a una stima di precipitazione va ovviamente determinata in funzione del tipo di utenza a cui si rivolge il prodotto di stima, come pure la tecnica e il sensore usato. Per chi è interessato ad esempio ad aspetti climatologici, quindi lavora con medie spaziali e temporali, soprattutto studia le anomalie dei campi medi interannuali o stagionali: la stima da satellite si preferisce per la copertura globale assicurata dalla osservazione dallo spazio, assumendo l'errore sistematico minimizzato dai processi di media e di differenziazione.

Chi usa le stime per uso idrologico (gestione bacini, previsione di piene fluviali) ha necessità di un valore quantitativamente affidabile di volume di acqua che precipita nell'area di interesse, che a volte può essere, soprattutto in Italia, anche di poche decine di chilometri quadrati. Per tali impieghi è prevalentemente ancora usata la rete di pluviometri, con il supporto di radar, se presenti sul territorio. Chi è invece interessato alle stime per assimilare il dato

nei modelli di previsione meteorologica ad area limitata richiede un precisa co-localizzazione spaziale della mappa di precipitazione, più che una quantitativa stima del tasso di precipitazione. Tali applicazioni, ancora in via sperimentale utilizzano dati da radar e/o satellite.

L'utente di tipo agrometeorologico, presenta un vasto spettro di richieste, che vanno dalla previsione della presenza di grandine, alla necessità di monitorare anche la precipitazione poco intensa. Un recente esempio di quest'ultima applicazione, riguarda il monitoraggio e la previsione delle infezioni da *Plasmopara viticola* (Cicogna et al., 2005). In tale contesto, il dato di precipitazione è funzionale alla stima della durata della bagnatura fogliare, variabile fondamentale nella modellistica previsionale, in quanto la presenza di una pellicola d'acqua sulle foglie può alimentare lo sviluppo dei patogeni fungiformi. In questo caso, più dell'accuratezza della misura quantitativa della precipitazione, è fondamentale l'esatta descrizione spazio-temporale dell'informazione pioggia-non pioggia; tale spazializzazione del dato, però, non è assicurata dalle reti pluviometriche. Inoltre, in territori caratterizzati da orografia, il dato radar può essere assente o poco affidabile, e quindi la sua copertura territoriale limitata: in questi casi l'osservazione dallo spazio fornisce un indispensabile supporto. Ecco allora che, nei metodi puntuali per la stima della durata di bagnatura fogliare (Dalla Marta et al., 2005) può essere ipotizzato l'uso di dati di precipitazione da satellite, affinché si renda tale prodotto adatto al monitoraggio di un vasto territorio (Porcù et al., 2005).

2.2 *Tecniche di validazione e intercomparazione*

Il più semplice e immediato modo per confrontare due mappe di precipitazione rappresentate su una qualche griglia spaziale è procedere a un confronto "a occhio". Chiaramente non è una tecnica quantitativa, ma l'occhio umano riesce a estrarre rapidamente dal confronto tra due immagini molte informazioni, difficilmente codificabili numericamente, che danno una idea globale di quanto le due mappe siano simili.

Passando ad approcci quantitativi, distinguiamo parametri statistici "continui" da quelli "discreti". Alla prima classe appartengono gli indicatori classici usati da tutte le discipline scientifiche quando devono confrontare tra loro dataset misurati o calcolati riferiti alla stessa grandezza: parleremo quindi di errore (o differenza) quadratico medio (RMSE), di coefficiente di correlazione lineare (r^2), di bias. Tali indicatori numerici consentono quindi di valutare le prestazioni di una tecnica e di fare confronti assoluti o relativi alle

grandezze in gioco. Tuttavia, essi danno un valore unico per tutta la stima e non consentono di valutare le cause di errore, e inoltre RMSD e r^2 sono quadratici, quindi tendono a sovrastimare il contributo dei valori alti della quantità stimata. Supponendo che una mappa di precipitazione contenga N punti (pixel) e che S_i (con media \bar{S}) rappresenti il valore stimato e O_i (con media \bar{O}) il valore osservato della precipitazione, i parametri introdotti si definiscono come segue:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_N (S_i - O_i)^2} \quad r = \frac{\sum_N (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_N (S_i - \bar{S})^2 \sum_N (O_i - \bar{O})^2}} \quad BIAS = \sum_N (S_i - O_i)$$

Gli indicatori di “categoria” o discreti, si usano invece per confrontare mappe binarie (pioggia/non pioggia) e valutare l’abilità di una tecnica di delineare correttamente l’area di precipitazione. Data la mappa di stima e la mappa di riferimento, si costruisce la tabella di contingenza in cui si colleziona il numero di punti (pixel) in cui entrambe le mappe danno precipitazione (*hits*, H), il numero di pixel in cui la stima indica non precipitazione e invece è rilevata (*misses*, M), il numero di punti in cui succede il contrario (*false alarms*, FA), e infine i punti in cui ambedue le stime danno non pioggia (*correct negatives*, CN). Tramite combinazioni dei parametri citati è possibile costruire degli indicatori che misurano le capacità della tecnica di individuare correttamente la precipitazione (*Probability of Detection*, POD), e la tendenza a assegnare come precipitanti aree non precipitanti (*False Alarm Ratio*, FAR). POD e FAR vanno sempre analizzati insieme visto che è facile aumentare a piacere il POD , ma spesso accade che si aumenta anche il FAR . Altri indicatori danno un indice di successo globale, che tiene conto simultaneamente dei *false alarms*, dei *misses* e degli *hits*, quali il Critical Success Index o Threat Score: questi indici non tengono conto dei *correct negatives*, visto che tale numero può essere reso arbitrariamente grande ingrandendo l’area di stima verso zone non coperte da nubi, ove è banale stimare precipitazione nulla. Altri indici più complessi tengono conto del fatto che una assegnazione casuale dei pixel di precipitazione può comunque generare un CSI maggiore di zero: l’ETS (Equitable Threat Score) o l’indice di Hansen e Kuiper (HK) danno valore zero per stime casuali, valori negativi per stime peggiori della casuale e valori maggiori di zero per stime migliori della casuale. Vi è infine da notare che il valore di questi indici dipendono da quanti pixel di precipitazione sono presenti nella mappa, infatti tipicamente una stessa stima può avere valori di ETS diversi a seconda che sia applicata su aree molto o poco piovose, come

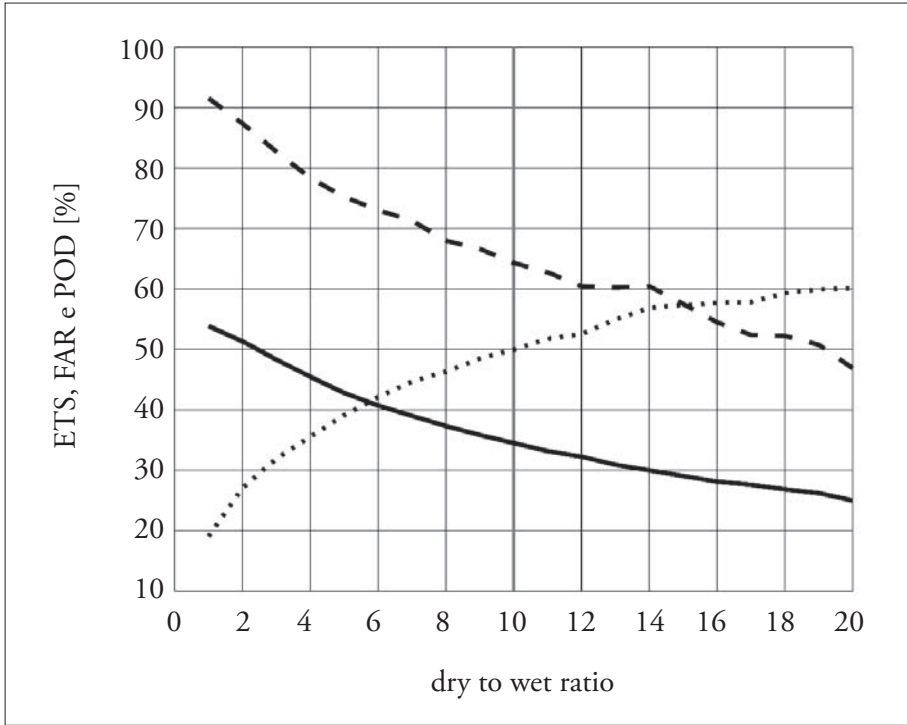


Fig. 1 Andamento di ETS (linea continua), POD (linea tratteggiata) e FAR (linea a punti) al variare del DWR per un esempio di validazione di una tecnica di stima

indicato in figura 1, ove i valori di ETS, POD e FAR sono plottati, per l'applicazione che discuteremo più avanti, in funzione del rapporto tra il numero totale di pixel senza precipitazione e il numero totale di pixel con precipitazione (*dry to wet ratio*, *DWR*). Di seguito diamo l'espressione dei parametri introdotti:

$$\begin{aligned}
 POD &= \frac{H}{H + M} & FAR &= \frac{FA}{H + FA} & CSI = TS &= \frac{H}{H + M + FA} \\
 ETS &= \frac{H - H_{random}}{H + M + FA - H_{random}} & HK &= \frac{H}{H + M} - \frac{FA}{FA + CN}
 \end{aligned}$$

Altre tecniche più avanzate prevedono la “decomposizione di scala” ovvero, supponendo che differenti sorgenti di errori agiscano a diverse scale

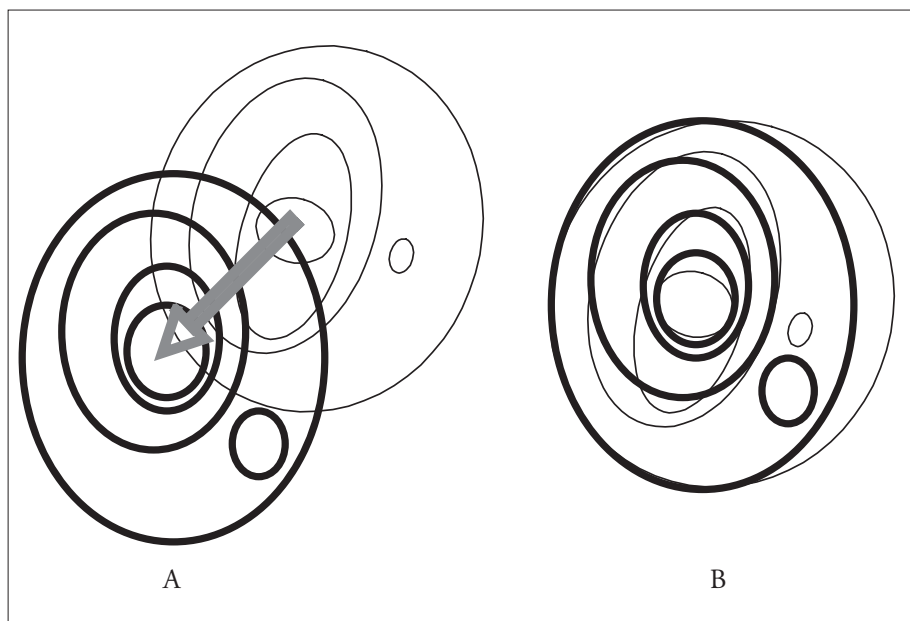


Fig. 2 *Isolinee di precipitazione osservate (linea spessa) e stimate (linea sottile). Dalla configurazione sperimentale A, si valuta l'errore di spostamento e si ottiene la configurazione B, dalla quale si può calcolare l'errore sul volume di pioggia*

spazio-temporali, si conduce l'analisi statistica con diversi intervalli di aggregazione spaziali e temporali, valutando come variano gli indicatori di errore al variare della scala usata. Ciò permette di valutare meglio le prestazioni della tecnica in rapporto anche alle necessità dell'utente.

Un ultimo approccio riguarda la possibilità di disaccoppiare l'errore che si commette nello stimare il volume di pioggia dall'errore nella localizzazione dell'area di pioggia (Ebert e McBride, 2000). Con riferimento alla figura 2A, ove sono disegnate isolinee di precipitazione osservate e stimate, è chiaro come l'applicazione delle tecniche di validazione viste prima dia un risultato basso per tutti gli indici statistici: con tecniche di *pattern matching* è invece possibile centrare i massimi di precipitazione (spostando il pattern stimato secondo la freccia), evidenziando quindi l'errore di localizzazione dell'area di pioggia, per poi valutare l'errore nella stima dell'intensità di precipitazione separatamente nella configurazione di figura 2B. In questo modo da un lato si hanno mezzi per migliorare la tecnica di stima secondo le direzioni indicate e dall'altro si dà all'utente informazioni maggiori sulla natura dell'errore da associare alla stima.

3. RECENTI SVILUPPI E NUOVI SENSORI

In questa sezione verranno descritti alcune recenti approcci alla stima della precipitazione, indicando le possibilità di miglioramento della stima attraverso disdrometri, radar polarimetrici e satelliti con sensori multifrequenza.

3.1 *Disdrometri*

La descrizione più completa della pioggia è data dalla sua distribuzione dimensionale (Drop Size Distribution – DSD) e lo studio della DSD e dei parametri della precipitazione da essa derivabili, ha avuto in questi ultimi anni notevoli sviluppi per due ordini di motivi: da un lato sono stati proposti nuovi strumenti (basati su principi fisici diversi) per misure sempre più affidabili e dall'altro si è vista la necessità di dare informazioni più ricche del semplice rainrate per la calibrazione di sensori per la precipitazione remoti (radar e satelliti).

Riguardo alla strumentazione, bisogna tenere in considerazione che i diversi disdrometri presentano limitazioni intrinseche, derivate dal loro principio di funzionamento e dalla discontinuità spazio-temporale della precipitazione. Negli ultimi anni, molto interesse è stato rivolto al confronto tra disdrometri attraverso campagne sperimentali mirate e osservazioni multi-sensore. Krajewski et. al., (2006) hanno condotto probabilmente lo studio più completo sulla DSD da misure disdrometriche in situ. L'esperimento "Disdrometer Evaluation Experiment" (DEVEX) ha fornito un unico dataset e ha utilizzato quattro disdrometri differenti (un 2D Video Disdrometer, un disdrometro ottico Parsivel, il classico disdrometro di Joss e Waldvogel (JW) e il recente dual beam spectro-pluviometer) e numerosi pluviometri basculanti collocati presso l'Iowa City Municipal Airport, Iowa (U.S.A.) durante la primavera ed estate 2002. I risultati hanno mostrato un buon accordo tra i disdrometri, dopo l'applicazione di algoritmi di correzione per mitigare le inerenti incertezze sperimentali di ciascun strumento. Un esempio di inter-comparazione tra differenti disdrometri è mostrato in figura 3: un disdrometro JW, un pluvio-disdrometro in banda X (PLUDIX) e un pluviometro di tipo tipping-bucket, tutti con possibilità di campionamento inferiore al minuto sono stati confrontati in una campagna di misura di 2 anni presso il Dipartimento di Fisica dell'Università di Ferrara.

Il JW è un disdrometro a impatto elettromeccanico: le gocce colpiscono l'area di misura dello strumento e la quantità di moto ricevuta viene tra-

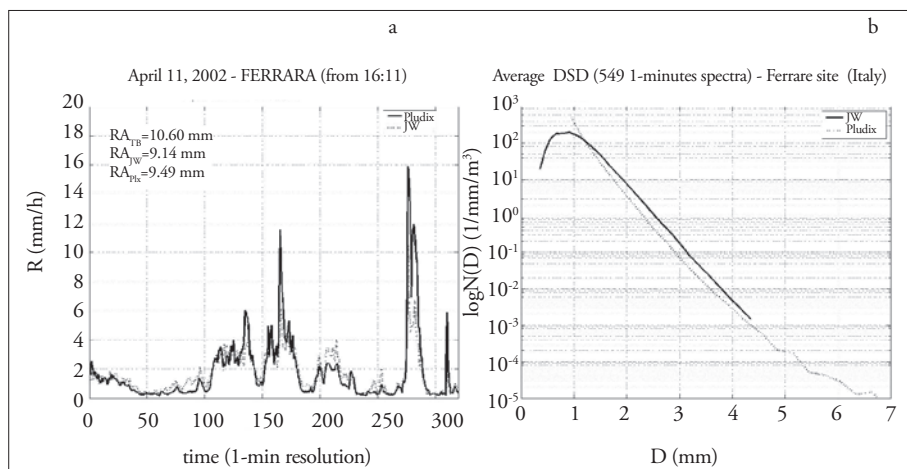


Fig. 3 a. Evoluzione temporale (1-minuto) della precipitazione per l'evento dell'11 Aprile 2002 a Ferrara (Italia) (linea tratteggiata JW; linea continua Pludix). b. Distribuzione dimensionale media per i due strumenti (linea continua JW; linea tratteggiata Pludix) per tutti gli eventi registrati a Ferrara (Italia)

sformata in un impulso elettrico, dalla cui ampiezza è possibile risalire al diametro della goccia incidente (Joss e Waldvogel, 1967). Il Pludix si basa invece su un principio radicalmente diverso: è un radar in banda X a bassa potenza che riceve la radiazione elettromagnetica retrodiffusa dalle idrometeore che cadono, e risale alla loro velocità (e quindi alle loro dimensioni) attraverso l'analisi dello spettro Doppler della radiazione ricevuta (Prodi et al., 2000a).

La necessità di avere due disdrometri contemporaneamente operativi sta nel fatto che, essendo basati su principi fisici diversi, hanno peculiarità diverse. Infatti il JW, campiona un'area di 50 cm^2 e ha una risoluzione temporale di 30 e 60s. Nonostante esso sia il disdrometro più usato in letteratura, soffre del cosiddetto problema del "dead time" che si verifica durante piogge molto intense: può accadere che una goccia colpisca la parte sensibile dello strumento prima che essa sia tornata in posizione di equilibrio. Ciò porta a una sottostima della misurazione delle gocce più piccole, il cui segnale può essere al disotto della soglia di rumore, con conseguente sottostima della precipitazione. Esso ha inoltre un limite di campionamento delle gocce a 5.3 mm come massimo diametro medio misurato. Il numero di classi diametrali di misura è 20 da 0.3 a 5.3 mm come diametro medio. Il PLUDIX campiona su un volume di circa 3 m^3 , quindi con una statistica molto più ampia rispetto al JW ed è particolarmente efficace nella stima delle gocce grosse (fino a 7 mm

in diametro medio). Inoltre il Pludix è in grado di rilevare fino a particelle di grandine (alte frequenze dello spettro Doppler) e neve (basse frequenze dello spettro Doppler), oltre a nebbia, precipitazione molto leggera, ecc. (Prodi et al., 2000b). Lo strumento tuttavia campiona (allo stato attuale dello sviluppo) solo a partire da diametri medi di 0.8 mm (21 classi diametrali), che conduce a una sottostima delle precipitazioni più leggere, e può risentire di effetti di “splash” durante le precipitazioni più intense. È in corso di implementazione un nuovo algoritmo di inversione in grado di contare le gocce a partire da 0.3 invece di 0.8 mm di diametro. Inoltre lo strumento risente, se non opportunamente collocato, di segnali spuri dovuti a oggetti in movimento nelle vicinanze dello strumento che possono creare rumore al di sotto di 50 Hz. Tale rumore non influenza comunque la banda tra 200-600 Hz della pioggia.

L'analisi di precipitazione (fig. 3a) ha mostrato che Pludix tende generalmente a sottostimare le piogge meno intense e a sovrastimare le piogge più intense, se confrontato con JW, e i pluviometri basculanti (Caracciolo et al., 2006). La ragione della sottostima nel caso di eventi di bassa/moderata intensità è il fatto che tali eventi sono caratterizzati da gocce piccole (range diametrale 0.2-0.8 mm), che Pludix non vede, ma che il JW è in grado di rilevare. Al contrario, gli eventi più intensi sono caratterizzati da gocce più grosse, che Pludix rileva. In questi eventi lo strumento fornisce valori vicini e talvolta superiori ai basculanti; si suppone che in questi casi Pludix fornisca valori più realistici, dato che il JW rileva al massimo gocce con diametri 5.3 mm rispettivamente e date le ben note difficoltà dei pluviometri durante le piogge intense, dovute soprattutto al meccanismo di basculamento. Misure simultanee di DSD sono confrontate (fig. 3b) mostrando un buon accordo tra i disdrometri nel *range* diametrale intermedio (1-3 mm), che i due disdrometri rilevano.

3.2 Radar polarimetrici

I radar polarimetrici trasmettono onde elettromagnetiche polarizzate verticalmente e orizzontalmente e ricevono segnali retrodiffusi nelle loro componenti co-polari e cross-polari. Poiché le idrometeore illuminate non sono esattamente sferiche, le sezioni d'urto di retrodiffusione non sono le stesse per le differenti polarizzazioni. Le onde elettromagnetiche che si propagano attraverso la precipitazione sono infatti soggette a diffusione, attenuazione, attenuazione differenziale, spostamento di fase differenziale e depolarizzazione. Le proprietà dei segnali cambiano continuamente mano a mano che l'onda si propaga dando informazioni

che possono essere utilizzate per stimare dimensione delle idrometeore, forma, orientazione e fase termodinamica. Questo tipo di misure può fornire stime di precipitazione, rilevamento di grandine, discriminazione tra pioggia e neve, e tra le più recenti applicazioni si possono annoverare la classificazione delle idrometeore e la distinzione tra bersagli biologici e meteorologici.

Descriviamo le due quantità derivate dagli osservabili polarimetrici che chiameremo variabili polarimetriche e che costituiscono il punto di partenza per un algoritmo di classificazione delle idrometeore di cui mostreremo un esempio (Celano et al., 2006).

Il fattore di riflettività radar per unità di volume in polarizzazione orizzontale (Z_h) è definito come:

$$Z_h = \int_0^{D_{\max}} N(D) D_h^6 dD$$

dove D_h è la dimensione della particella in direzione orizzontale come è vista dal radar. La riflettività è spesso espressa in dBZ ($10\log Z_{h,v}$), con un'incertezza tipica di 1 dB.

Poiché la riflettività radar è proporzionale al numero di particelle e alla sesta potenza del loro diametro, essa è particolarmente sensibile, più che al numero delle particelle per unità di volume, alla dimensione delle stesse. La crescita di un fattore 2 nel diametro di una popolazione di particelle corrisponde a un aumento di 18 dB in riflettività, una crescita di un fattore 2 nella concentrazione aumenta la riflettività di soli 3 dB.

La riflettività differenziale (Z_{DR} , in dB) è calcolata dalla riflettività orizzontale e verticale:

$$Z_{DR} = 10\log(Z_h / Z_v)$$

Le gocce di pioggia, cadendo, tendono ad appiattirsi orientandosi con l'asse maggiore in linea con l'orizzontale, restituendo valori di Z_h maggiori di Z_v . Per precipitazioni convettive la riflettività differenziale varia tipicamente tra 0.5 e 4 dB e cresce con l'intensità. Precipitazioni poco intense con valori di riflettività compresi tra 20 e 30 dB spesso hanno riflettività differenziali comprese tra 0.1 e 0.5 dB. Cristalli di ghiaccio che cadono con l'asse maggiore quasi orizzontale hanno riflettività differenziali comprese tra 0 e 5 dB, a seconda del tipo di cristallo di ghiaccio.

Per particelle anisotropiche (i.e. idrometeore con un'orientazione preferenziale come ad esempio gocce di pioggia e cristalli di ghiaccio) la riflettività

differenziale è una misura della oblatezza o prolatezza pesata dal fattore di riflettività.

Graupel, grandine e idrometeore formatesi per aggregazione tendono a rotolare mentre cadono. Per una popolazione di idrometeore con una distribuzione di orientazione completamente casuale, le riflettività orizzontali e verticali dovrebbero essere uguali, restituendo valori nulli di riflettività differenziale. Tuttavia le idrometeore che cadono rotolando restituiscono generalmente valori leggermente positivi o leggermente negativi.

Come rapporto di fattori di riflettività la riflettività differenziale dovrebbe essere abbastanza insensibile alla calibrazione hardware del radar: tipiche incertezze nella misura sono dell'ordine di 0.2–0.3 dB.

La riflettività differenziale può essere utilizzata per stime di precipitazione, rilevamento di grandine, discriminazione tra fase liquida e solida della precipitazione e rilevamento di bersagli biologici. Infine, zone di intensa precipitazione possono provocare attenuazione differenziale e ingenerare un bias negativo nei dati.

Altre variabili polarimetriche sono: il rapporto di depolarizzazione lineare (LDR), il coefficiente di correlazione cross-polare (ρ_{hv}), la fase di propagazione differenziale (ϕ_{DP}), e la fase di propagazione differenziale specifica (K_{DP}), che richiedono sistemi di acquisizione sofisticati e sono pertanto raramente implementate sui radar operativi.

Presenteremo ora un cenno ai risultati della classificazione delle idrometeore applicata a eventi di precipitazione. L'algoritmo usato è in logica fuzzy, ed è un adattamento ai due soli parametri polarimetrici Z_h e Z_{DR} dell'algoritmo a sei parametri di Zrnic et al. (2001): il classificatore mappa un punto dello spazio bidimensionale dei parametri misurabili con una classe di idrometeore. Il punto cruciale di ogni schema di classificazione è la partizione di tale spazio generato dai parametri disponibili in sottoinsiemi tali che ognuno possa essere associato a una classe specifica.

Nel caso della classificazione delle idrometeore le funzioni di probabilità per le diverse classi non sono ottenibili, per cui si considerano anziché funzioni di probabilità, funzioni di appartenenza in logica fuzzy. Queste funzioni di appartenenza mappano lo spazio delle variabili con un valore di verità che anziché assumere solamente i due valori discreti 0 (falso) e 1 (vero) come succede nella logica classica, può assumere qualsiasi valore reale nello stesso intervallo. L'assegnazione viene fatta all'idrometeora che massimizza il valore di verità sul piano mappato dalle variabili polarimetriche considerate, ammesso che questo valore superi una soglia di accettazione opportunamente stabilita. I valori delle funzioni di appartenenza sono definiti secondo i limiti

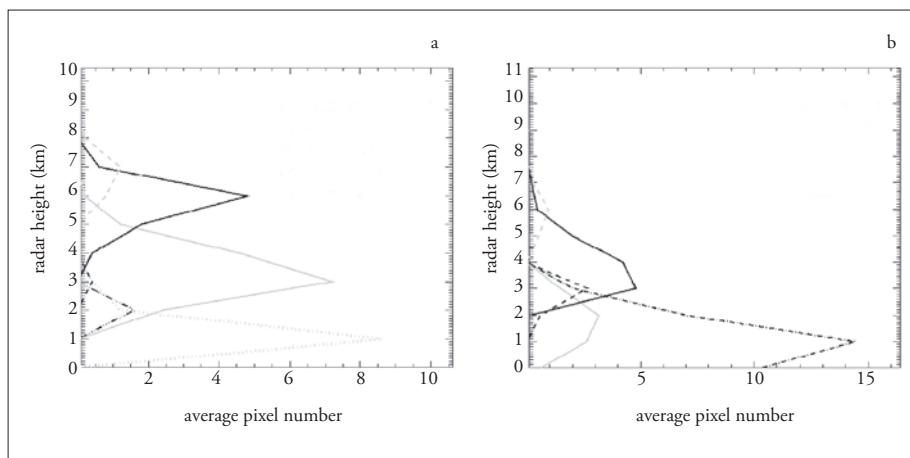


Fig. 4 *Profili verticali di idrometeore ottenuti da classificazione multiparametrica per un caso di convezione profonda (a) e convezione debole (b). Linee diverse corrispondono alle diverse idrometeore: precipitazione intensa (grigia punteggiata), precipitazione moderata (tratto punto nero), graupel (grigia continua), neve (nera continua), cristalli di ghiaccio (grigia tratteggiata)*

tra classi di idrometeore presentati nel lavoro di Straka et al (2000). Tipicamente queste funzioni hanno la forma di trapezoidi, nel senso che valgono uno sull'intervallo di maggior confidenza e decrescono linearmente a zero ai margini dello stesso.

Per alcuni casi di precipitazione occorsi nella Pianura Padana, e osservati da almeno uno dei due radar polarimetrici gestiti dall'ARPA-SIM della regione Emilia Romagna, si è proceduto a classificare il volume radar, per poter ricavare dei profili verticali di idrometeore che descrivessero in senso microfisico la struttura della nube. In figura 4 sono rappresentati due esempi di profili, per un evento convettivo profondo (fig. 4a) e per un evento di convezione meno intensa (fig. 4b). Senza entrare nel dettaglio della descrizione, che si può trovare in Celano et al. (2006), è evidente la ricchezza di informazioni presente nel dato polarimetrico. La precipitazione intensa al suolo è caratterizzata da spessi strati di neve e graupel agli strati superiori della nube (fig 4a), mentre la precipitazione moderata presenta quantità marcatamente inferiori di ghiaccio sovrastante (fig 4b). La classificazione ai bassi livelli consente di discriminare la fase e la tipologia di precipitazione, inferendo la dimensione delle gocce, inoltre la conoscenza della struttura verticale della nube può essere inclusa nel processo di stima della precipitazione al suolo.

3.3 Sensori satellitari multispettrali

La piena operatività del sensore SEVIRI (Spinning Enhanced Visibile and Infra-Red Imager) in orbita sul METEOSAT-8 (Meteosat Second Generation) ha aperto nuove possibilità per il monitoraggio della precipitazione dallo spazio in area Europea. Il sensore fornisce dati in 12 bande spettrali (da 0.65 a 13.4 μm) ogni quindici minuti, su una griglia spaziale di circa 3.5x4.5 km alle nostre latitudini, e consiste nello strumento più avanzato in orbita geostazionaria. Molte tecniche sono allo studio per sfruttare pienamente il nuovo dataset disponibile, sia con approccio fisico che statistico. Una tecnica basata su reti neurali è stata recentemente messa a punto dall'Università di Ferrara in collaborazione col Servizio Meteorologico inglese (Capacci e Conway, 2005) e applicata per la prima volta a dati SEVIRI sull'area del Friuli Venezia Giulia nell'ambito di un progetto finanziato dal MIUR per la previsione delle malattie delle piante (Porcù et al, 2005).

La rete neurale è formata da nodi di ingresso, attraverso i quali si acquisiscono i dati satellitari nei vari canali, nodi nascosti e un nodo di uscita. I nodi sono connessi tra loro da valori numerici denominati "pesi". Nella fase di training, la rete neurale viene addestrata sul training data set, e algoritmi basati sulla minimizzazione della funzione errore aggiustano i pesi delle rete neurale, in modo da riprodurre al meglio la classificazione pioggia-non pioggia nota *a priori* (in questo caso fornita dal radar dell'OSMER-FVG di Fossalon di Grado) e inserita nel nodo di uscita.

Una volta determinati i pesi, la rete neurale viene applicata al testing data set: il nodo di uscita fornisce la classificazione pioggia-non pioggia, che può essere confrontata con la classificazione pioggia-non pioggia del radar, su aree non utilizzate per la calibrazione.

Precedenti studi (Capacci e Conway, 2005) suggeriscono l'utilizzo di soli sei nodi di ingresso in cui inserire le radianze di sei canali SEVIRI (0.65, 1.6, 3.9, 8.5, 10, 11 μm). Le prestazioni del classificatore pioggia-non pioggia così ottenuto sono valutate tramite il parametro ETS precedentemente definito. Visto l'obiettivo ultimo del lavoro, cioè produrre mappe di precipitazione per la stima del tempo di bagnatura fogliare, è stata scelta una soglia di precipitazione piuttosto bassa, prendendo come riferimento valori tipici della rugiadazione, assegnando precipitazione quando la misura del radar supera i 0,1 mm/h. La procedura precedentemente sviluppata e validata sulle Isole Britanniche, viene per la prima volta qui applicata ai dati SEVIRI in area mediterranea.

La validazione è stata eseguita per questo lavoro su i primi 15 giorni dell'agosto 2004: si sono confrontate le cumulate orarie derivate da satellite (se-

	RADAR/PLUVIOMETRI	RADAR/SATELLITE	PLUVIOMETRI/SATELLITE
ETS (%)	41	40	27
POD (%)	90	68	65
FAR (%)	55	46	65

Tab. 1 *Parametri statistici per la valutazione della tecnica applicata ai primi quindici giorni di agosto 2004 sul Friuli Venezia Giulia*

condo la tecnica descritta) dal radar di Fossalon di Grado, e dalle stazioni disponibili al progetto, su un dataset completamente disgiunto da quello usato per il training-testing della tecnica. I risultati sono riportati in tabella 1 in termini di ETS, POD e FAR, per confronti tra mappe radar e satellite, mappe radar e dati pluviometrici puntuali e mappe satellite e dati pluviometrici puntuali.

I risultati rimarcano alcune considerazioni fatte più sopra. Notiamo intanto che le migliori similitudini si hanno per i confronti pluviometri/radar (ETS=41), che rappresentano i due strumenti solitamente usati per calibrare e validare stime da satellite, in quanto ritenuti meno affetti da errori. Buona parte delle discrepanze nascono dall'elevato numero di falsi allarmi (FAR=55) il che indica come problematico la scelta di una soglia di precipitazione inferiore alla sensibilità del pluviometro (0.1 mm/h). L'elevato FAR caratterizza anche gli altri confronti, e uguaglia il POD nel caso pluviometri/satellite: va notato a questo proposito che tipicamente la distribuzione della precipitazione rispetto all'intensità segue un legge di potenza, per cui in una mappa il numero di punti con intensità vicina alla soglia di precipitazione sono la netta maggioranza. Ciò conferma il notevole impatto negativo sul valore degli indicatori statistici nel scegliere una soglia confrontabile con la sensibilità degli strumenti.

Inoltre va considerato che per il periodo analizzato il *DWR* è superiore a 20, mentre nella discussione del paragrafo 2.2 (fig. 1), si evidenzia come valori di ETS più alti possano essere ottenuti operando in situazioni di maggiore estensione di aree di precipitazione. La stessa tecnica applicata in altre regioni ha portato per situazioni estive valori di ETS attorno al 50%.

4. CONSIDERAZIONI FINALI

La stima della precipitazione da sensori remoti è una risorsa che interessa tipologie diversificate di utenti, ciascuno con le proprie esigenze di accuratezza e di affidabilità del dato, e quindi con la necessità di conoscere la struttura del-

l'errore da associare alla stima. Tuttavia non vi sono al momento strumenti in grado di fornire dataset di riferimento affidabili e pienamente confrontabili, sia come formato che come grandezza fisica misurata, con stime da sensore remoto. L'approccio che si sta tentando è ora l'utilizzo combinato di radar polarimetrici e di reti dense di pluviometri e disdrometri al suolo, in modo da guidare la stima radar attraverso la conoscenza della fisica della precipitazione. Mappe così costruite possono allora essere usate per calibrare e/o validare stime di precipitazione da satellite, ma sempre sapendo che parte delle discrepanze trovate possono essere anche dovute a errori nella mappa presa come verità al suolo.

Questa situazione, unita al fatto che radar polarimetrici efficienti non sono ancora diffusi sul territorio, porta a dover considerare un ampio spettro di tecniche di confronto tra mappe di precipitazione, per cercare di dare una misura dell'errore il meno dipendente possibile dalle caratteristiche del dataset preso come riferimento.

In questo lavoro è stato mostrato un esempio riguardante la prima applicazione ad area italiana di una tecnica di stima alle reti neurali che fa uso dei dati multispettrali del sensore SEVIRI in orbita geostazionaria sul METEOSAT-8. La necessità applicativa nasceva dal tentativo di utilizzare mappe di precipitazione da satellite per la stima della durata della bagnatura fogliare per la prevenzione dello sviluppo di malattie delle piante (Plasmopara viticola). La richiesta dell'utente era di avere una indicazione su base oraria della presenza delle aree di precipitazione alla maggior risoluzione spaziale possibile.

I risultati hanno mostrato che il porre una soglia di precipitazione molto bassa incide sulle prestazioni della tecnica se analizzate con parametri discreti, questo dovuto prevalentemente alla diversità intrinseca del dato di precipitazione dei tre strumenti confrontati, che è maggiormente evidenziata nelle precipitazioni leggere.

Infine va rimarcato che l'applicare la tecnica alle reti neurali a un database completo estivo in una situazione operativa come quella oggetto del presente studio, può portare ad avere il DWR a valori molto alti (superiori a 10), mentre conviene averlo inferiore a 5 per ottimizzare le prestazioni della tecnica. Ciò potrebbe ipotizzare una procedura operativa che attivi la stima da satellite solo se il DWR è inferiore a determinati valori.

ABSTRACT

The estimation of precipitation. Precipitation is one of the geophysical parameters with higher variability in space and time at all scales, and it is key factor in many aspects of the

Earth system dynamics and a basic data for a wide class of users. Research is undertaken in the last decades to investigate basic precipitation characteristics and to propose new instruments and techniques to estimate the rain amount at the ground.

A critical step in developing any rainfall estimation technique is the establishment of a proper validation procedure, to provide the user a reliable description of the accuracy of the estimation. Different approaches are presented here, making use of different instruments and techniques: the use of disdrometers, polarimetric radar and multispectral space-borne sensors is discussed and few validation techniques are presented.

Finally, a satellite-based rainfall estimation technique is discussed in the frame of the leaf wetness assessment problem: for one precipitating event occurred in Friuli on the 9 May 2004, radar and satellite data are processed in order to obtain precipitation maps by mean of a neural network scheme. The accuracy of such maps is assessed, evaluating the potential of the satellite point of view for its application outside the radar domain too.

BIBLIOGRAFIA

- BACCHI B., RANZI R. e BORGA M. (1996): *Statistical characterization of spatial patterns of rainfall cells in extratropical cyclones*, «J. Geoph. Res.», 101: 26277-26286.
- BORGA, TONELLI M. e F. (2000): *Adjustment of radar-dependent bias in radar rainfall estimates*, «Phys. Chem. Earth» (B), 25, pp. 909-914.
- CAPACCI D. and CONWAY B. (2005): *Delineation of precipitation areas from MODIS visible and infrared imagery with artificial neural networks*, «Meteorol. Appl.», 12, pp. 291-305.
- CARACCILO C., PRODI F. and UIJLENMOET R. (2006): *Comparison between pluxid and impact/optical disozometers during rainfall measurement campaigns*, «Atm. res.», 82 (1-4), pp. 137-163.
- CELANO M., PORCÙ F., ALBERONI P. P. e PRODI F. (2006): *On the combined use of satellite multispectral and radar polarimetric measurements to infer cloud microphysics*, Submitted to «Meteorology and Atmospheric Physics».
- CICOGNA A., DIETRICH S., GANI M., GIOVANARDI R., SANDRA M. (2005): *Use of meteorological radar to estimate leaf wetness as data input for application of territorial epidemiological model (downy mildew - Plasmopara viticola)*, «Physics and Chemistry of the Earth», 30, pp. 201-207.
- DALLA MARTA A., DE VINCENZI M., DIETRICH S., ORLANDINI S. (2005): *Neural network estimation of leaf wetness duration: application to a Plasmopara viticola infection forecasting*, «Physics and Chemistry of the Earth», 30, pp. 91-96.
- EBERT E.E. and MCBRIDE J.L. (2000): *Verification of precipitation in weather systems: Determination of systematic errors*, «J. Hydrology», 239, pp. 179-202.
- HUGHES C., STRANGEWAYS I.C. e ROBERTS A. M. (1993): *Field evaluation of two aerodynamic raingauges*, «Weather», 48, pp. 66-71.
- JOSS J. and WALDVOGEL A. (1967): *Ein Spektrograph fuer Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung*, «Pure Appl. Geophys.», 68, pp. 240-246.
- KRAJEWSKI W.F., KRUGER A., CARACCILO C., GOLÉ P., BARTHES L., CREUTIN J.-D., DELAHAYE J.-Y., NIKOLOPOULOS E.I., OGDEN F., VINSON J.-P. (2006): *DEVEX-Disdrometer Evaluation Experiment: Basic results and implications for hydrologic studies*, «Advances in Water Resources», 29, pp. 311-325.

- LEVIZZANI V. (2003): *Satellite rainfall estimations: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project*, «Annals of Geophysics», 46, pp. 363-372.
- KIDDER S. Q. e VONDER HAAR T. H. (1997): *Satellite meteorology: an introduction*, Academic Press, San Diego, pp. 446.
- PORCÙ F., CAPACCI D., PRODI F., DIETRICH S., SANTORELLI E. (2005): *La precipitazione da satellite: un prodotto alternativo per le applicazioni agrometeorologiche di monitoraggio ambientale*, «Rivista Italiana di Agrometeorologia», 3, pp. 51-55.
- PRODI F., TAGLIAVINI A., PASQUALUCCI F. (2000a): *Pludix: an X-band sensor for measuring hydrometeors size distributions and fall rate*, Proc. 13th ICCP, pp. 338-339.
- PRODI F., TAGLIAVINI A., PASQUALUCCI F. (2000b): *Time variability in rainfall events observed by Pludix*, «Phys. Chem. Earth» (B), 25, pp. 959-963.
- RUBEL F. (1996): *Scale dependent statistical precipitation analysis*, Proc. of the Int. Conf. on Water Resour. & Environ. Res., 29-31 ottobre 1996, Kyoto, pp. 317-324.
- STRAKA J.M., ZRNIC D.S., RYZHKOV A.V. (2000): *Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations*, «J. Appl. Meteor.», 39, pp. 1341-1372.
- WILKS D.S. (1995): *Statistical Methods in Atmospheric Sciences. An introduction*, Academic Press, San Diego, 467 pp.
- ZRNIC D.S., RYZHKOV A., STRAKA J., LIU Y. and VIVEKANANDAN J. (2001): *Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types*, «J. Atmos. Oceanic Technol.», 18, pp. 892-913.

