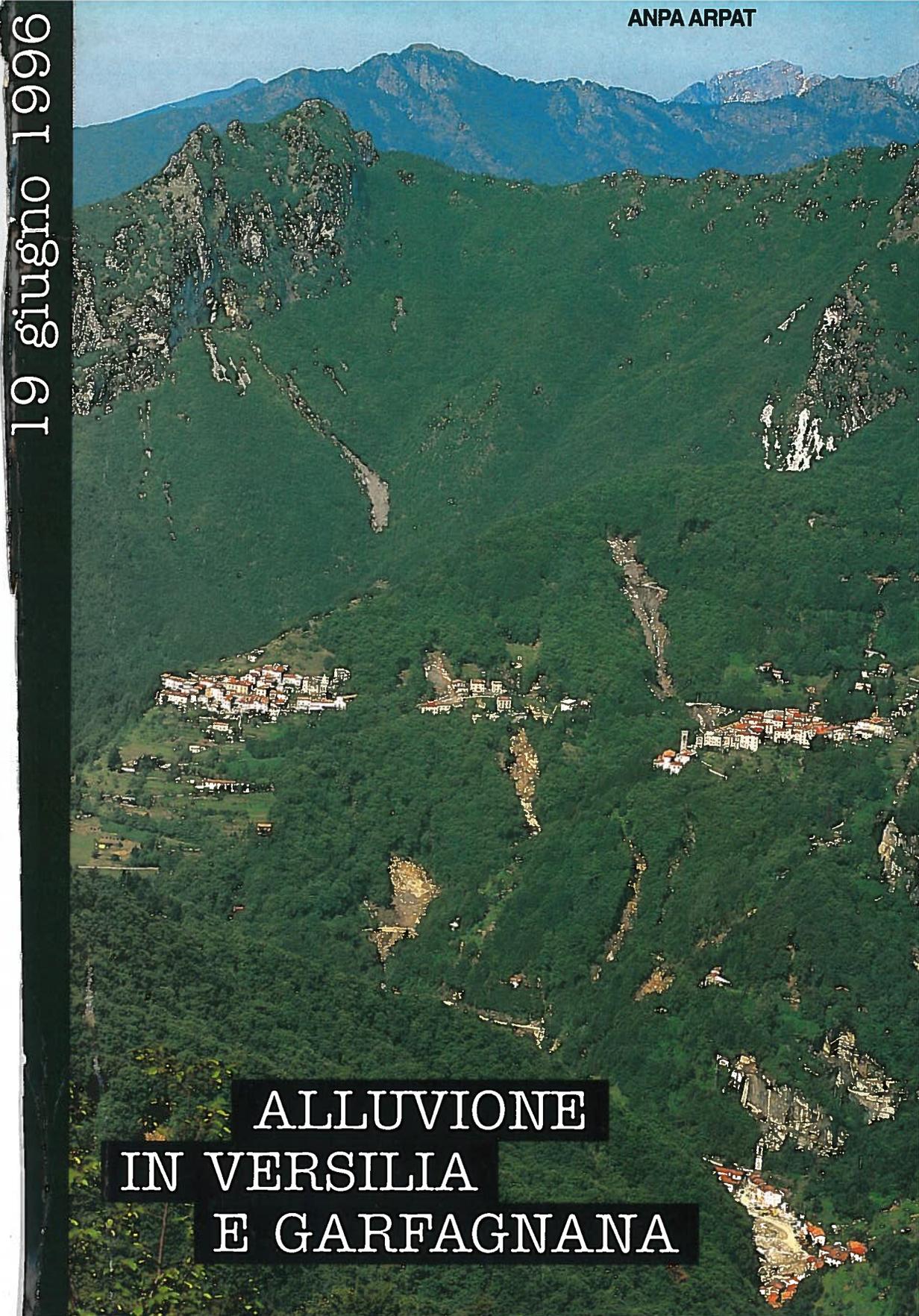
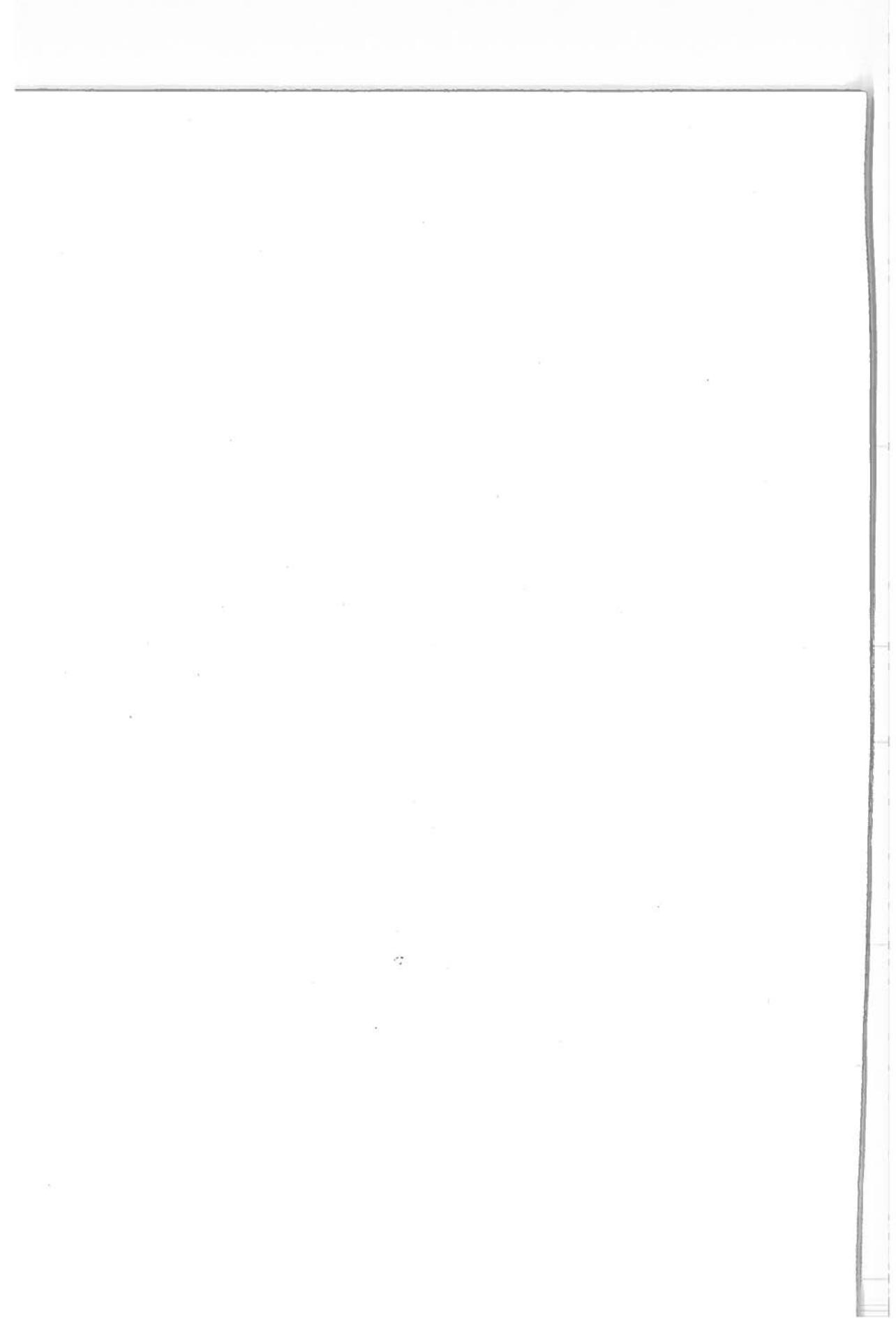


19 giugno 1996

An aerial photograph of a mountain valley. The landscape is dominated by dense green forests covering the slopes. Several mountain peaks are visible in the background, some with rocky outcrops. In the middle ground, there are several small towns or villages with buildings clustered together. A prominent feature is a large, light-colored area of mud and debris that has flowed down a valley, indicating a major flood event. The sky is clear and blue.

ALLUVIONE
IN VERSILIA
E GARFAGNANA

**19 giugno 1996:
alluvione in Versilia e Garfagnana.
Un caso di studio**



19 GIUGNO 1996: ALLUVIONE IN VERSILIA E GARFAGNANA

Un caso di studio

a cura di
Renzo Rosso e Leonello Serva

contributi di

*Marcello BRUGIONI, Paolo BURLANDO, Filippo BUSSOTTI, Gianluca GALLI, Bernardo GOZZINI, Alessandro LIPPI,
Marco MANCINI, Giampiero MARACCHI, Alessandro MARZOCCHI,
Giovanni MENDUNI, Francesco MENEGUZZO, Giuliano REBECHI, Renzo ROSSO, Leonello SERVA, Eutizio VITTORI*

ANPA

Agenzia nazionale per la protezione dell'ambiente

ARPAT

Agenzia regionale per la protezione ambientale della Toscana

**19 giugno 1996: alluvione in Versilia e Garfagnana.
Un caso di studio**

© 1998, ANPA-ARPAT

Coordinamento editoriale: Pietro Bertoli, ARPAT - Settore tecnico CEDIF

Composizione: Litografia IP - Firenze

Stampa: Grafiche Il Fiorino - Sesto Fiorentino

Progetto grafico: Franco Signorini

Foto di copertina: Erio Folli

AUTORI

Marcello Brugioni, geologo, responsabile dell'Ufficio difesa del suolo della Provincia di Firenze. Si occupa prevalentemente delle problematiche inerenti il rischio idraulico e idrogeologico.

Paolo Burlando, insegna Idrologia e gestione delle risorse idriche presso il Politecnico federale di Zurigo. Ha svolto la propria attività didattica presso l'Università per stranieri di Perugia e il Politecnico di Milano. Si occupa di rischio idrogeologico, di sistemazione dei bacini idrografici e di analisi e pianificazione delle risorse idriche.

Filippo Bussotti, ricercatore presso il Dipartimento di Biologia vegetale dell'Università di Firenze. Responsabile di ricerche sul comportamento ecofisiologico degli ecosistemi forestali soggetti a condizioni di stress.

Gianluca Galli, agronomo, libero professionista, dottore di ricerca in Ingegneria agraria. Analista ambientale, specialista in procedure di riqualificazione territoriale e sistemazioni idrauliche con tecniche di ingegneria naturalistica.

Bernardo Gozzini, ricercatore presso il Ce.s.i.a., Centro di studio per l'applicazione dell'informatica in agricoltura-Accademia dei Georgofili. Collabora con la Fondazione per la meteorologia applicata nella realizzazione del progetto La.M.M.A. della Regione Toscana.

Alessandro Lippi, Direttore generale dell'ARPAT.

Marco Mancini, professore associato di Costruzioni idrauliche, insegna Sistemazioni di bacini idrografici al Politecnico di Milano. Si occupa, fin dall'inizio della sua carriera, di idrologia superficiale con particolare attenzione ai problemi di piena e di bilancio idrologico.

Giampiero Maracchi, ordinario di Agrometeorologia e climatologia presso l'Università di Firenze, direttore dell'Istituto per l'Agrometeorologia e l'analisi ambientale applicata all'agricoltura del CNR; presidente della Fondazione per la meteorologia applicata.

Alessandro Marzocchi, geologo presso il Genio Civile di Siena. Si occupa di geologia applicata alla pianificazione urbanistica, della progettazione cave e delle bonifiche di siti inquinati.

Giovanni Menduni, professore associato di Idraulica presso il Politecnico di Milano, insegna Meccanica dei fluidi. Si occupa di idraulica fluviale e, in particolare, di problemi inerenti il trasporto solido.

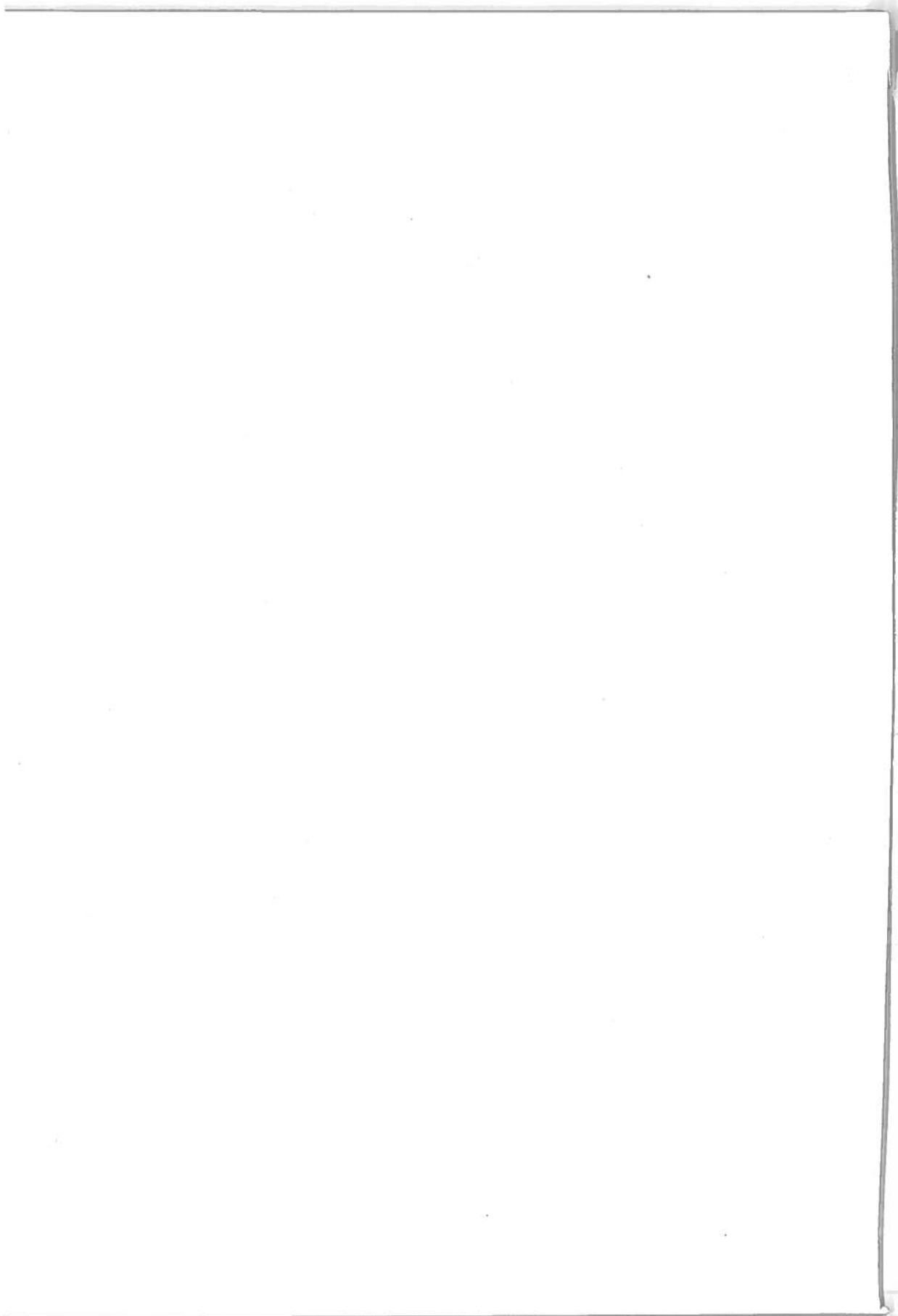
Francesco Meneguzzo, fisico, ufficiale previsore meteorologo dell'Aeronautica militare. Collabora con la Fondazione per la meteorologia applicata nella realizzazione del progetto La.M.M.A. della Regione Toscana.

Giuliano Rebecchi, giornalista. Cura le pubbliche relazioni e la comunicazione del Comune di Pietrasanta.

Renzo Rosso. Ordinario di Costruzioni idrauliche presso il Politecnico di Milano. Ha svolto la propria attività scientifica e didattica presso il Consiglio Nazionale delle Ricerche, le Università di Genova e Firenze, l'Università per stranieri di Perugia e la Colorado State University. Si occupa di progetti di mitigazione del rischio idrometeorologico e di pianificazione di sistemi idrici in Europa, Africa e America del Sud.

Leonello Serva, geologo, responsabile del Settore difesa del suolo dell'ANPA. Si occupa, tra l'altro, di vulnerabilità dell'ambiente a fronte di fenomeni naturali eccezionali quali terremoti e inondazioni.

Eutizio Vittori, geologo, opera nel Settore difesa del suolo dell'ANPA. Si occupa, in particolare, dei rischi indotti da fenomeni naturali sia di breve che di lungo periodo.



INDICE

Presentazione di <i>Vannino Chiti</i>	pag. 10
Prefazione di <i>Walter Ganapini e Alessandro Lippi</i>	” 11
1. Introduzione	” 13
1.1. Finalità, organizzazione e limiti dello studio <i>Renzo Rosso, Leonello Serva</i>	” 15
1.1.1. L'impostazione interdisciplinare	” 15
1.1.2. Gli obiettivi e i limiti della ricerca	” 16
1.1.3. Il gruppo di lavoro	” 18
1.2 L'evento <i>Marcello Brugioni, Giovanni Menduni, Eutizio Vittori</i>	” 21
1.2.1 L'area interessata	” 21
1.2.2. Cronologia	” 22
1.2.3. L'impatto sul territorio e sulla popolazione.	” 23
2. Caratteri idrometeorologici dell'evento.	” 25
2.1 Inquadramento meteorologico e modellazione matematica della precipitazione principale <i>Bernardo Gozzini, Giampiero Maracchi, Francesco Meneguzzo</i>	” 27
2.1.1. Meteorologia a scala sinottica e alla mesoscala	” 27
2.1.2. Il nubifragio e la sua distribuzione spaziale e temporale	” 33
2.1.3. La predicibilità dell'evento tramite modelli atmosferici ad area limitata	” 37
2.1.4. La procedura CORP di <i>downscaling</i> dinamico	” 43
2.2. Caratterizzazione idrologica e prevedibilità statistica del nubifragio <i>Paolo Burlando, Renzo Rosso</i>	” 57
2.2.1. Stazioni di rilevamento e serie storiche disponibili	” 57
2.2.2. La previsione statistica dei valori estremi	” 64
2.2.3. La valutazione delle piogge a frequenza assegnata	” 65
2.2.4. La caratterizzazione in frequenza dell'evento pluviometrico	” 74
3. Caratteri del territorio	” 85
3.1. Caratteristiche climatiche, fisiografiche e morfologiche <i>Marcello Brugioni, Bernardo Gozzini, Alessandro Marzocchi</i>	” 87
3.1.1. Clima	” 87
3.1.2. Lineamenti fisiografici	” 91
3.1.3. Lineamenti morfologici e idrografici	” 94
3.2. Geolitologia <i>Alessandro Marzocchi</i>	” 103
3.2.1. Lineamenti tettonici	” 103
3.2.2. Lineamenti geologici (paleogeografici e stratigrafici)	” 106
3.3. Uso del suolo <i>Gianluca Galli</i>	” 111

3.3.1. Generalità e metodo d'indagine	”	111
3.3.2. Caratterizzazione dello stato attuale	”	112
3.4. La vegetazione e la flora	”	115
<i>Filippo Bussotti</i>		
3.4.1. Generalità	”	115
3.4.2. I piani vegetazionali	”	116
3.5. Caratterizzazione idrologica della capacità di assorbimento del terreno	”	123
<i>Marco Mancini, Renzo Rosso</i>		
3.5.1. Introduzione	”	123
3.5.2. Il modello di assorbimento del terreno	”	124
3.5.3. Distribuzione spaziale della capacità di assorbimento	”	127
3.6. L'evoluzione storica del territorio	”	137
<i>Alessandro Lippi, Giuliano Rebecchi</i>		
3.6.1. Identità storica, culturale e geografica	”	137
3.6.2. L'evoluzione dell'attività marmifera e il nuovo sistema viario	”	138
3.6.3. I mutamenti dell'economia e degli insediamenti produttivi	”	140
3.6.4. I due poli dello sviluppo odierno: industria del marmo e industria del turismo	”	142
4. Caratteri idrologici dell'evento	”	143
4.1. Dinamica dell'evento di piena	”	145
<i>Marco Mancini</i>		
4.1.1. Introduzione	”	145
4.1.2. Il modello matematico distribuito: descrizione e applicazione	”	146
4.1.3. L'area di studio e i dati disponibili	”	149
4.1.4. La simulazione degli idrogrammi di piena	”	153
4.2. La valutazione delle portate di rischio lungo la rete idrografica	”	167
<i>Marco Mancini, Renzo Rosso</i>		
4.2.1. Introduzione	”	167
4.2.2. La modellazione geomorfoclimatica distribuita	”	169
4.2.3. Analisi della sollecitazione idrologica del 19 giugno 1996	”	181
5. Caratteri idrologici e geomorfologici dei dissesti	”	193
5.1. Tipologia dei dissesti osservati	”	195
<i>Marcello Brugioni, Alessandro Marzocchi</i>		
5.1.1. Il quadro dei dissesti osservati	”	195
5.1.2. Distribuzione dei dissesti ed ipotesi generali sui meccanismi di innesco	”	202
5.2. Predicibilità e simulazione numerica delle soglie idrologiche di innesco	”	209
<i>Marcello Brugioni, Giovanni Menduni</i>		
5.2.1. Generalità	”	209
5.2.2. La discretizzazione del territorio nella modellistica distribuita	”	211
5.2.3. Modelli distribuiti di stabilità dei versanti	”	213

5.2.4. Il modello di stabilità alla scala di cella proposto per il caso in esame	” 214
5.3. Il bacino campione della Capriola e l'area di Cardoso <i>Marcello Brugioni, Filippo Bussotti, Gianluca Galli, Alessandro Marzocchi, Giovanni Menduni</i>	” 231
5.3.1. Parametri fisiografici e geolitologia	” 231
5.3.2. Uso dei suoli e copertura vegetale	” 237
5.3.3. I dissesti osservati sull'area campione	” 240
5.3.4. Il ruolo del bosco	” 246
5.3.5. Il modello matematico spazialmente distribuito	” 251
6. Il ruolo della predicibilità e della prevedibilità nella gestione ambientale del rischio idrogeologico <i>Marcello Brugioni, Paolo Burlando, Filippo Bussotti, Gianluca Galli, Bernardo Gozzini, Marco Mancini, Giampiero Maracchi, Alessandro Marzocchi, Giovanni Menduni, Francesco Meneguzzo, Renzo Rosso, Leonello Serva, Eutizio Vittori</i>	” 261
6.1. Predicibilità idrometeorologica dell'evento	” 261
6.1.1. Introduzione	” 261
6.1.2. Quadro meteorologico e modellazione atmosferica	” 261
6.1.3. Accoppiamento dei modelli atmosferici e idrologici	” 264
6.2. Prevedibilità statistica del nubifragio e della piena	” 264
6.2.1. Introduzione	” 264
6.2.2. Eventi eccezionali e probabilità dei valori estremi	” 266
6.2.3. Sintomi osservabili di non stazionarietà	” 270
6.3. Prevedibilità statistica del rischio di piena	” 274
6.3.1. Introduzione	” 274
6.3.2. Frequenza dei nubifragi e delle piene temibili	” 275
6.3.3. Sensitività climatica del rischio di piena	” 275
6.4. Gli interventi strutturali e non strutturali di mitigazione del rischio idraulico e il loro inquadramento nella gestione ambientale	” 278
6.4.1. L'insegnamento dell'evento del 19 giugno 1996	” 278
6.4.1. I criteri d'intervento	” 280
6.4.3. Le misure non strutturali di mitigazione	” 282
6.4.4. Gli interventi strutturali	” 286
6.5. Una proposta sul possibile contributo del sistema delle Agenzie ambientali in materia di difesa del suolo	” 293
APPENDICE Possibilità e limiti di sistemazioni naturalistiche finalizzate al contenimento dei dissesti: un caso di studio <i>Gianluca Galli, Giovanni Menduni</i>	” 297
Introduzione	” 298
Studio pilota della frana complessa C2	” 299
Metodologie di ingegneria naturalistica	” 300
Modalità tecniche esecutive	” 303

PRESENTAZIONE

Prevenire, piuttosto che intervenire a posteriori, anche se con rapidità ed efficienza; ricostruire in una logica di sicurezza, non limitarsi a ripristinare quanto è stato distrutto, in modo da evitare, per quanto è in nostro potere, che certe calamità possano ripetersi. È stata questa la consapevolezza che ha ispirato i nostri interventi nelle zone della Versilia e della Garfagnana colpite dall'alluvione. Due anni d'impegno per la ricostruzione hanno costituito la conferma che i problemi si risolvono meglio se le sedi delle decisioni si spostano più vicino ai cittadini, che lo snellimento burocratico e la collaborazione tra istituzioni, popolazioni, categorie garantiscono migliori risultati. Un modello operativo che ha consentito, per esempio, di predisporre in meno di un mese un piano d'interventi che, dopo integrazioni e modifiche, prevede opere per 103 miliardi, e, successivamente, di presentare un secondo piano per il completamento degli interventi infrastrutturali e la prevenzione, per un ammontare di 234 miliardi, o che ha permesso di distribuire i primi contributi ai nuclei familiari (oltre 4 miliardi) già meno di un mese dopo l'alluvione.

L'impegno in Versilia e in Garfagnana ha rappresentato anche un'occasione importante: la possibilità di fare di queste terre colpite da un'immane tragedia un vero e proprio laboratorio di sviluppo sostenibile, nel quale coniugare prevenzione e rilancio di attività economiche in grado di rafforzare i legami tra le popolazioni e la nostra montagna, riduzione del rischio idraulico e tecniche di ingegneria ambientale.

Tutto questo si iscrive nell'impegno che la Regione Toscana, e con essa gli Enti locali, da tempo stanno perseguendo, concentrando le risorse a disposizione sulla difesa del suolo. È la sfida che abbiamo fatto nostra anche con il nuovo Programma regionale di sviluppo e su cui chiediamo che pure il Governo faccia la propria parte, assicurando le risorse necessarie alla realizzazione degli interventi nei prossimi anni: uno dei punti centrali, questo, della nuova intesa istituzionale che stiamo discutendo con Roma, convinti che la sicurezza del territorio rappresenti una condizione essenziale di sviluppo durevole e di nuova occupazione.

Obiettivi che potranno essere perseguiti grazie anche al patrimonio di conoscenze e professionalità, di strumenti di monitoraggio e di analisi, rappresentato dall'Agenzia nazionale per la protezione dell'ambiente e dalla nostra Agenzia regionale per la protezione ambientale, la prima in Italia a essere istituita. Un patrimonio che trova espressione in studi scientifici come questo, nella consapevolezza che l'esperienza accumulata in Versilia e in Garfagnana potrà essere utile anche per il futuro, per prevenire altre calamità.

Vannino Chiti
Presidente della Regione Toscana

PREFAZIONE

Bisogna risalire al 27 settembre 1774 o al 25 settembre 1885, oppure all'11 luglio 1902, per paragonare il cataclisma che si è abbattuto sull'Alta Versilia e sulla Garfagnana il 19 giugno 1996. Distruzione e morte. Ma anche volontà, caparbia e solida come il marmo e la pietra di quelle terre, di risollevarsi subito, di rendere sicurezza e vivibilità ai territori feriti. Questa volontà si è tradotta in un grande progetto per dominare l'emergenza, prima, e per impostare la ricostruzione, poi. Ne è nato il "modello Versilia" che ANPA e ARPAT si sono proposti di analizzare, superata la fase dell'emergenza, con i più rigorosi criteri di scientificità, costituendo un gruppo di studio coordinato e interdisciplinare cui hanno partecipato operatori di indiscussa e comprovata esperienza tecnica e scientifica. La costituzione di questo gruppo sotto il coordinamento dell'ANPA e dell'ARPAT ha rappresentato un banco di prova della struttura delle Agenzie nell'ambito della difesa dai rischi idrogeologici e naturali in senso lato. Le ARPA, proprio per la loro struttura ramificata sul territorio, sono in possesso di tutti quegli strumenti, risorse umane e materiali, adatti a costituire un laboratorio permanente di monitoraggio e di analisi di cui altri organismi si potranno, anche in futuro, avvalere.

All'interno del gruppo di lavoro si sono impegnati meteorologi, che hanno rivisitato l'evento sottolineandone ancora l'eccezionalità, ingegneri idraulici, geologi, idrogeologi, botanici e forestali, i quali attraverso rilievi diretti sul territorio o attraverso modelli di simulazione hanno tracciato un quadro complessivo di quello che è successo il 19 giugno, mettendo in luce gli elementi territoriali di debolezza che hanno contribuito ad aggravare il disastro all'habitat umano.

Lo studio rappresenta un esempio applicato della possibilità di analizzare un evento straordinario, andando a individuare alcuni parametri sintetici di guardia e punti di sensibilità territoriale su cui intervenire. Il volume che presentiamo riporta i risultati di questo studio. Le Agenzie sono attrezzate per proseguire su questa strada. Con questo lavoro la struttura delle Agenzie per l'ambiente si pone al servizio di tutti gli Enti di governo del territorio, mettendo a disposizione gli insegnamenti che questo evento limite ci fornisce per poi eventualmente trasferirli anche a livello di previsionalità in altri ambienti di grande sensibilità di cui l'Italia è purtroppo ricca. Dopo l'alluvione in Versilia e Garfagnana c'è stato il "fango" di Sarno. E puntualmente si è riproposto il dibattito sulle strutture tecniche, sulle risorse necessarie e mancate, sulle responsabilità. Oggi è in corso di conversione il decreto Ronchi/Costa che riorganizza la difesa del suolo e la protezione della natura e dell'ambiente, nel quadro della riforma della pubblica Amministrazione, al centro e nelle Regioni, conseguente l'attuazione della "legge Bassanini".

Anche per questa via si aiuterà il sistema Italia a integrarsi in Europa.

Walter Ganapini
Presidente dell'ANPA

Alessandro Lippi
Direttore generale dell'ARPAT

RINGRAZIAMENTI

Numerosi sono gli Enti e le persone, che, nel corso della ricerca, hanno fornito appoggio, collaborazione e incoraggiamento ai diversi gruppi di lavoro. In primo luogo, va ringraziata la collaborazione da parte della Sezione di Pisa del Servizio Idrografico e Mareografico del Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali, che ha fornito informazioni, dati e suggerimenti; quella di molti colleghi dell'Università di Firenze e dei loro collaboratori, anch'essi attivamente impegnati nello studio dei molteplici aspetti posti in drammatica evidenza dall'alluvione del 19 giugno 1996; la Regione Toscana e l'ufficio del Commissario, impegnati a predisporre una soluzione tecnica all'emergenza e, nello stesso tempo, a rimediare al dolore umano inflitto alle popolazioni dai disastri alluvionali. In particolare, meritano un riconoscimento da parte del gruppo di lavoro i Professori Paris e Becchi e l'Ingegnere Caporali dell'Università di Firenze, per l'aperto e continuo scambio di dati e idee; l'Ingegnere Rivano del Servizio Idrografico, per la concreta messa in pratica dell'auspicata collaborazione tra pratica e ricerca; la Dottoressa Maria Sargentini, per la disponibilità al dialogo rubato all'inflessa attività post-emergenza; nonché numerosi professionisti coinvolti nella progettazione degli interventi di emergenza. Un sentito ringraziamento al compianto Marco Valentini per il significativo contributo organizzativo.

1. INTRODUZIONE

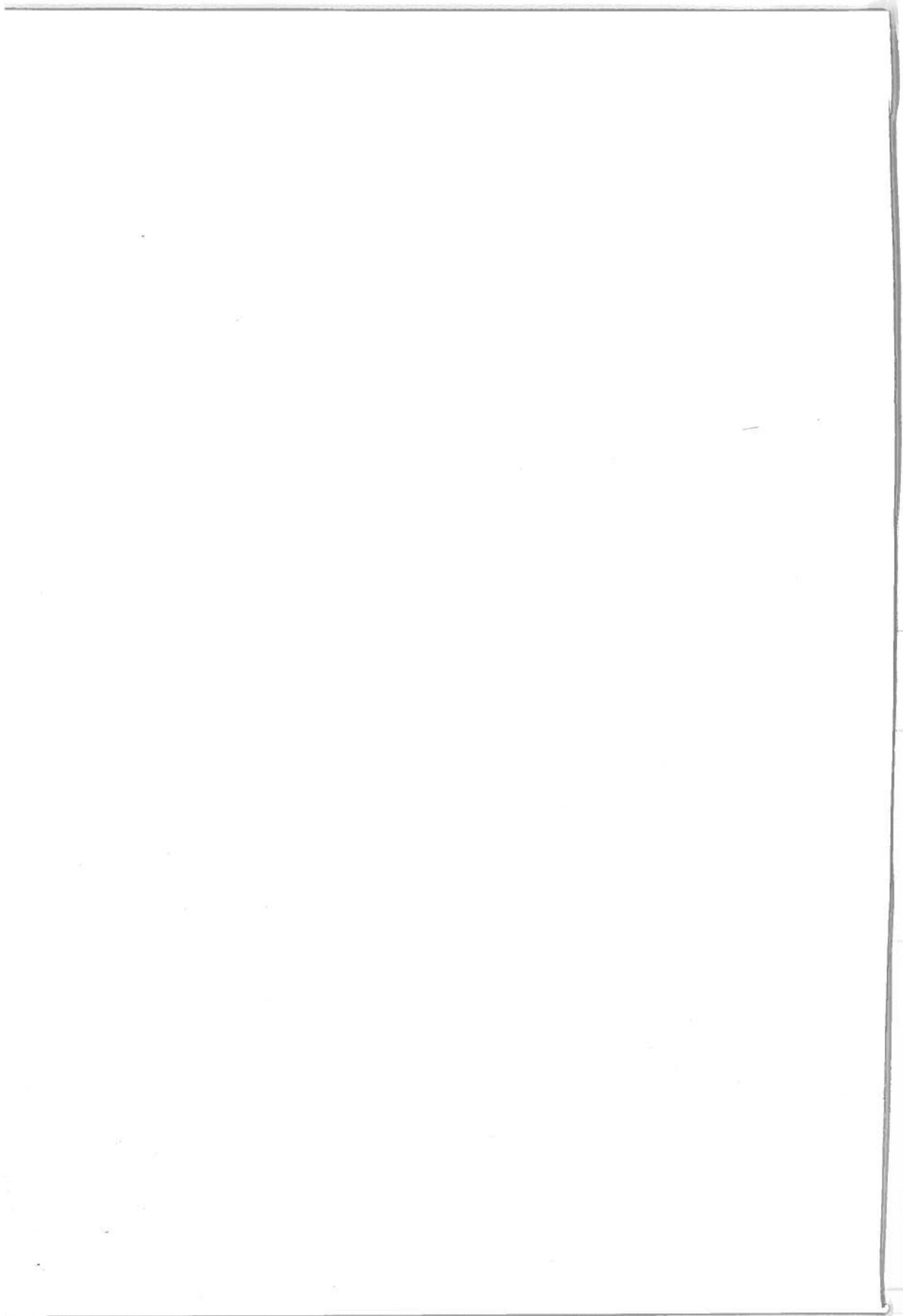
*When the flood calls you have no home,
you have no warmth.*

*In that thundercrash a thousand lives
within a flash.*

Don't be afraid to cry at what you see.

Da: Peter Gabriel, *Here comes the flood*, 1977

Il 19 giugno 1996 un nubifragio di fortissima intensità ha colpito la Toscana nord occidentale ed, in particolare, un'area di circa 60 Km², che comprende parte del bacino del fiume Versilia, con i suoi affluenti principali, e quello del Turrite di Galliciano in Garfagnana. Il maggior tasso di pioggia si è prodotto in un raggio di circa 5 Km attorno al Monte Forato, dando luogo a un'imponente fenomeno alluvionale, accompagnato da diffusi dissesti, che, uniti ai prodotti dell'erosione degli alvei montani, hanno alimentato un elevato trasporto solido verso i fondovalle, dove il repentino cambio di pendenza provocava un eccezionale sovralluvionamento, causando vittime e danni ingenti. La complessità fisica e l'impatto disastroso dell'evento, con tratti comuni alla tragedia di Biescas in Spagna dell'agosto successivo, hanno suggerito all'Agenzia Nazionale per la Protezione dell'Ambiente di promuovere uno studio interdisciplinare sull'evento, teso a descriverne la dinamica naturale e le eventuali forzanti antropiche, al fine di conseguire i necessari strumenti conoscitivi necessari alla formulazione di proposte per il risanamento ambientale delle aree interessate e alla definizione di linee guida di validità generale per aree caratterizzate da condizioni ambientali simili. L'organizzazione dello studio ha perseguito l'obiettivo di approfondire la conoscenza complessiva del fenomeno naturale e delle sue componenti antropiche tramite il contemporaneo sviluppo verticale di indagini settoriali, atte a investigare le molteplici sfaccettature disciplinari dei fenomeni in gioco, e orizzontale di studi multidisciplinari, atti a rispondere alla questione ambientale nel suo complesso.



1.1. Finalità, organizzazione e limiti dello studio

Renzo ROSSO e Leonello SERVA

1.1.1. L'impostazione interdisciplinare

Su sollecitazione del Ministro dell'Ambiente e di concerto con l'ARPAT, l'ANPA ha preso parte alle fasi dell'emergenza prodotta dall'evento alluvionale del 19 giugno 1996 in Versilia e Garfagnana. In seguito alle esperienze conseguite con tale attività e tenuto anche conto delle differenti interpretazioni fornite a livello tecnico-scientifico in merito alle cause, alla dinamica e ai danni prodotti dall'evento, entrambe le istituzioni hanno ritenuto opportuno condurre uno studio multidisciplinare dell'evento. All'uopo è stato istituito un gruppo di lavoro, nel quale sono state integrate competenze di agronomia, botanica, geologia, geomorfologia, pedologia, idrologia, ingegneria idraulica e meteorologia.

La costituzione di un gruppo di lavoro polimorfo nasce dalla convinzione che non sia possibile intervenire sull'ambiente, prescindendo da una visione olistica dell'ambiente stesso. L'ingegneria e le scienze ambientali, che sono definibili soltanto dal concorso di diverse discipline, tra loro legate dal comune obiettivo di migliorare la conoscenza dell'ambiente fisico e delle relative interazioni antropiche, individuando la prassi e le tecnologie necessarie allo sviluppo sostenibile del territorio e della società, costituiscono un settore disciplinare nuovo e tuttora privo del corpo consolidato dei settori tradizionali della scienza e della tecnica. Nelle condizioni attuali, questo obiettivo si può perseguire soltanto integrando, attraverso un coordinamento puntuale, un'ampia gamma di professionalità.

In molti casi si interviene oggi sull'ambiente in maniera del tutto parziale, sfruttando una limitata conoscenza dei processi ambientali e trascurando, soprattutto, le loro mutue interazioni. Con lo sviluppo della civiltà industriale e, successivamente, della civiltà della comunicazione, si è anche andata perdendo quella cultura empirica di tipo olistico, che forse possedeva il vecchio contadino saggio, ma che, sviluppando scienze e tecnologie appropriate, bisogna ritrovare, se si vogliono af-

frontare i disastri naturali in un contesto di sviluppo sostenibile. È compito, quindi, di un'agenzia per la protezione dell'ambiente creare i presupposti affinché questa sfida venga affrontata.

1.1.2. Gli obiettivi e i limiti della ricerca

Le finalità dello studio erano assai ambiziose, poiché comprendevano sia la caratterizzazione idrologica dell'evento alluvionale, sia il conseguimento degli strumenti conoscitivi necessari alla formulazione di proposte per il risanamento ambientale delle aree interessate e alla definizione di linee guida di validità generale per aree caratterizzate da condizioni ambientali simili. A tal fine lo studio è stato organizzato in modo tale da sfruttare le possibili sinergie con gli organismi nazionali e locali, che hanno operato nell'area, quali il Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche e il Dipartimento all'Ambiente della Regione Toscana. La concreta collaborazione di questi organismi ha agevolato il lavoro, che ha potuto avvalersi di un continuo confronto di informazioni e di idee, e ulteriormente arricchito l'impostazione interdisciplinare dello studio.

Lo studio condotto è innovativo non solo sotto il profilo dell'impostazione, ma anche dal punto di vista metodologico, soprattutto laddove stabilisce una traccia per lo sviluppo della ricerca applicata in quest'area, evidenziando sì i notevoli lati oscuri nella meccanica degli eventi idrometeorologici estremi e della loro complessità, ma intravedendone pure alcune regole di comportamento, che contribuiscono ad allentare il confine tra predicibilità e imprevedibilità. In questo senso, quanto emerso dai risultati dello studio può essere considerato un successo della ricerca, in quanto essa fornisce alcuni elementi concreti di intervento.

Se le risorse disponibili non hanno danneggiato la qualità dei risultati ottenuti, ne hanno certamente limitato la quantità. Ci si augura quindi che altri studi con analogo approfondimento delle interazioni tra le diverse discipline possano venire messi in cantiere, fondamentalmente allo scopo di ricreare quella cultura empirica di tipo olistico, che abbiamo qui battezzato del "vecchio contadino saggio", assai necessaria per la difesa del suolo in Italia. E si vuole infine sottolineare come questo tipo di impostazione sia in grado di fornire anche una spiegazione, secondo una visione univoca, delle ragioni di danno economico e di pregiudizio alla vita umana, che fenomeni naturali eccezionali, quali quello in esame, sono purtroppo capaci di produrre.

Nubifragi come quello osservato in Toscana nord occidentale nel giugno 1996, che ha fatto registrare piogge di più di quattrocento millimetri in poche ore, possono rivelarsi frutto di circostanze eccezionali a scala locale. Essi incombono tuttavia quale presenza non proprio incostante in alcune aree dell'Europa mediterranea. A meno di due mesi dalla catastrofe versiliese e garfagnina, la catastrofe del Barranco de Aràs, accaduta il 7 agosto 1996 a Biescas in Spagna, nella regione dei Pirenei aragonesi, faceva registrare ottantasei vittime per la piena di un torrente con un bacino di forma-

zione di meno di venti chilometri quadrati¹. Anche qui una pioggia eccezionale di circa duecentocinquanta millimetri, che, ad un tasso di cinquecento millimetri all'ora, si veniva a concentrare su una piccola porzione di territorio, produceva un disastroso evento alluvionale, caratterizzato dalla concomitanza tra l'onda di piena e la diffusa mobilizzazione dei sedimenti. In questo senso, lo sforzo prodotto nel condurre lo studio sull'evento alluvionale versiliese e garfagnino del giugno 1996 non fornisce soltanto un contributo di rilevanza locale, ancorché fondamentale per gli abitanti del territorio colpito, ma rappresenta anche una testimonianza sulla necessità di approfondire lo studio dei fenomeni idrogeologici estremi a piccola scala, che la crescente vulnerabilità del territorio antropizzato sta sempre più trasformando nella preminente causa di danno e di lutto tra quelle legate ai fenomeni naturali.

Nelle sue disastrose conseguenze, la dinamica dell'evento, risultava apparentemente chiara. Una precipitazione non troppo lontana dai limiti osservati nel nostro paese aveva largamente superato la capacità di infiltrazione dei suoli e di immagazzinamento dei terreni, pur asciutti all'inizio del nubifragio, producendo elevati tassi di ruscellamento, accompagnati dalla diffusa mobilizzazione dei versanti nei bacini elementari di monte. In questo senso, il problema della ricostruzione dell'evento, sia dal punto di vista meteorologico che idrologico e geomorfologico, trova una risposta quantitativa negli studi condotti in questa sede. Numerose questioni, poste da tale ricostruzione, rimangono tuttavia aperte, nonostante il tentativo di rispondere a tali quesiti si sia potuto giovare, tutto sommato, su osservazioni sperimentali di un certo rilievo e dettaglio, altrove spesso irreperibili, come nel già citato caso di Biescas. Se a taluni quesiti si è risposto con ragionevole certezza, alcune risposte sono tuttora soggette a incertezze notevoli e indeterminazioni forse insuperabili. Prevedere in senso statistico l'occorrenza e la rarità di questo tipo di eventi rimane un esercizio affetto da forti incertezze, che gli indizi di nonstazionarietà climatica di lungo periodo tendono ad aggravare². Allo stesso modo, la predicibilità in senso deterministico, che pur costituisce un ragionevole obiettivo di medio periodo ai fini del preannuncio di piena nei corsi d'acqua del nostro paese, rappresenta ancora una frontiera scientifica quasi inespugnabile, in ispecie per nubifragi ad elevatissimo gradiente spaziale quale l'evento esaminato. Tale obiettivo, a sua volta, pone in evidenza altri problemi scientifici meritevoli di ulteriori attenzioni, quali l'osservabilità dei nubifragi a scala locale tramite le tradizionali reti a terra, la modellabilità della loro struttura spaziale a fine risoluzione, la risposta del manto vegetale al ruscellamento in fase di saturazione

¹ Cfr. GARCIA RUIZ, J., WHITE, S., MARTI, C., VALERO, B., PAZ ERREA M. e GOMEZ VILLAR A., *La catastrofe del Barranco de Aràs (Biescas, Pirineo Aragones) y su contesto espacio temporal*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, España, 1996.

² Cfr. ROSSO, R., *Effetto Serra, Istruzioni per l'Uso*, Progetto Leonardo, Bologna, 1994; e, più specificamente, BURLANDO, P. e R. ROSSO, *Extreme storm rainfall and climatic change*, Atmospheric Research, Vol.27, n.1, pp.169-189, 1991.

del terreno, l'interazione tra i diversi controlli di natura morfologica, geologica e vegetazionale nel determinare le soglie idrologiche dei dissesti, solo per citarne alcuni. In questo senso, l'evento del 19 giugno 1996 rappresenta una palestra dove gli studi ambientali sul rischio idrogeologico potranno e dovranno cimentarsi negli anni a venire.

1.1.3. Il gruppo di lavoro

In virtù dell'impostazione sopra ricordata, sono state aggregate nel gruppo di lavoro competenze scientifiche e professionali provenienti da diverse aree culturali e disciplinari. L'organizzazione dello studio ha perseguito quindi l'obiettivo di approfondire la conoscenza complessiva del fenomeno naturale e delle sue componenti antropiche tramite il contemporaneo sviluppo verticale di indagini settoriali, atte a investigare le molteplici sfaccettature disciplinari dei fenomeni in gioco, e orizzontale di studi multidisciplinari, atti a rispondere alla questione ambientale nel suo complesso.

Poiché il ciclo idrologico rappresenta la cinghia di trasmissione tra fenomeni atmosferici e dinamica della litosfera, in risposta alle sollecitazioni atmosferiche e al trasporto delle acque sulla superficie terrestre, l'ANPA ha affidato al gruppo incaricato delle valutazioni d'ordine idrologico e idraulico anche il compito di coordinare l'attività delle diverse componenti. Nel corso della prima riunione organizzativa, tenutasi a Firenze il 15 ottobre 1996, sono state confrontate le conoscenze preliminari sulla dinamica idrometeorologica dell'evento e sul territorio colpito, sono state verificate le aree di interesse per i diversi gruppi di lavoro ed è stato tracciato un quadro organizzativo, in cui sono stati precisati, di concerto con l'ANPA, gli obiettivi del lavoro complessivo e i singoli settori di intervento di ciascuna componente. In Tabella 1.1 viene riportata una sintesi delle diverse competenze impegnate nello studio.

Tabella 1.1 Gruppi di lavoro.

Gruppo e Competenza	Collaboratori	Obiettivo	Area di Intervento
ANPA Supervisione	Leonello Serva Eutizio Vittori	Supervisione del gruppo di lavoro, aspetti geologici, geomorfologici e connessioni ambientali	Bacino del Vezza chiuso a Seravezza Bacino del Turrite di Gallicano chiuso a Trombacco Bacino campione della Capriola
IDR Ingegneria idraulica, territoriale e ambientale	Paolo Burlando Marco Mancini Giovanni Menduni Renzo Rosso	Coordinamento dei gruppi di lavoro, analisi idrologica e idraulica dell'evento, indagine sulle cause idrologiche dei movimenti gravitativi superficiali	Bacino del Vezza chiuso a Seravezza Bacino del Turrite di Gallicano chiuso a Trombacco Bacino campione della Capriola
LOG Supporto logistico ARPAT/ANPA	Gianluca Galli Patrizio Niccolai Marco Valentini	Supporto logistico, collegamento con gli enti territoriali competenti, raccolta dati cartografici e di interesse generale	Bacino campione della Capriola
MET Meteorologia e climatologia	Bernardo Gozzini Francesco Meneguzzo Giampiero Maracchi	Analisi degli scenari climatici e meteorologici caratteristici di eventi estremi nell'area mediterranea e nell'area di interesse	Mediterraneo occidentale e area dei bacini interessati all'evento
GEO Geologia applicata	Marcello Brugioni Alessandro Marzocchi	Raccolta e analisi dei dati geolito-pedologici, censimento dei movimenti gravitativi, indagine sulle cause geologiche, valutazione dell'attività residua di frana	Bacino del Vezza e del Turrite di Gallicano Bacino campione della Capriola
FOR Scienze forestali	Filippo Bussotti Gianluca Galli	Raccolta e analisi dei dati di uso del suolo e copertura vegetale, indagine sugli effetti che la vegetazione induce sulla produzione di deflusso superficiale e innesco di movimenti gravitativi superficiali	Sottobacini e versanti del Vezza e del Turrite di Gallicano Bacino campione della Capriola

Il piano di lavoro del gruppo *IDR* (Ingegneria idraulica, territoriale e ambientale) si è articolato essenzialmente in funzione di tre obiettivi, con uno sviluppo sia parallelo che seriale. Questi hanno teso a (i) ricostruire la dinamica idrologica specifica dell'evento del 19 giugno, (ii) caratterizzarne la frequenza prevedibile tanto in termini idrometeorologici (pioggia temibile) che idrologici (portata idrica temibile) e (iii) analizzarne l'impatto sul territorio, valutando, in particolare, le cause idrologiche dei movimenti gravitativi superficiali e profondi. Il piano di lavoro del gruppo *MET* (Meteorologia e climatologia) si è anch'esso articolato in funzione di tre obiet-

tivi, tesi a (i) ricostruire la dinamica meteorologica dell'evento del 19 giugno, (ii) valutarne la predicibilità tramite gli strumenti della modellistica atmosferica e (iii) caratterizzarne la frequenza prevedibile in termini idrometeorologici (pioggia temibile) in collaborazione con il gruppo *IDR*. Il gruppo *GEO* (Geologia applicata) ha perseguito un duplice obiettivo, ossia (i) la caratterizzazione del territorio in termini fisiografici, morfologici, climatici, geolitologici, geopedologici e idrografici, nonché (ii) la caratterizzazione dei dissesti e la valutazione della loro predicibilità, intersecando la propria attività con le specifiche competenze e attività dei gruppi *IDR*, *MET* e *FOR*. Il gruppo *FOR* (Scienze forestali) ha perseguito gli obiettivi di (i) caratterizzare l'uso del suolo e, in particolare, la vegetazione e la flora del territorio colpito, nonché (ii) indagare gli effetti indotti dalla vegetazione sulla produzione di deflusso superficiale e sull'innesco di movimenti gravitativi superficiali, in connessione con i gruppi *IDR* e *GEO*. Oltre a fornire il necessario supporto logistico alla ricerca, il gruppo *LOG* (Supporto logistico) ha collaborato alla definizione dell'uso del suolo e, in particolare, ha contribuito allo sforzo congiunto prodotto dai gruppi *IDR*, *GEO* e *FOR* sull'interpretazione di dettaglio dei dissesti nel bacino campione della Capriola e nell'area di Cardoso. Infine, il gruppo *ANPA* ha svolto il ruolo di supervisione del progetto scientifico, contribuendo altresì allo sviluppo e alla discussione di temi geologici e geomorfologici, soprattutto in merito alle loro connessioni ambientali.

Le numerose riunioni, successivamente ospitate dall'ARPAT in Toscana, hanno consentito di procedere all'acquisizione e allo scambio dei dati disponibili, al commento dei sopralluoghi e all'organizzazione delle elaborazioni delle specifiche carte tematiche e degli aggiornamenti di quelle già disponibili, ove necessario. Il continuo contatto tra le diverse componenti disciplinari, aiutato anche dall'intenso utilizzo della posta elettronica, ha permesso di instaurare un'atmosfera di reale collaborazione, i cui frutti sono testimoniati dai numerosi contributi in collaborazione presentati in questo volume. Molteplici sono state le difficoltà da superare in tale direzione, non solo per via delle radici disciplinari con cui procedere all'impostazione dei problemi scientifici, ma anche dei linguaggi di comunicazione e dell'attitudine metodologica propri di settori diversi. Lo sforzo prodotto comunque costituisce di per sé un risultato originale del lavoro svolto e, soprattutto, un seme forse fecondo nella direzione di migliorare la conoscenza complessiva del rischio ambientale di natura idrogeologica e di predisporre gli strumenti per una difesa del territorio orientata allo sviluppo sostenibile.

1.2. L'evento

Marcello BRUGIONI, Giovanni MENDUNI, Eutizio VITTORI

1.2.1. L'area interessata

L'evento calamitoso che ha interessato la Toscana nord occidentale il 19 giugno 1996 ha colpito con particolare violenza le regioni dell'alta Versilia e, in parte, della Garfagnana. L'area maggiormente danneggiata si estende per circa 60 Km² e comprende parte del bacino del fiume Versilia, con i suoi affluenti principali, e quello del Turrone di Galliciano in Garfagnana. Essa presenta una forma abbastanza irregolare, allungandosi in direzione Sud Ovest - Nord Est, e risulta delimitata dal litorale della Versilia ad Ovest e dalla valle del Fiume Serchio ad Est, dai monti Altissimo, Corchia, Pania della Croce, la cui vetta è posta a una quota di 1860 m, Pania Secca e Faeto a Nord, Ornato, Lieto, Gevoli, Matanna, Bicocca, Albano e Grano a Sud. Il nubifragio ha concentrato le massime intensità di precipitazione entro un raggio di circa 5 Km attorno al Monte Forato, laddove anche l'impatto catastrofico sul territorio è stato maggiore. I comuni interessati dall'evento, compresi nelle province di Lucca e Massa Carrara, comprendono Aulla, Camaiore, Careggine, Castelnuovo Garfagnana, Forte dei Marmi, Galliciano, Massa, Montignoso, Pietrasanta, Seravezza, Stazzema e Vergemoli.

L'area colpita trae il suo particolare pregio dalla coesistenza, entro poche decine di chilometri quadrati, dello splendido ambiente litoraneo versiliese e del paesaggio montagnoso e impervio tipico delle Alpi Apuane. Anche dal punto di vista socio-economico e dell'assetto del territorio, la vocazione delle due aree, quella più propriamente rivierasca e quella tipicamente montana, mostra caratteri affatto diversi. Nella prima, pianeggiante e prettamente turistica, prevale una densa urbanizzazione, distribuita in modo abbastanza uniforme sul territorio. Nella parte montana, caratterizzata da ripidi versanti e valli profondamente incise, è particolarmente diffusa l'attività estrattiva del marmo, nota in tutto il mondo per la qualità unica del prodotto; dove non prevale questa attività, si osservano dense coperture boscate e, in alcune

aree, resta attiva la coltivazione del castagneto da frutto, che altrove si trova invece allo stato spontaneo.

1.2.2. Cronologia

La pioggia ha iniziato a cadere sin delle prime ore del mattino del 19 giugno, facendo registrare un primo picco di intensità attorno alle sei e mezza del mattino. A quell'ora il pluviografo di Pomezzana aveva già registrato circa 200 mm di pioggia cumulata, mentre quello di Retignano riportava circa 75 mm. I pluviografi siti nella parte settentrionale del bacino, Cervairole e Azzano, segnalavano invece contributi relativamente modesti. Un primo colmo di piena veniva registrato dagli idrometri di Seravezza e Ponte di Tavole rispettivamente alle sette e alle otto.

Successivamente, nel giro di qualche ora, il nubifragio giungeva al culmine e il tasso di precipitazione raggiungeva a metà giornata il suo massimo valore, con poco più di 400 mm complessivamente registrati a Fornovolasco fino alle ore 14 e 45 primi, allorché la stazione cessò di funzionare, e oltre 300 a Retignano. La pioggia si protraveva poi fino al pomeriggio inoltrato, dando luogo a oltre 400 mm cumulati della stazione di Retignano e 470 di quella di Pomezzana.

Per via della forte e disuniforme concentrazione in un'area assai limitata, la distribuzione spaziale delle piogge ha giocato un ruolo essenziale nell'evoluzione dell'evento alluvionale. Una preliminare analisi delle isoiete, quali si possono tracciare in base ai dati registrati nelle stazioni della zona, mostra come il colmo della precipitazione si sia venuto a localizzare essenzialmente nella parte montana del bacino, lungo il crinale delle Panie spingendosi fino al monte Forato ove, presumibilmente, si è avuto il massimo. A questo proposito è indicativa la circostanza che il pluviografo di Ponte Tavole, in tutta la giornata, abbia registrato soltanto 21 mm di pioggia.

I primi disagi sono stati segnalati dunque in mattinata: a Ponte Stazzemesse, la Protezione Civile era già in stato di allerta, oltre che per il livello preoccupante del Vezza, per i fenomeni di frana, che avevano interessato la viabilità interrompendo il collegamento con Montignoso. Segni di incipiente pericolo provenivano dalla parte alta del bacino e, più precisamente dall'abitato di Cardoso, già allora isolato e, quindi, irraggiungibile con mezzi di superficie. Alle ore quattordici l'idrometro di Seravezza cessava di funzionare a causa del livello eccezionale, oltre quattro metri, raggiunto dall'onda di piena e così, poco dopo, accadeva per quello di Ponte di Tavole.

A quell'ora gli abitati di Fornovolasco e di Cardoso venivano investiti da un imponente fenomeno alluvionale, il cui trasporto solido amplificava a dismisura gli effetti, di per sé già disastrosi, dell'onda di piena. Sedimenti prodotti da una serie di movimenti gravitativi superficiali evoluti in imponenti colate detritiche, uniti ai prodotti dell'erosione canalizzata degli alvei montani, procedevano verso i fondovalle, dove il repentino cambio di pendenza provocava un eccezionale sovralluvionamento, causando danni ingentissimi a cose e persone. Si stima che, a seguito dell'even-

to, una quantità di oltre due milioni di metri cubi di materiale si sia venuta complessivamente a depositare nei fondovalle.

Poco più a valle, in località Ponte Stazzemese e Ruosina, il Vezza esondava, dando luogo a danni cospicui negli abitati, per poi giungere ad allagare Seravezza ove raccoglie il contributo del torrente Serra a formare il Versilia. Sempre in questo tratto sono da segnalare i processi di sovralluvionamento che, sebbene di entità minore rispetto all'area di Cardoso, si presentano rilevanti sino all'abitato di Seravezza. Il Torrente Turrite di Gallicano, superato l'abitato di Fornovolasco, raggiungeva l'invaso di Trombacco, che laminava parte dell'onda di piena.

In località La Rotta, nei pressi di San Bartolomeo, dove il Versilia fu deviato in epoca storica creando una brusca ansa verso ovest, si aveva una tracimazione in sponda sinistra, cui faceva rapidamente seguito il collasso dell'argine. Le acque, oltrepassando il rilevato ferroviario della linea tra Genova e Livorno, invadevano la piana omonima, raggiungendo e superando anche il rilevato autostradale. Oltrepassando Ponte di Tavole, si registravano ulteriori esondazioni nei pressi del Lago di Porta.

All'azione dirompente delle acque va aggiunta quella dovuta alla grande quantità di vegetazione, anche d'alto fusto, che, rimossa dalle sponde e, più in generale, dai versanti, è stata convogliata dalle acque nelle aste principali del reticolo fluviale. Tale massa, oltre ad ostacolare il deflusso ocludendo in diversa misura i fornicci dei ponti, percorreva gli alvei principali, contribuendo alla distruzione di abitati, per poi riversarsi in mare alla foce, presso il Cinquale, assieme alla frazione più fine del trasporto solido.

1.2.3. L'impatto sul territorio e sulla popolazione

L'impatto dell'evento del 19 giugno 1996 sul territorio della Versilia e della Garfagnana è stato dunque assai ingente. L'evento di piena, come abbiamo visto, ha provocato effetti diversi nella parte bassa del bacino del Versilia, a valle di Seravezza, rispetto alle porzioni mediane e superiori. Estesi fenomeni alluvionali si sono infatti verificati nella pianura versiliese, dove il fiume, pensile sulla campagna, ha tracimato e rotto gli argini, inondando la pianura adiacente. Più a monte della stretta di Seravezza sono prevalsi invece fenomeni di sovralluvionamento, che hanno notevolmente alterato la morfologia degli alvei e del territorio. Nella parte montana dei bacini, invece, sono prevalsi i fenomeni di dissesto in termini di erosione e frane. I bacini del Fosso Capriola e del Canale Farneto, subito a monte dell'abitato di Cardoso, e del Fosso Deglio più a valle, hanno prodotto un apporto sedimentario particolarmente imponente stimabile nelle centinaia di migliaia di metri cubi. L'estensione dell'area interessata dalla coltre detritica depositata attorno all'abitato di Cardoso, fino all'abitato di Valiventi, è stimata attorno a tre ettari con spessori massimi superiori a dieci metri. Nel bacino del Turrite di Gallicano, l'area più colpita è stata, appunto, quella di Fornovolasco, attraversata dal torrente che ivi riceve gli apporti del canale Battifero e del Fosso del Tinello. Anche in questo caso una notevole quantità di de-

triti è stata trasportata e depositata nell'abitato. L'alveo del Turrite è stato interessato da diversi fenomeni di tipo localizzato, che hanno generato, nel tronco compreso tra Fornovolasco e la diga di Trombacco, erosioni d'alveo e di sponda, oltre a locali fenomeni di sovralluvionamento. Numerosi anche i danni alla viabilità, che scorre in fregio al torrente.

La presenza di una vasta area carsica, inizialmente indicata quale possibile fonte di ulteriore alimentazione dello scorrimento superficiale, si è dimostrata, a seguito degli studi effettuati, sostanzialmente ininfluenza in termini di aggravio dei contributi di piena.

Complessivamente si sono perse quattordici vite umane. La Versilia ha pagato il tributo più alto con tredici morti nel solo comune di Stazzema, nove dei quali in località Cardoso. A Fornovolasco si è registrata una vittima. A questo triste bilancio va anche aggiunta la morte di Marco Fornaciari funzionario della Regione Toscana, che, durante un sopralluogo nei giorni successivi all'evento, periva in un tragico incidente. L'ordine di grandezza dei danni materiali, come indica un rapporto del Commissario agli Interventi di Emergenza, può essere stimato in oltre duecento miliardi. Di questi si valutano circa cento miliardi per danni a infrastrutture e opere pubbliche, oltre quaranta miliardi per danni al settore abitativo e oltre cinquanta miliardi per il settore produttivo. Se la provincia più colpita è senz'altro quella di Lucca, con più del novanta per cento dei danni rilevati, i comuni più colpiti sono risultati Stazzema, Pietrasanta, Vergemoli e Seravezza.

La rilevazione dei danni evidenzia solo in parte l'effetto devastante di quanto avvenuto sul territorio il giorno 19 giugno 1996. Tale analisi si basa difatti su dati oggettivi riferiti a beni mobili, immobili e opere infrastrutturali distrutte o danneggiate, senza soffermarsi su tutti quegli interventi di riequilibrio dell'assetto geomorfologico, profondamente alterato dall'evento, oltre alle opere di prevenzione e contenimento del rischio idrogeologico, che l'evento ha reso necessarie. Il verificarsi di eventi ritenuti eccezionali implica dunque una rilettura dell'assetto del territorio in termini di opere di sistemazione dei versanti e degli alvei, oltre che di pianificazione urbanistica e infrastrutturale e di organizzazione sociale. Per queste ragioni, si può ritenere che i circa cento miliardi di danni, censiti in relazione alle infrastrutture e alle opere pubbliche, garantirebbero sostanzialmente la riproduzione dello scenario antecedente all'evento, trascurando le condizioni di vivibilità e sicurezza necessarie allo sviluppo sostenibile del territorio. La Regione Toscana ha dunque correttamente stimato un impegno economico complessivo dell'ordine di trecentocinquanta / quattrocento miliardi per rispondere a tale necessità.

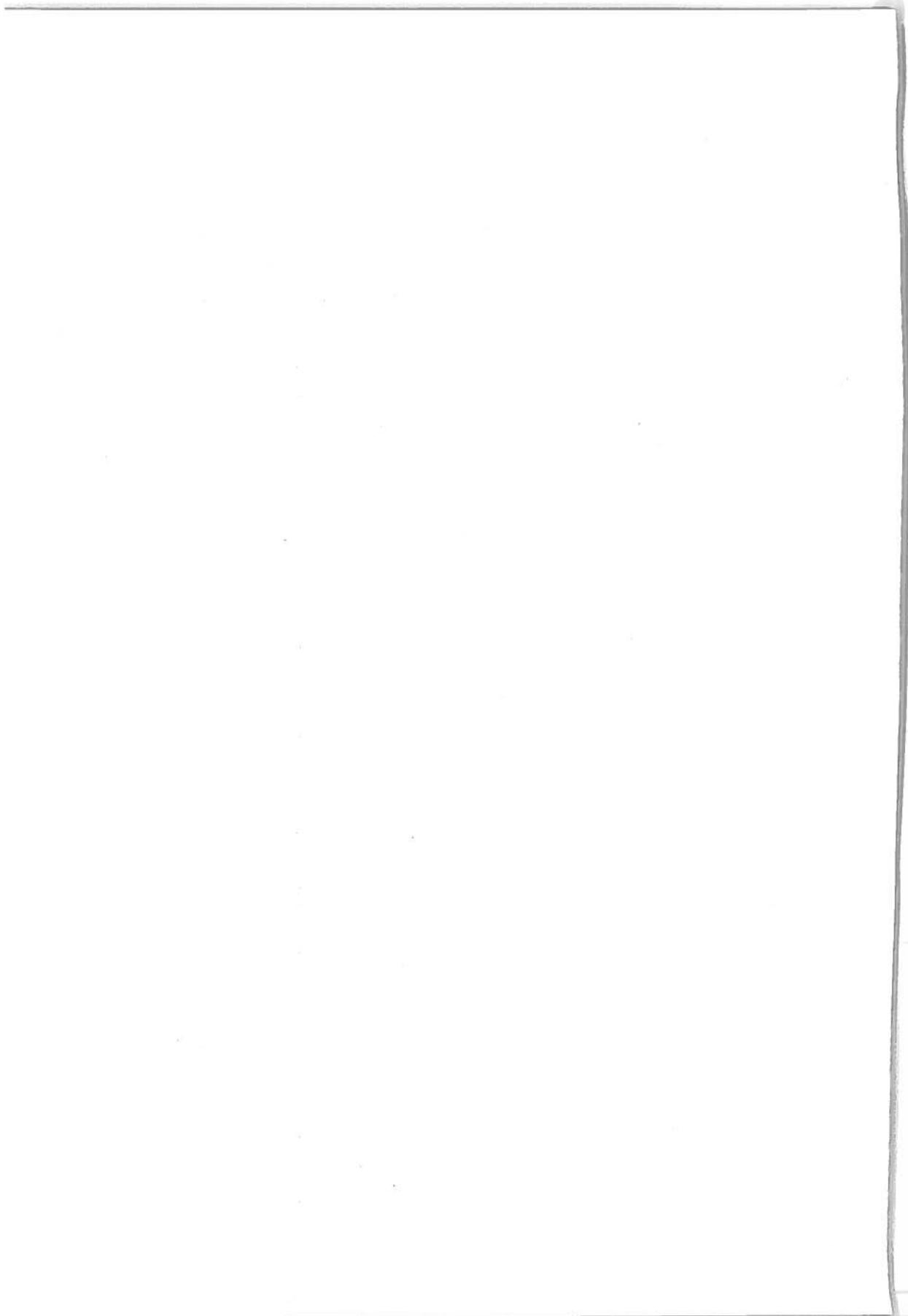
2. CARATTERI IDROMETEOROLOGICI DELL'EVENTO

*Usque adeo taetra nimborum nocte coorta
impending atrae Formidinis ora superne,
cum commoliri tempesta fulmina coeptat.*

(Tanto in quella tetra notte di nubi ci minaccia
dall'alto il volto della nera Paura,
allorché la tempesta s'appronta a lanciare i suoi fulmini)

Da: Tito Lucrezio Caro, *De Rerum Natura*, VI, 254-257

Il nubifragio del 19 giugno 1996 in Versilia e Garfagnana ha posto all'attenzione della comunità scientifica due problemi fondamentali. Il primo riguarda la predicibilità dell'evento tramite gli attuali strumenti di modellazione atmosferica, la cui applicazione potrebbe assicurare soglie di preannuncio con sufficiente anticipo per la messa in atto di efficaci misure di protezione civile. Il secondo quesito verte sulla prevedibilità statistica dei nubifragi di fortissima intensità su aree ristrette, ponendo in discussione criteri progettuali d'uso comune e accettato, quali il periodo di ritorno dell'evento di progetto. Gli studi riportati nel primo paragrafo del capitolo inquadrano l'evoluzione spazio-temporale del nubifragio nella dinamica meteorologica a scala sinottica e alla mesoscala, evidenziando il particolare assetto della circolazione atmosferica all'origine dell'evento. Essi illustrano altresì l'applicazione e i limiti della modellazione atmosferica ad area limitata, discutendo le prestazioni di alcuni modelli a diversa risoluzione, e introducono quindi una nuova procedura di *downscaling* dinamico, che, sperimentata per la prima volta nel caso in esame, è in grado di rappresentare accuratamente gli effetti orografici sull'innesco e sulla modulazione dei sistemi locali di precipitazione. Nel secondo paragrafo vengono analizzate le serie storiche dei rilevamenti pluviometrici disponibili nell'area vasta interessata dall'evento, vengono illustrati i criteri di estrapolazione statistico-probabilistica dei dati pluviografici relativi agli eventi estremi, e viene determinata la frequenza prevedibile dell'evento a scala locale, ossia nei punti di misura, tramite una procedura di valutazione fondata sul concetto di invarianza di scala. L'analisi pone in seria discussione la frequenza prevedibile degli estremi pluviometrici locali alla luce di eventi apparentemente parossistici, quali quello registrato a Fornovolasco e Palagnana, per via della duplice incertezza posta dall'impianto della modellazione probabilistica a scala locale e dalla congruenza dei dati storici in relazione alla concentrazione spaziale di questo tipo di eventi.



2.1. Inquadramento meteorologico e modellazione matematica della precipitazione locale

Bernardo GOZZINI, Giampiero MARACCHI, Francesco MENEGUZZO

2.1.1. Meteorologia a scala sinottica e alla mesoscala

Il mese di giugno 1996, fino al giorno 19, fu caratterizzato da temperature superiori alla media del periodo (le temperature massime in particolare oscillavano tra 2°C e 3°C sopra la media climatologica), e la circolazione sinottica atmosferica del giorno 19 era caratterizzata da una struttura anticiclonica nella media troposfera sul Mediterraneo centro-occidentale, mentre una debole saccatura era legata al passaggio di un sistema frontale sui Balcani e al conseguente sistema depressionario sviluppatosi sul Golfo Ligure sottovento alle Alpi Marittime e sul Mare Adriatico settentrionale sottovento alle Alpi orientali. La Figura 2.1.1 illustra la situazione, generalmente associata a un flusso netto di aria umida marittima verso la Toscana centro-settentrionale.

Il transito di saccature sull'entroterra di paesi mediterranei, associate ad aria più fredda in quota e al richiamo di aria marittima relativamente calda e umida nei bassi strati, può determinare lo sviluppo di sistemi convettivi profondi, soprattutto a ridosso di catene montuose che forniscono il meccanismo di innesco del sistema convettivo, non escludendo comunque il contributo di altri meccanismi dinamici quali fronti caldi, linee di convergenza, onde di gravità (Ray, 1988; Llasat e Puigcerver, 1994).

Tecniche più avanzate permettono di indagare caratteristiche quantitative della circolazione e della struttura delle masse d'aria in grado di innescare fenomeni convettivi profondi. Il modello ad area limitata DALAM (Data Assimilation Limited Area Model), impiegato operativamente presso il Servizio Meteorologico Regionale della Toscana, è di natura idrostatica ed è innestato nel Modello di Circolazione Generale operativo presso il Centro europeo per le previsioni a medio termine (ECMWF, Reading, UK). Le caratteristiche del modello, gestito dal MIPA-UCEA (Ufficio centrale di ecologia agraria), sono ampiamente descritte in diversi articoli (Buzzi, 1994; Perini e Cittarelli, 1995; Perini *et al.*, 1995; Perini, 1996).

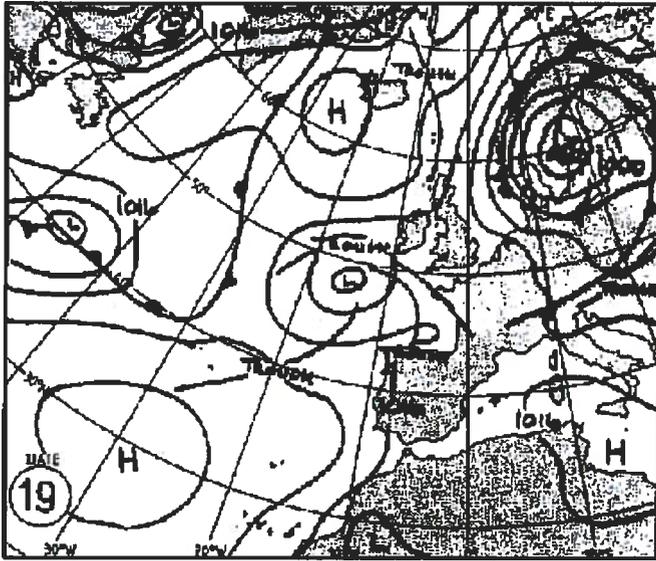


Figura 2.1.1 Circolazione sinottica sull'area euro-atlantica alle ore 12 UTC del 19.06.1996

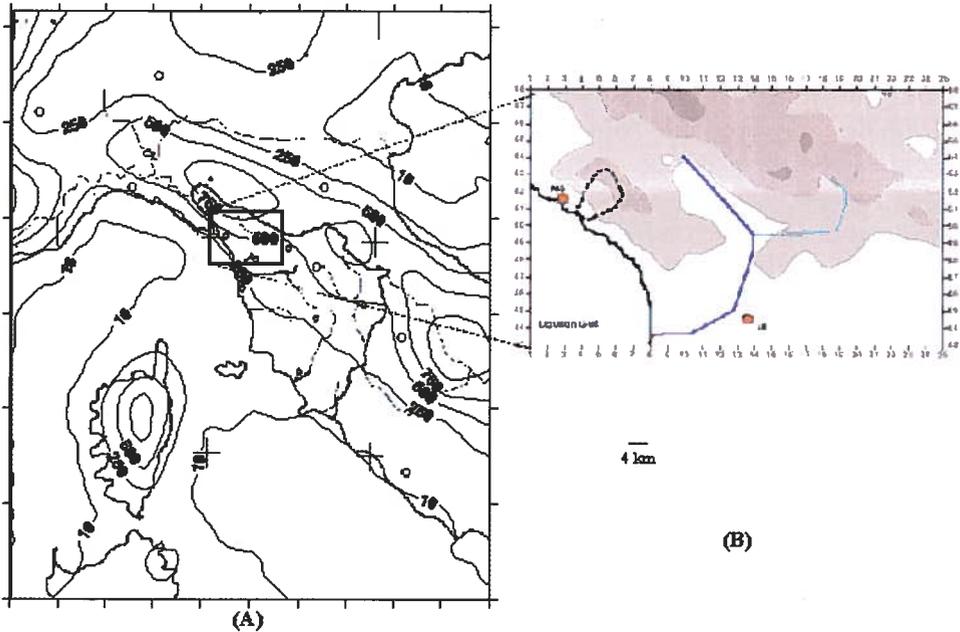


Figura 2.1.2 Porzione del dominio DALAM (A) impiegato per la derivazione dei campi di precipitazione ad alta risoluzione sull'area target (B). Sono indicati i confini del bacino del Versilia e l'asse principale del fiume Serchio e del Torrente Lima, nonché le città di Massa e Lucca.

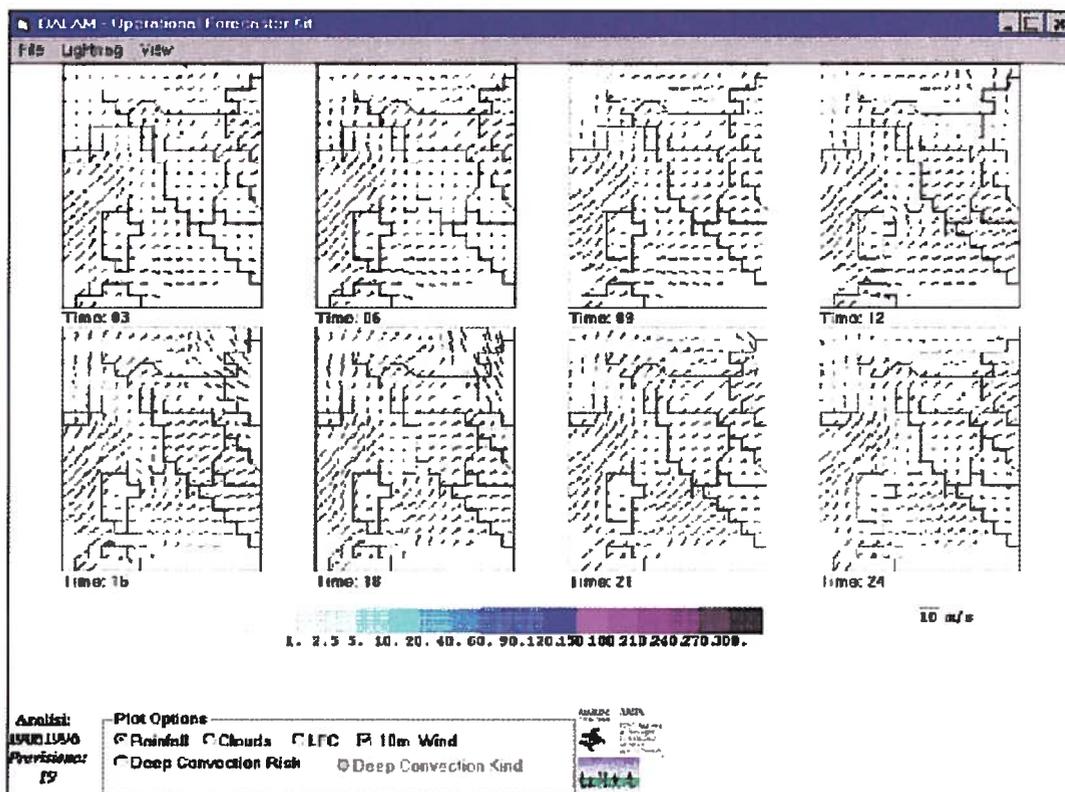


Figura 2.1.3 Campi di precipitazione cumulata nei periodi di 3 ore e di vento alle varie scadenze previsti dal modello DALAM per il giorno 19 Giugno 1996 in base al run del 19 Giugno 1996 ore 00 UTC.

La risoluzione spaziale orizzontale del DALAM è di circa 30 Km; in Figura 2.1.2 è illustrata la rappresentazione morfologica della porzione impiegata dal dominio del DALAM (che copre l'Europa centro-occidentale e mediterranea), insieme alla rappresentazione con risoluzione di 4 Km della zona in esame. Si può notare che la struttura delle Alpi Apuane è assente completamente nella rappresentazione DALAM, dal momento che pendenze orografiche così elevate a pochi chilometri dalla costa provocano discontinuità che non possono essere gestite da un modello idrostatico.

Il fatto che il modello DALAM - nello stesso *run* delle ore 00 UTC del 19.06.1996 - non prevedesse alcuna precipitazione significativa, come evidente nella Figura 2.1.3, dove oltre ai campi di precipitazione cumulata nei periodi di 3 ore sono riportati i venti previsti a 10 m sul suolo alle varie scadenze tri-orarie, è probabilmente legato all'assenza di meccanismi di innesco di sistemi convettivi capaci di superare la stabilità indotta alle quote superiori da un promontorio anticiclonico.

La Figura 2.1.4 illustra i campi di nuvolosità previsti dal modello DALAM per il giorno 19 Giugno 1996 (*run* delle ore 00 UTC del 19.06.1996). A partire dalle prime

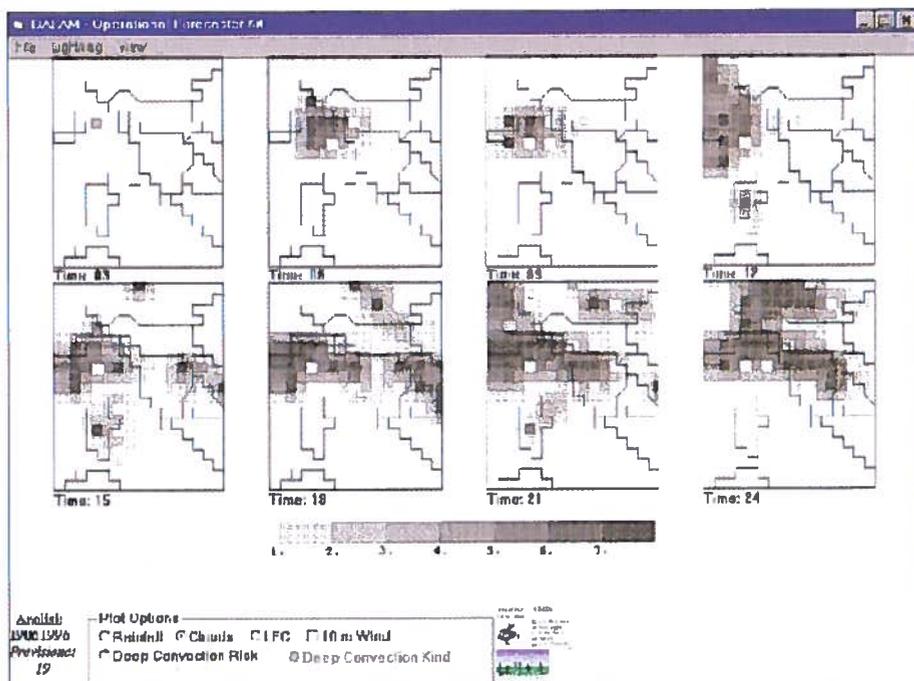


Figura 2.1.4 Campi di nuvolosità alle varie scadenze previsti dal modello DALAM per il giorno 19 Giugno 1996 in base al run del 19 Giugno 1996 ore 00 UTC.

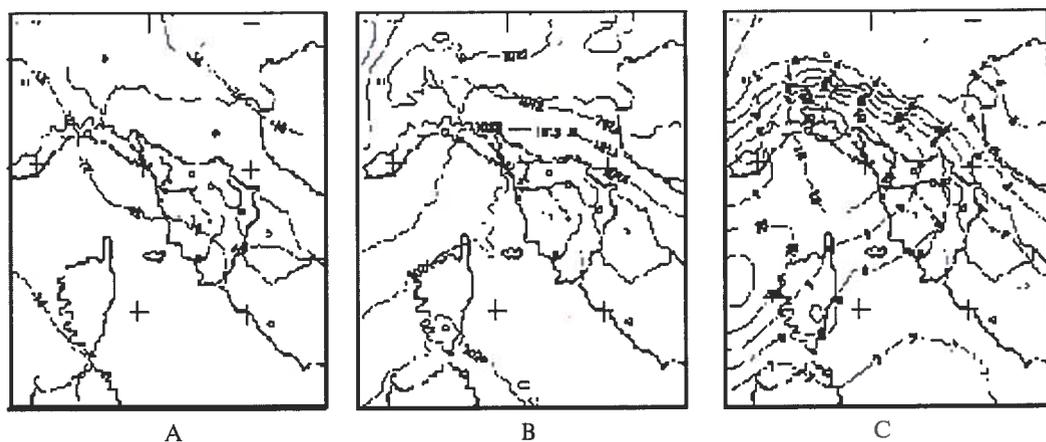


Figura 2.1.5 Campi previsti dal modello DALAM per le ore 03 UTC del 19 Giugno 1996 in base all'analisi del 19 Giugno 1996 ore 00 UTC. (A) Temperatura al livello di 500 hPa (intorno a 5500 m); (B) Pressione atmosferica normalizzata al livello del mare; (C) Umidità specifica al livello di 925 hPa (intorno a 770 m).

ore del mattino si individua una nuvolosità estesa sulla Toscana nord-occidentale, anche se non associata a precipitazioni significative (v. Figura 2.1.3). Tale nuvolosità appare associata agli effetti di sollevamento forzato indotto dall'orografia sul flusso sud-occidentale, evidente dal campo di vento a 10 m, associato in questa fase al trasporto di aria molto umida. I campi atmosferici prodotti dal modello DALAM permettono comunque un'accurata analisi alla mesoscala dell'evento.

La Figura 2.1.5 illustra alcuni campi atmosferici significativi previsti per le ore 03 UTC del 19.06.1996 dal *run* delle ore 00 UTC del modello DALAM: si evidenzia il transito di aria relativamente fredda in quota (A), il debole/moderato flusso a sud-ovest nei bassi strati (B), l'alta concentrazione di umidità specifica nei bassi strati, in particolare al livello di 925 hPa, dove risultava localmente superiore a 11 g/kg (C).

Un'analisi più attenta dei campi previsti dal modello DALAM nel *run* del 19 Giugno 1996 ore 00 UTC per le ore 03:00 UTC, quindi in corrispondenza dell'inizio della prima fase del nubifragio, porta a riconoscere alcune altre interessanti caratteristiche della situazione a mesoscala. La Figura 2.1.6. illustra il progressivo riscaldamento dell'atmosfera a quote corrispondenti approssimativamente alla sommità dello strato limite marino (tra le superfici geopotenziali 925 hPa e 850 hPa), unitamente allo sviluppo e intensificazione di un flusso convergente tra meridionale e sud-occidentale nello strato superficiale atmosferico sopra la superficie marina, diretto verso la riviera ligure di levante e la Toscana nord-occidentale. Il flusso in corrispondenza della superficie geopotenziale 850 hPa, oltre lo strato limite atmosferico, appare tra debole e moderato e disaccoppiato da quello nei bassi strati (è infatti proveniente da ovest-nord-ovest e generalmente più debole che nei bassi strati).

Situazioni di questo tipo possono associarsi allo sviluppo di intensi sistemi di precipitazione nei pressi delle coste mediterranee e nel relativo entroterra (Llasat e Puigserver, 1994) e il meccanismo può a grandi linee spiegarsi come segue.

La temperatura superficiale del mare relativamente alta, unitamente al "getto" (flusso moderato/intenso) entro lo strato superficiale atmosferico sopra la superficie marina, determinano una rilevante evaporazione. La presenza di una inversione termica in quota, intorno alla sommità dello strato limite atmosferico, suggerita dal riscaldamento progressivo intorno a quella quota, dal ridottissimo gradiente termico verticale e dal disaccoppiamento del flusso alle quote superiori (confermata del resto dal lavoro di Rossa e Quiby, 1997), porta a ritenere che la notevole concentrazione di vapor acqueo prodotta dalla evaporazione marina rimanga pressoché intrappolata entro il relativo strato limite atmosferico.

La condizione perché questa massa d'aria calda e umida superficiale porti allo sviluppo di un sistema di precipitazione è che essa sia sollevata fino al livello di convezione libera (paragrafo 2.1.3). Un meccanismo può essere il sollevamento forzato orografico o l'intensificazione di origine orografica di un sistema convettivo formatosi in precedenza, un altro più difficile da prevedere può essere il transito di onde di gravità (paragrafo 2.1.4) determinate dalla complessa interazione sopravvento del

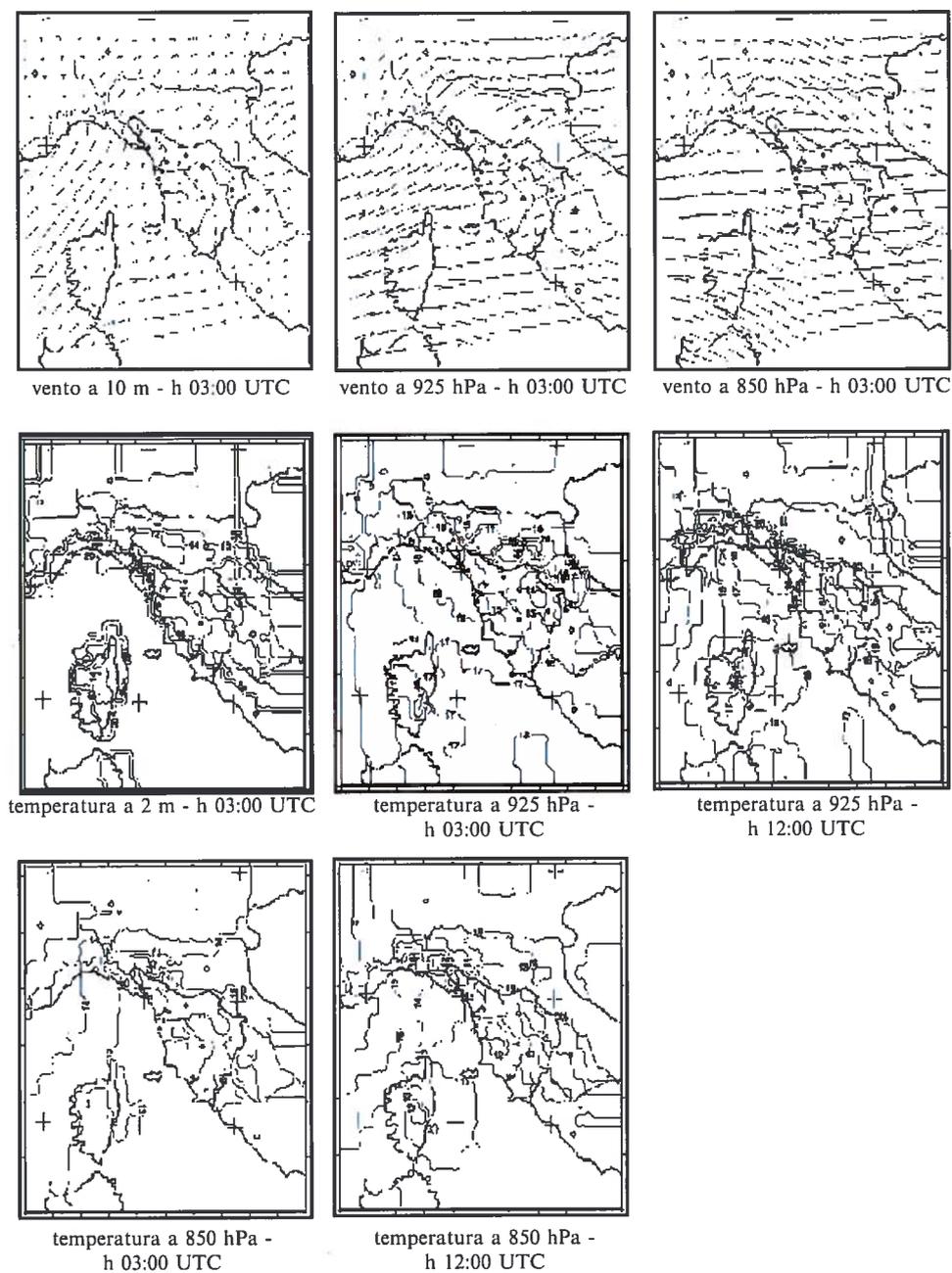


Figura 2.1.6 Situazione a mesoscala prevista dal modello DALAM per la prima parte del 19 Giugno 1996 in base all'analisi del 19 Giugno 1996 ore 00 UTC. (A)

flusso con l'orografia o dallo sviluppo di sistemi convettivi anche relativamente remoti. Come sarà illustrato in seguito, tutti i meccanismi descritti sono probabilmente intervenuti nel caso in studio.

2.1.2. Il nubifragio e la sua distribuzione spaziale e temporale

Il nubifragio oggetto dello studio è stato a grandi linee caratterizzato da due fasi di precipitazione intensa: la prima ha interessato più direttamente la parte sud-orientale del bacino del Versilia prolungandosi per circa 6 ore a partire dalle ore 4 solari, la seconda concentrata in corrispondenza del crinale ed estesa sulla parte nord-orientale del bacino del Versilia e ad est dello spartiacque (bacino della Turrite Secca), prolungandosi per più di 3 ore dalle ore 11 solari circa.

La Figura 2.1.7 illustra i pluviogrammi registrati presso alcune stazioni presenti nel bacino del Versilia. Sono evidenti le due fasi principali del nubifragio. Soprattutto nel caso di bacini di piccola dimensione come quello del Versilia, l'evoluzione dell'idrogramma illustra meglio di altre considerazioni il contributo in termini di

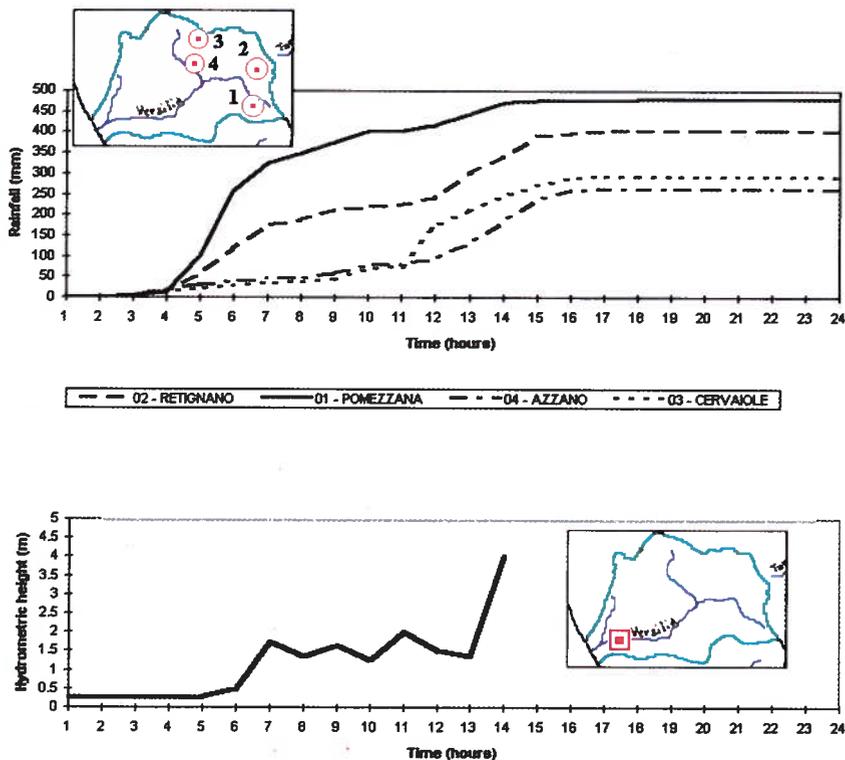


Figura 2.1.7 Confronto della precipitazione cumulata su base oraria nel corso del 19 Giugno 1996 presso le stazioni poste nell'alto bacino del Versilia con l'evoluzione dell'altezza idrometrica presso lo sbocco della valle.

accumulo di precipitazione delle diverse fasi di un evento pluviometrico intenso. Nella stessa Figura 2.1.7 è illustrato quindi l'idrogramma presso Seravezza, nella parte bassa del bacino. Le due fasi sopradette sono evidenti, nonché l'effetto delle dighe naturali legate alle frane di alberi e detriti.

La Figura 2.1.8 illustra l'evoluzione dell'evento in termini di precipitazioni cumulate sul territorio in due intervalli temporali, rappresentativi rispettivamente della prima fase e dell'intero evento. Ne emerge la localizzazione parzialmente differente dei due fenomeni. La Figura 2.1.9 illustra l'evoluzione dell'evento in termini di frequenza e distribuzione dei fulmini sul territorio su base quadri-oraria. Spiccano le fulminazioni verificatesi nelle primissime ore della giornata a nord-ovest di La Spezia, sia sull'entroterra che sul mare, antecedenti comunque all'evento in studio, che si manifesta in questa immagine con il grande numero delle fulminazioni rilevate tra le ore 04

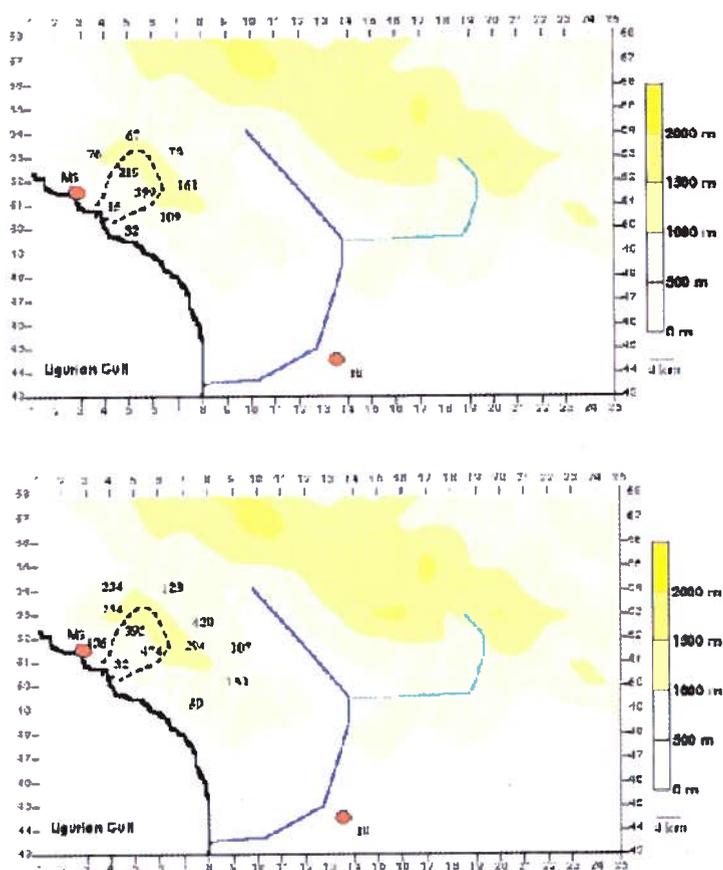


Figura 2.1.8 Valori di precipitazione cumulati sull'evento: dalle ore 04 UTC alle ore 12 UTC (A) e dalle ore 04 UTC alle ore 17 UTC (B)

GMT e 12 GMT sull'area apuana. Si evidenzia inoltre la propagazione del fenomeno alla bassa valle del Serchio e i rilievi appena a nord di Lucca, anche se l'intensità dell'evento, "letta" attraverso la concentrazione e la frequenza delle fulminazioni, appare enormemente più forte sull'area apuana centrale. La Figura 2.1.10 illustra infine l'evoluzione dell'evento dal punto di vista delle immagini METEOSAT nell'infrarosso.

Sia in base all'osservazione delle fulminazioni (Figura 2.1.9) sia dei sistemi nuvolosi (Figura 2.1.10) si evidenzia, nelle ore immediatamente precedenti l'inizio del nubifragio (dalle ore 01:30 UTC circa), lo sviluppo di un sistema convettivo piuttosto profondo qualche decina di km a nord-ovest di La Spezia, circa 50 Km a nord-ovest dell'area apuana interessata dal successivo nubifragio, seguito dopo circa 1h30' dallo sviluppo del sistema convettivo più intenso in corrispondenza del versante apuano versiliese. E' possibile, anche se l'ipotesi è di difficile dimostrazione, ritenere che il secondo fenomeno sia legato al primo (probabilmente innescato ed esaltato dalla interazione del fronte del flusso divergente dal primo sistema con l'orografia apuana). Una discussione più approfondita su questo aspetto è svolta nel paragrafo 2.1.4. La seconda fase del nubifragio sulla zona apuana è invece con assai maggiore probabilità legata alla prima fase, in particolare all'instabilità convettiva determinata da questa, sia per le caratteristiche analoghe che per l'estrema prossimità geografica.

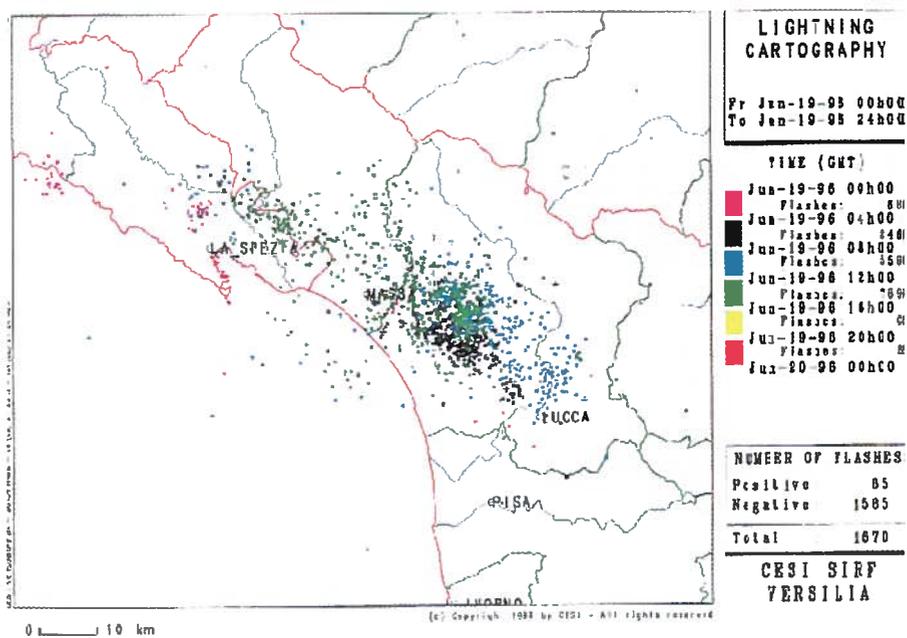


Figura 2.1.9 Evoluzione dell'evento in termini di frequenza e distribuzione dei fulmini sul territorio su base quadri-oraria.

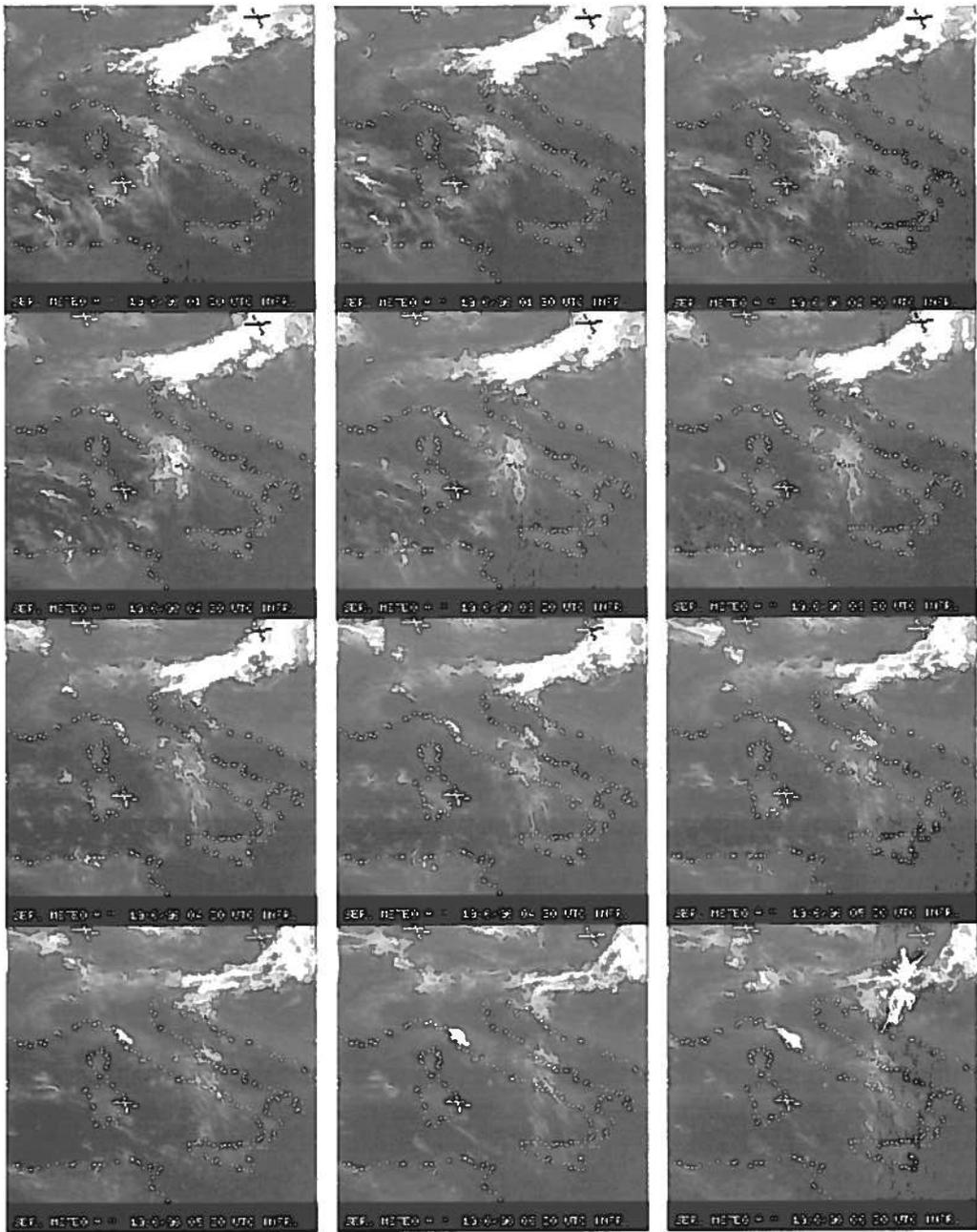


Figura 2.1.10 Evoluzione dell'evento in termini di immagini IR METEOSAT. Il primo insieme di pannelli si riferisce al periodo antecedente l'evento e alla prima fase, il secondo quadro approssimativamente alla seconda fase. segue

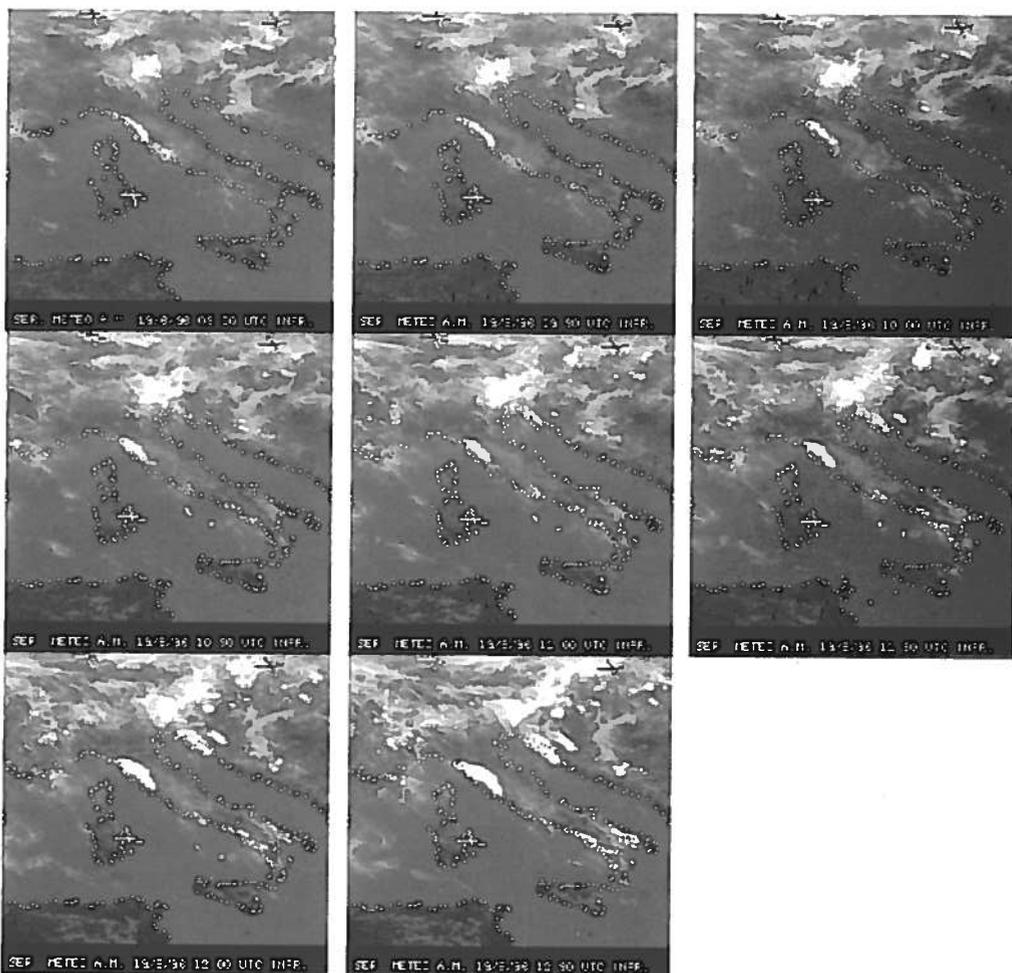


Figura 2.1.10 Evoluzione dell'evento in termini di immagini IR METEOSAT. Il primo insieme di pannelli si riferisce al periodo antecedente l'evento e alla prima fase, il secondo quadro approssimativamente alla seconda fase.

2.1.3. La predicibilità dell'evento tramite modelli atmosferici ad area limitata

Sono già stati evidenziati in precedenza i limiti del modello ad area limitata DALLAM a fornire valori di precipitazione rilevanti per l'evento in considerazione.

Altri modelli europei ad area limitata, di natura idrostatica, sono stati invece in grado di ricostruire campi di precipitazione più consistenti; tra questi, soprattutto il Swiss Model (Quiby e Schubiger, 1998; Rossa e Quiby, 1997). Nel caso del Swiss Model, i risultati indicano valori massimi fino a 155 mm, con una distribuzione spaziale parzialmente differente da quella osservata. Poiché questi modelli sono caratte-

rizzati da risoluzione spaziale decisamente superiore a quella del DALAM (dell'ordine di 14 Km contro i 30 Km del DALAM), sembra che un'utile informazione operativa poteva ottenersi anche nei limiti della rappresentazione idrostatica, purché la rappresentazione del territorio fosse il più possibile dettagliata.

Senza ricorrere a modelli non-idrostatici, generalmente problematici da utilizzare in ambiti operativi, è possibile comunque valutare, a partire dai campi meteorologici di un LAM, il rischio di sviluppo di sistemi convettivi profondi che un modello idrostatico non può risolvere esplicitamente. Il significato operativo di tale analisi riguarda la capacità di prevedere con sufficiente attendibilità le soglie di rischio per l'innescio, lo sviluppo e l'organizzazione di intensi sistemi di precipitazione cui sono spesso associati altri fenomeni violenti quali grandine e colpi di vento.

Una discussione qualitativa è già stata effettuata nel paragrafo 2.1.1. In questa fase l'indagine sarà invece più quantitativa.

La prima analisi riguarda la determinazione della distribuzione sul territorio della quota oltre la quale una massa d'aria sollevata dalla superficie, raggiunto e superato il livello di condensazione, assume una temperatura maggiore di quella dell'ambiente circostante (insaturo) e accelera verso l'alto, o *livello di convezione libera*, LFC (Golden *et al.*, 1988), fino a che la sua temperatura, seguendo un profilo adiabatico saturo, non scende fino al valore ambientale e la spinta di galleggiamento cessa (tali condizioni si verificano al cosiddetto *punto di equilibrio*). Tale livello è di grande importanza in quanto esistono numerosi meccanismi di sollevamento di masse d'aria, in parte non prevedibili da un modello idrostatico ad area limitata. La determinazione della quota del LFC richiederebbe comunque una rappresentazione accurata dello strato limite atmosferico, che invece in questa fase non è effettuata, limitandosi a interpolare linearmente le quantità previste dal modello DALAM ai livelli disponibili più bassi (tipicamente, 850 hPa, 925 hPa e 10m sopra il suolo).

La Figura 2.1.11 illustra la distribuzione del LFC, unitamente al campo del vento alla quota di 925 hPa, particolarmente significativa in quanto, a parità di stabilità atmosferica, la sua intensità risulta ben correlata col sollevamento forzato indotto dall'orografia.

La quota del LFC appare inferiore a 250 m s.l.m. sulla verticale del Golfo Ligure fino alla sera del 19 giugno, e ovunque almeno dalle ore 9 UTC alle 18 UTC, mentre risale sulla maggior parte del dominio durante la sera. La direzione e l'intensità del vento previsto dal modello DALAM in corrispondenza del livello di 925 hPa (in questo caso localizzato a quote comprese tra 750 m e 800 m), inducono a ritenere possibile un effetto di sollevamento forzato da parte dell'orografia. Un'area di convergenza netta del flusso, sia al livello di 925 hPa sia a 10 m sul suolo (Figura 2.1.5), si manifesta inoltre fino alle ore centrali della giornata in corrispondenza dell'area costiera della riviera ligure di levante e della Toscana settentrionale.

L'energia potenziale convettiva disponibile (CAPE), grandezza ben nota e ampiamente utilizzata dai previsori meteorologici (Golden *et al.*, 1988), è legata all'eccesso

di temperatura dello strato saturo ascendente rispetto all'ambiente insaturo, quindi alla *spinta di galleggiamento* che ne deriva, ed è anche una misura della massima intensità della corrente verticale ascendente (Weisman e Klemp, 1988), a sua volta massima responsabile della velocità di produzione di acqua precipitabile.

Secondo le previsioni DALAM prodotte alle ore 00 UTC del 19 Giugno 1996, i valori dell'energia potenziale disponibile (CAPE) propri della colonna atmosferica sovrastante il mare di fronte alla costa versiliese risultavano piuttosto alti (oltre 2500 J/kg) fino alle ore 09 UTC circa, per poi decrescere lentamente. Sull'entroterra, invece, i valori maggiori di CAPE si registravano tra le ore 09 UTC e le 15 UTC, legati al previsto riscaldamento superficiale. Nella Figura 2.1.12 il campo di CAPE è rappresentato come *rischio* di sviluppo di eventi convettivi.

E' da osservare che la corrispondenza tra CAPE e rischio di sviluppo di sistemi convettivi è generalmente più stretta in caso di netta stratificazione dell'atmosfera soprattutto in termini di profilo verticale di umidità relativa. Nel caso estremo di profilo verticale saturo fino a quote elevate e transito di sistema frontale, il sollevamento a grande scala delle masse d'aria induce un profilo termico prossimo all'adiabatica saturo e la CAPE scende fino a valori molto bassi. Ciò nonostante, in queste situazioni possono facilmente svilupparsi sistemi convettivi relativamente intensi.

Il *Bulk Richardson Number* è una quantità rivelatasi ben correlata con l'organizza-

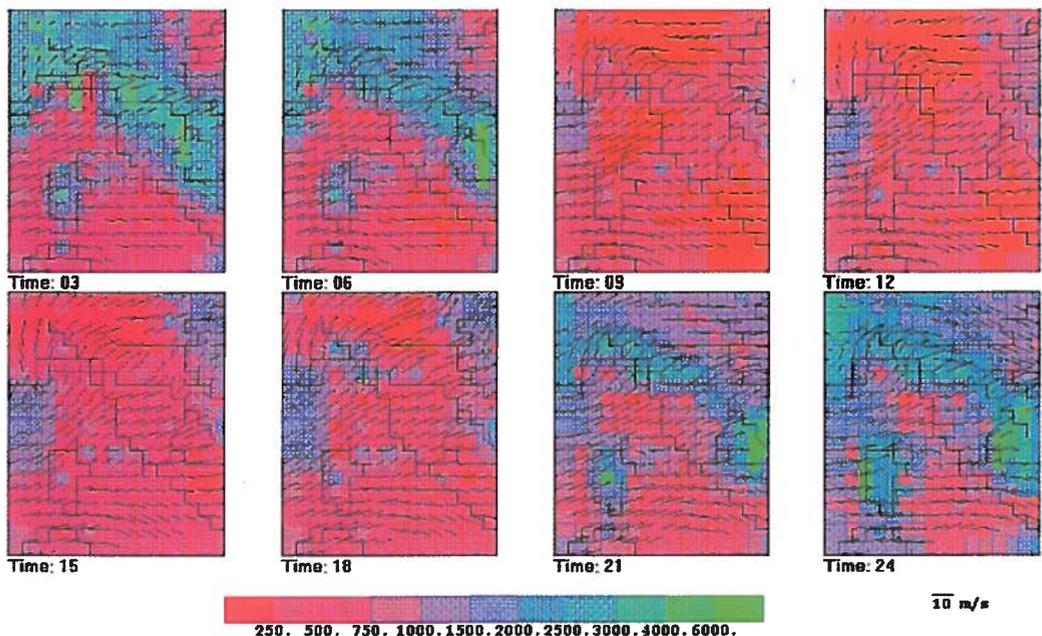


Figura 2.1.11 Campi di LFC e vento al livello di 925 hPa (previsioni DALAM emesse il 19.06.1996 ore 00 UTC per il 19.06.1996).

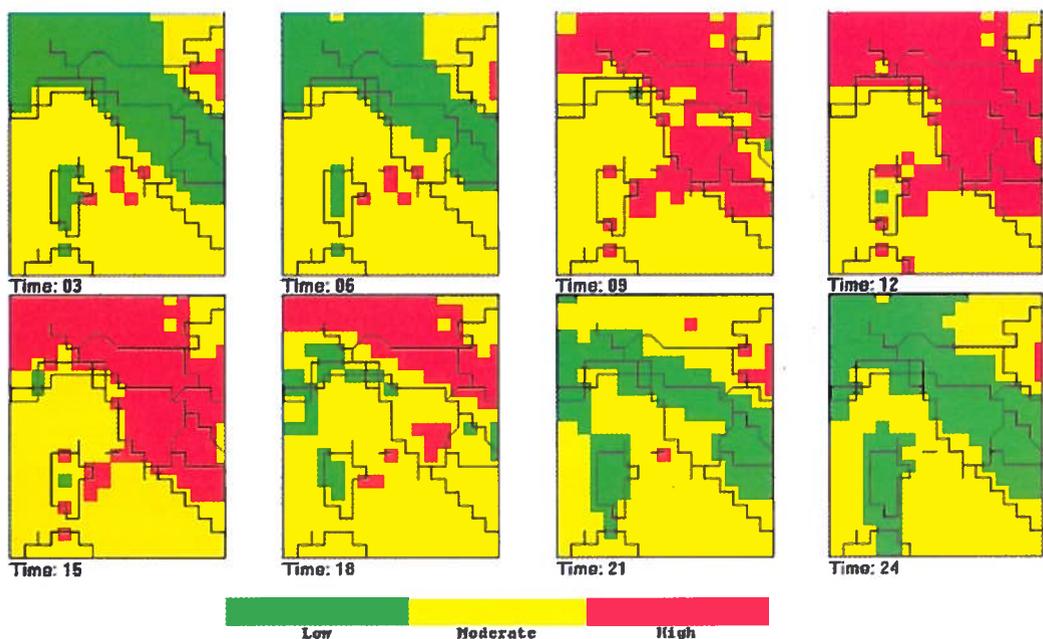


Figura 2.1.12 Campi di CAPE (previsioni DALAM emesse il 19.06.1996 ore 00 UTC per il 19.06.1996).

zione dei sistemi convettivi (Weisman e Klemp, 1988), e coinvolge il rapporto mediato lungo la verticale tra energia potenziale convettiva (CAPE) e *shear* del vento, cioè variazione della intensità del vento con la quota (nei primi 6000 m circa), grandezza a sua volta legata alla distribuzione verticale dell'energia meccanica. Nell'intervallo di significatività di tale indice, e simultaneamente al periodo di basso LFC e alta CAPE, si individua la possibilità di organizzazione come *supercelle* dei sistemi convettivi durante tutto il giorno su parte del Golfo Ligure. Questo risultato è illustrato in Figura 2.1.13.

Il ruolo dello *shear* del vento si manifesta sia con la disponibilità di maggiore energia a una massa d'aria di origine superficiale, quindi generalmente dotata di scarsa energia cinetica, che si porta per sollevamento a quote superiori, sia con l'effetto di deviazione della colonna di massima precipitazione rispetto alla colonna d'aria ascendente: la precipitazione si rivela molto efficiente nel deprimere le correnti ascensionali. I sistemi convettivi a supercella sono talvolta in grado di innescare circolazioni molto violente nei bassi strati (tornadi o, a scala ridotta, trombe d'aria).

La supercella è potenzialmente il più pericoloso dei tipi di tempesta convettiva. Da essa possono generarsi colpi di vento, grandine di ragguardevoli dimensioni, persino tornadi persistenti e relativamente estesi. Concettualmente la si può immaginare come una gigantesca corrente verticale ascendente e in rotazione, quasi stazionaria, con vita media di parecchie ore e in continua propagazione alla destra e occasionalmente alla

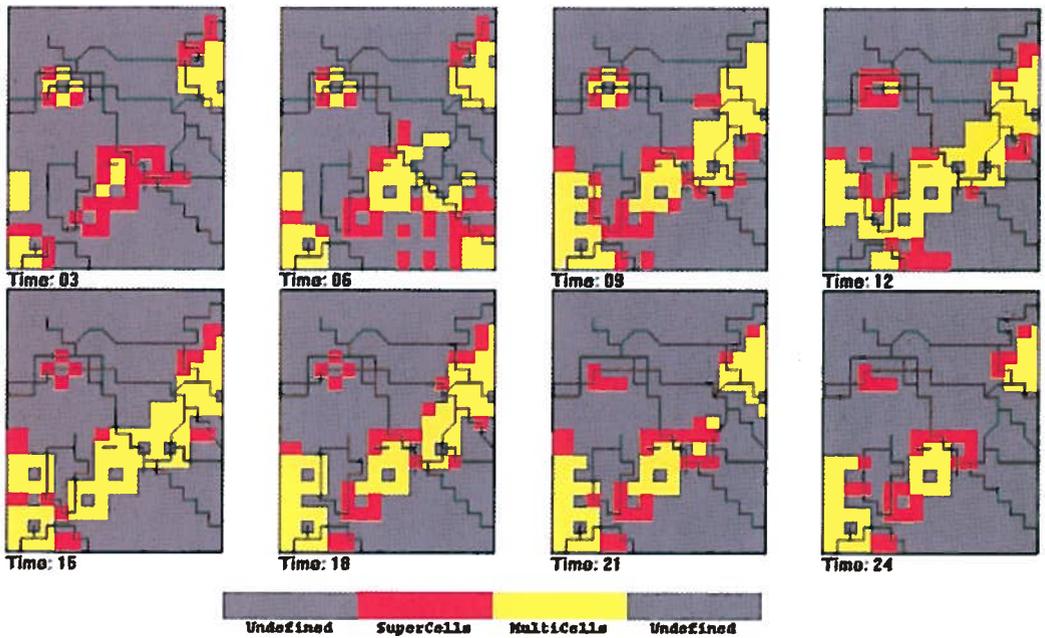


Figura 2.1.13 Campi di BRN (previsioni DALAM emesse il 19.06.1996 ore 00 UTC per il 19.06.1996).

sinistra del vento medio, generalmente a velocità ridotta rispetto a quella del vento medio stesso (Weisman e Klemp, 1988). In realtà, in natura spesso le supercelle si manifestano simultaneamente ad altri tipi di sistemi convettivi e spesso soltanto un'accurata analisi degli echi radar permettono un'individuazione univoca della struttura descritta.

Si è proceduto a una caratterizzazione preliminare dell'evento in studio in termini della distribuzione statistica nel mese di Giugno dei valori di energia convettiva (CAPE) previsti sulla verticale di un punto situato sul mare di fronte al litorale della Versilia.

La Figura 2.1.14 illustra la distribuzione dei valori assunti dalla CAPE secondo le previsioni DALAM con scadenza 3 ore - 24 ore durante gli anni 1996-1997, limitata al mese di Giugno (20 giorni, con cadenza temporale di 3 ore, per un totale di 160 dati). In Figura 2.1.15. è rappresentata l'evoluzione trioraria della CAPE prevista per il 19 Giugno 1996, confrontata con l'evoluzione media per il mese di Giugno. L'andamento previsto per il giorno 19 appare simile a quello tipico di Giugno; spiccano tuttavia gli alti valori delle prime ore della giornata.

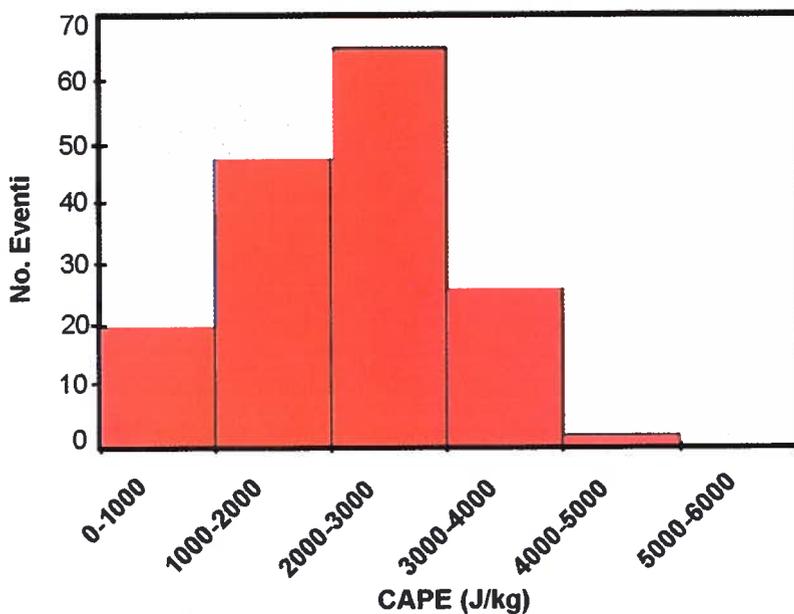


Figura 2.1.14 Distribuzione della CAPE sulla verticale del mare di fronte alla Versilia secondo le previsioni DALAM a 3 - 24 ore. Mese di Giugno (160 dati).

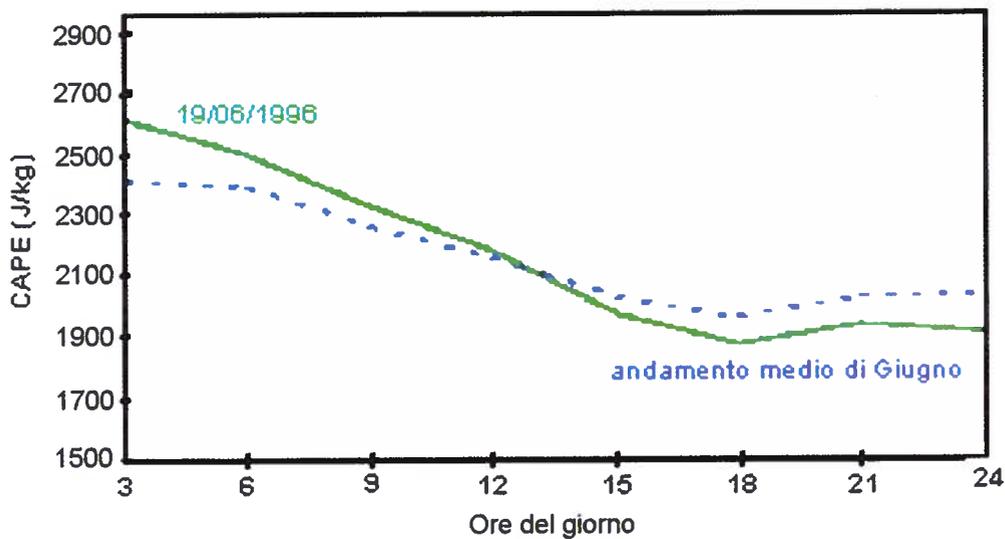


Figura 2.1.15 Evoluzione prevista della CAPE sulla verticale del mare di fronte alla Versilia secondo le previsioni DALAM rispetto alla media del mese di Giugno

2.1.4. La procedura CORP di *downscaling* dinamico

Il ruolo di una rappresentazione appropriata e consistente degli effetti orografici sull'innescamento e in generale sulla modulazione di sistemi di precipitazione locali è stata spesso sottolineata in letteratura (Llasat e Puigcerver, 1994; Sinclair, 1994).

La risoluzione spaziale orizzontale del DALAM è pari a circa 30 Km; la rappresentazione morfologica della porzione del dominio DALAM, insieme alla rappresentazione, alla risoluzione di 4 km dell'area oggetto di studio, è mostrata in Figura 2.1.2, nella quale è evidente che la struttura delle Alpi Apuane manca del tutto nella rappresentazione DALAM, sia a causa della risoluzione di 30 Km sia perché le pendenze orografiche tipiche di questo rilievo raggiungono e talvolta superano i 45°, mentre un modello idrostatico può lavorare soltanto su gradienti molto inferiori a tale valore.

Come illustrato nel paragrafo 2.1.1, il modello DALAM non riuscì a rappresentare esplicitamente la fenomenologia pluviometrica dell'evento in studio, non prevedendo per il giorno 19 Giugno 1996 alcuna precipitazione secondo la simulazione del giorno 17, soltanto tra 1 e 2 mm nella simulazione del giorno 19 stesso.

La prima versione della tecnica di *downscaling* dinamico, CORP (Complex Orography Rainfall Prediction), non includeva alcun particolare trattamento dei campi DALAM nella libera atmosfera. Soltanto la velocità verticale era derivata in base all'impatto elastico di masse d'aria con l'orografia, e la sua propagazione verticale era modulata in base alla stabilità atmosferica verticale (Sinclair, 1994). Le prestazioni di tale tecnica nel quadro di eventi pluviometrici intensi pregressi sono documentate in alcuni lavori (Meneguzzo *et al.*, 1996a, 1996b, 1996c), dove i campi di pioggia prodotti da CORP sono anche utilizzati come *input* per un modello idrologico-idraulico calibrato per la previsione delle portate del fiume Serchio (il bacino del fiume Serchio è il bacino più grande in Figura 2.1.2, ad est dello spartiacque apuano).

La prima versione di CORP tuttavia falliva completamente la ricostruzione dell'evento in studio, il che suggeriva quindi la necessità di un processamento più esteso dei campi meteorologici DALAM.

La risoluzione spaziale di 4 Km per la tecnica CORP è stata scelta in base alla necessità di rappresentare accuratamente gli effetti orografici sull'innescamento e la trasformazione dei sistemi di precipitazione, per fornire direttamente campi di precipitazione alla scala di bacino, evitando nello stesso tempo di introdurre discontinuità irrealistiche a piccola scala nei campi meteorologici.

Tra i punti in corrispondenza dei quali DALAM fornisce profili verticali delle grandezze meteorologiche, alcuni sono stati selezionati in base alla rappresentatività (per l'area in studio) e alla loro approssimativa indipendenza dalla rappresentazione poco realistica del territorio.

Tali profili sono poi interpolati nel tempo, per fornire profili orari e ridurre le discontinuità, e nello spazio (interpolazione in base alla quarta potenza inversa della

distanza), per fornire un profilo verticale delle quantità meteorologiche rilevanti sulla verticale di ciascun punto del dominio CORP.

Dinamica del modello CORP

Il campo di vento di prima approssimazione basato sull'interpolazione diretta dei campi DALAM è poi analizzato e modificato attraverso l'imposizione dei vincoli di conservazione della massa nell'ambiente a orografia più realistica mostrato in Figura 2.1.2 nel quadro della schematizzazione delle superfici di flusso critiche (tecnica WOCSS, *Wind on Critical Streamline Surfaces*). Ampi riferimenti sulla rappresentazione e le procedure iterative impiegate per la soluzione dell'equazione di continuità della massa si trovano in Endlich (1984) e Ludwig *et al.* (1991).

Omettendo i dettagli, si può accennare al fatto che la forma delle superfici di flusso è ricostruita su tutto il dominio a partire dai punti più bassi, in particolare la massima elevazione raggiunta da ciascuna superficie è derivata in base all'energia del flusso e alla stabilità atmosferica verticale (tecnica del numero di Froude: Ludwig *et al.*, 1991; Giarola *et al.*, 1995). Il numero di Froude, come rapporto tra energia potenziale di galleggiamento ed energia meccanica, coinvolge il gradiente verticale di temperatura potenziale corretta per tenere conto delle condizioni di saturazione dell'atmosfera. Poiché la temperatura potenziale è fornita direttamente come prodotto del modello DALAM, essa è già corretta in questo senso. Laddove il modello DALAM non riesca a rappresentare condizioni di saturazione locale (legata, per esempio, a episodi di convezione profonda), la quota reale delle superfici di flusso sarà generalmente maggiore di quanto stimato con la tecnica sopra descritta. Per questo, come sarà illustrato in dettaglio più avanti, la velocità verticale ricostruita attraverso la direzione e intensità locale del vento e la pendenza locale delle superfici di flusso è poi corretta per includere gli effetti di eventuale convezione profonda locale in condizioni di saturazione.

Dopo la soluzione dell'equazione di continuità della massa, il campo di vento è definito su ciascuna superficie nei punti situati al di sopra dell'orografia.

La procedura iterativa impiegata per minimizzare la divergenza di massa su ciascuna superficie lascia, comunque, una divergenza residua. Tale divergenza è interpretata in termini di ulteriore flusso verticale, a partire dalla verticale di ciascun punto dalla superficie più bassa. Questa componente addizionale è ritenuta importante per rappresentare adeguatamente le aree di convergenza frontale, le ricircolazioni (per esempio la brezza) e le caratteristiche di flussi che si sviluppano in ambienti estremamente complessi (Ludwig *et al.*, 1991).

L'elevazione iniziale delle superfici di flusso sopra i punti più bassi del dominio varia tra 25 e 2000 m s.l.m. (sono state utilizzate 20 superfici di flusso). Gli effetti a scala più grande al di sopra di 2000 m circa non possono perciò essere considerati con la tecnica di *downscaling* dinamico: la velocità verticale direttamente interpolata dai profili DALAM è quindi aggiunta a quella CORP al di sopra di tale quota (dove effetti irrealistici della orografia sui campi DALAM si assumono quasi trascurabili).

Una volta determinata la struttura del flusso attraverso la tecnica sopra descritta, i campi delle altre grandezze rilevanti devono essere processati per renderli consistenti con la dinamica e l'ambiente reale.

L'umidità specifica gioca un ruolo fondamentale nei modelli di ricostruzione della precipitazione, dal momento che la condensazione si verifica soltanto quando l'umidità specifica raggiunge il valore di saturazione (in presenza di correnti ascendenti).

L'equazione di conservazione per l'umidità specifica (q) assume la forma (Pielke, 1984)

$$\frac{\delta q}{\delta t} = u \frac{\delta q}{\delta x} + v \frac{\delta q}{\delta y} + w \frac{\delta q}{\delta z} + Q_{evap} - Q_{cond} \quad (2.1.1)$$

Se si assume stazionarietà locale, il primo membro della Eq. (2.1.1) è eliminato. Il terzo termine al membro destro è eliminato dal momento che il moto verticale è incluso nella rappresentazione delle superfici di flusso critiche. Gli ultimi due termini al membro destro sono omessi dal momento che l'evaporazione non è inclusa in questa fase (considerato come effetto del secondo ordine) e la condensazione è trattata in un modulo separato.

Le componenti orizzontali del vento (u e v) sono espresse in termini di variabili legate al flusso di massa, quindi alla separazione tra le superfici di flusso.

I restanti termini possono essere espressi come

$$\frac{\delta u q}{\delta x} + \frac{\delta v q}{\delta y} - q \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) = 0 \quad (2.1.2)$$

I termini in parentesi assommano ad una quantità del secondo ordine dal momento che la divergenza del flusso di massa è stata minimizzata nella fase precedente. La continuità dell'umidità specifica è perciò rappresentata dalla seguente equazione:

$$\frac{\delta u q}{\delta x} + \frac{\delta v q}{\delta y} = 0 \quad (2.1.3)$$

che è risolta nell'ambito di CORP attraverso una procedura affatto analoga a quella di Endlich (1984). La differenza significativa consiste nel fatto che l'umidità specifica è modificata iterativamente, mentre le componenti del vento sono definite in base ai risultati dell'equazione di conservazione della massa d'aria sulle superfici di flusso stesse; un intervallo definito è imposto ai valori che l'umidità specifica può assumere, in particolare zero quale valore minimo e il valore di saturazione quale valore massimo, derivato quest'ultimo in base ai valori di temperatura e pressione (Tiedtke, 1984).

Le superfici di flusso sono naturalmente le stesse impiegate per derivare il campo di flusso consistente in termini di massa. Laddove la tecnica descritta non può calcolare l'umidità specifica, quindi sulla verticale di ciascun punto del dominio a quote

superiori a quella della più elevata superficie di flusso, il valore risultante dalla interpolazione diretta dei dati DALAM è utilizzato per questa quantità.

Microfisica e meccanismi di generazione della precipitazione

La parte del modello CORP che ricostruisce la microfisica delle nubi adotta parte dello schema di Sundqvist e in particolare la scelta di risolvere una sola equazione prognostica, per il contenuto di acqua liquida nelle nubi (Sundqvist, 1978; Tiedtke, 1984; Sundqvist *et al.*, 1989; Kristjansson, 1991; Flatoy, 1992).

La scelta di adottare questo schema deriva in parte dalla sua abilità di trattare con passi di griglia di una grande varietà di dimensioni, in parte dalla efficienza del calcolo legata alla sola equazione prognostica e dalla possibilità di risolverla con tecniche *esplicite* (Flatoy, 1992). Infine, lo schema di Sundqvist mostra una ridotta sensibilità alla risoluzione verticale.

L'evoluzione del contenuto specifico di acqua nelle nubi è descritto dalla

$$\frac{\delta m}{\delta t} = -w \frac{\delta m}{\delta z} + Q(z) - P(z) \quad (2.1.4)$$

dove m è il contenuto specifico di acqua nelle nubi e il valore di $m(z,t)$ in condizioni insature rappresenta il *deficit* di vapor d'acqua che sarebbe necessario per raggiungere la saturazione (z è la coordinata verticale).

Si noti che il modello include la dipendenza dalla sola coordinata verticale. Questa scelta permette di trattare un'equazione unidimensionale, con ovvi vantaggi in termini di tempo di calcolo; w è la velocità verticale, $Q(z)$ è la velocità di condensazione, scritta anche nella forma seguente:

$$Q(z) = wG(z), \quad G(z) = -\frac{\delta Q_s(z)}{\delta z} \quad (2.1.5)$$

dove $Q_s(z)$ rappresenta il contenuto specifico di vapor d'acqua alla saturazione.

Piuttosto che impiegare equazioni accurate ma costose in termini di soluzione, la funzione $G(z)$ può essere specificata nella media-bassa troposfera secondo la parametrizzazione di Kessler (Sundqvist *et al.*, 1989):

$$G(z) = A - B \cdot z \quad (2.1.6)$$

dove i coefficienti assumono i seguenti valori $A = 3 \cdot 10^{-6}$, e $B = 3 \cdot 10^{-10}$, che scendono di un fattore 10 a temperature inferiori a -10°C .

Tutti i processi di produzione della pioggia (autoconversione, collisione-coalescenza), sono ricostruiti per mezzo della seguente equazione:

$$P(z) = C_o m \left[1 - \exp\left(-\frac{m^2}{m_r^2}\right) \right] \quad (2.1.7)$$

dove m_r rappresenta un *valore di soglia* e C_0 è una *costante di velocità*, mentre $P(z)$ rappresenta la velocità di produzione della precipitazione alla quota z . Il fenomeno della collisione-coalescenza è ricostruito attraverso le seguenti relazioni:

$$m_r = \frac{m_{r0}}{F_1}, \quad F_1 = 1 + C_1 \bar{P}^{0.5}, \quad C_0 = C_{00} F_1, \quad \bar{P} = \int_h^H \rho P dz \quad (2.1.8)$$

Il processo della collisione-coalescenza può innescare il rilascio di precipitazione anche in corrispondenza di quote dove il contenuto specifico di acqua liquida nelle nubi è ben inferiore alla soglia.

L'ultima relazione della Eq. (2.1.8) definisce la velocità di precipitazione, generalmente espressa in $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, come integrazione del profilo verticale della velocità di produzione della precipitazione *pesata* con la densità dell'aria.

Il valore dei parametri C_1 , C_{00} , e m_{r0} dipende dal regime convettivo, generalmente legato all'intensità delle correnti verticali ascendenti: se $C_1 = 100$, allora i valori di C_{00} e m_{r0} non dovrebbero eccedere l'intervallo $10^{-4} / 1.1 \cdot 10^{-3}$ e $0.3 \cdot 10^{-3} / 2 \cdot 10^{-3}$, rispettivamente, dove i valori più bassi si riferiscono al *regime stratiforme* (velocità verticali fino a 0.1 ms^{-1}) e i valori più alti al *regime debolmente convettivo* (velocità verticali comprese tra 0.1 e 0.5 ms^{-1}). In caso di situazioni *fortemente convettive* (velocità verticali comprese tra 0.5 e $5-10 \text{ ms}^{-1}$) i risultati dimostrano scarsa sensibilità ai valori di questi parametri.

L'evaporazione è in questa fase deliberatamente omessa in quanto si ritiene un effetto del secondo ordine in situazioni di precipitazione intensa, eccetto forse nella prima fase, quando può rivelarsi un meccanismo di una certa efficienza nella umidificazione dei bassi strati dell'atmosfera.

Il profilo termico verticale può subire variazioni dalla condizione *indisturbata* (determinata dalla interpolazione diretta dei dati DALAM) in conseguenza del sollevamento della massa d'aria (di origine dinamica oppure orografica), portandosi in questo caso verso un profilo adiabatico secco o saturo.

Particolare rilevanza assume la parametrizzazione della convezione saturo intensa. All'interno dello strato atmosferico saturo, è effettuata una parametrizzazione degli effetti del rilascio di calore latente di condensazione incrementando la velocità verticale in modo *proporzionale* alla radice quadrata della differenza tra la temperatura locale entro lo strato suddetto e la temperatura dell'ambiente esterno alla nube, quindi *insaturo* (Lee e Georgakakos, 1990). In particolare:

$$w_1 = \varepsilon_1 \sqrt{c_p \Delta T} \quad (2.1.9)$$

dove w_1 è la componente additiva della velocità verticale legata alla convezione saturata, c_p il calore specifico dell'aria a pressione costante, ΔT è la differenza di temperatura tra la nube e l'ambiente insaturo alla stessa quota.

Il coefficiente ε_1 è stato fissato, per il momento, in base a valori di letteratura (Lee e Georgakakos, 1990), pari al valore $1.4 \cdot 10^{-4}$, rilevatosi adatto alla rappresentazione di eventi convettivi profondi. Occorrerà naturalmente determinare oggettivamente il valore di questo coefficiente in base a una ricerca su una serie sufficientemente lunga di eventi.

Il contributo alla velocità verticale dato dalla Eq. (2.1.9) è naturalmente introdotto soltanto alle quote in corrispondenza delle quali la temperatura dello strato saturo supera quella dell'ambiente esterno insaturo, quindi, in particolare, alle quote comprese tra il livello di convezione libera (LFC) e il livello di equilibrio (EL), determinati come nel paragrafo 2.1.3.

Risultati

Due previsioni dell'evento sono state effettuate tramite CORP, a partire dai campi previsti dal modello DALAM sulla base delle analisi ECMWF del 17 Giugno 1996 e 19 Giugno 1996. Non sono invece disponibili le previsioni DALAM del 18 Giugno 1996, a causa del malfunzionamento del circuito europeo (B. Cittarelli, FINSIEL, comunicazione personale).

Le Figure 2.1.16 *a* e *b* illustrano le previsioni di precipitazione totale dell'evento (giorno 19.06.1996) prodotte con la tecnica CORP nelle due simulazioni effettuate. La previsione basata sull'analisi ECMWF del 17 Giugno 1996 (Figura 2.1.16*a*) ricostruisce valori di precipitazione fino a circa 200 mm, con i massimi relativamente lontani dall'area di studio, mentre sulla zona del bacino del Versilia i valori massimi si attestano intorno a 80 mm. La previsione basata sull'analisi ECMWF del 19 Giugno 1996 (Figura 2.1.16 *b*) ricostruisce valori di precipitazione fino oltre 300 mm, con una zona di massimo locale e valori fino a quasi 250 mm situata nelle immediate prossimità dell'area del bacino del Versilia e un altro massimo isolato sull'alto bacino del Versilia con valori fino quasi 200 mm.

È importante sottolineare che soltanto l'implementazione nella tecnica CORP di un processamento completo dei campi DALAM permette una parziale ricostruzione dell'evento. La prima versione di CORP (Meneguzzo *et al.*, 1996), che utilizzava i campi DALAM inalterati, salvo la velocità verticale che invece calcolava in base all'interazione del flusso con l'orografia, non era in grado di prevedere alcuna precipitazione sul dominio in studio. Test di sensibilità dimostrano, infine, l'assoluta rilevanza della rappresentazione della convezione saturo profonda data dalla Eq. (2.1.9).

Ambedue le previsioni per il 19 Giugno 1996 presentano nuclei di precipitazione rilevanti sulle zone sud-orientali del dominio (a ridosso dei rilievi pre-appenninici situati a nord della città di Lucca). La previsione effettuata in base alle analisi ECMWF del 19 Giugno stesso ricostruisce valori comunque ben maggiori dell'al-

tra, e, in particolare, il campo di precipitazione si estende decisamente al versante apuano occidentale raggiungendo valori estremamente alti, sebbene inferiori al massimo registrato nel complesso dell'evento.

Riguardo all'ultima osservazione, si deve considerare che CORP è stato impiegato alla risoluzione spaziale di 4 Km, mentre l'evento è stato caratterizzato da scale di lunghezza spaziale generalmente più piccole. In generale, la previsione di precipitazione sulla zona a nord di Lucca e sulla media valle del Serchio indicano valori ben maggiori rispetto a quanto effettivamente verificatosi, dimostrando comunque che la situazione era favorevole allo sviluppo di sistemi convettivi intensi associati a precipitazioni abbondanti. Poiché la caratteristica essenziale di CORP è quella di rappresentare accuratamente gli effetti sulla produzione di acqua precipitabile e sulla precipitazione stessa dell'interazione del flusso con l'orografia, si può supporre che nel caso di studio lo sviluppo eccezionale del sistema convettivo intorno al displuviale apuano tra il bacino del Versilia e quello della Turrite Secca abbia modificato in modo determinante l'ambiente circostante, fino a inibire in modo determinante lo sviluppo di altri sistemi convettivi in aree anche relativamente remote rispetto a quella che ha subito il nubifragio. Tale effetto non può essere ricostruito allo stato attuale in alcun modo per mezzo della tecnica CORP.

Rimane da spiegare perché lo sviluppo convettivo si sia manifestato proprio su tale zona nell'ambito del dominio CORP.

Una prima osservazione è che le possibilità di effettuare previsioni accurate nel tempo e nello spazio della convezione cumuliforme sono di solito estremamente limitate a causa della difficoltà di individuare meccanismi di innesco diversi da quelli orografici, quali per esempio i fronti a mesoscala legati alla divergenza da sistemi convettivi primari non ancora sviluppati al momento della previsione (Bluestein, 1993).

Nello specifico, il sistema convettivo sviluppatosi circa 50 km a nord-ovest rispetto alla zona apuana centrale (paragrafo 2.1.2.), nel quadro di una configurazione della circolazione che vedeva un getto da sud-ovest nei bassi strati e un flusso con direzione di provenienza in rotazione da ovest a nord-ovest tra il livello delle 850 hPa e quello della 500 hPa, doveva necessariamente propagarsi verso sud-est (Corfidi *et al.*, 1996), per cui il versante versiliese delle Alpi Apuane ne sarebbe stato interessato per primo; l'incanalamento e la stagnazione dell'umidità specifica entro la valle del Versilia, oltre al sollevamento forzato indotto dall'orografia, saranno stati poi responsabili dell'improvvisa e violenta intensificazione del fenomeno.

Anche la sola instabilizzazione dell'atmosfera indotta dallo sviluppo del primo sistema convettivo poteva, mediante la propagazione di un treno di *onde di gravità*, determinare l'innesco del secondo sistema convettivo sul bacino del Versilia. La scarsa densità dei fulmini (Figura 2.1.9) sul mare antistante la riviera versiliese può indurre a ritenere almeno possibile una combinazione dei due meccanismi.

Le onde di gravità si sviluppano su scale tipiche della mesoscala, alle quali la Terra

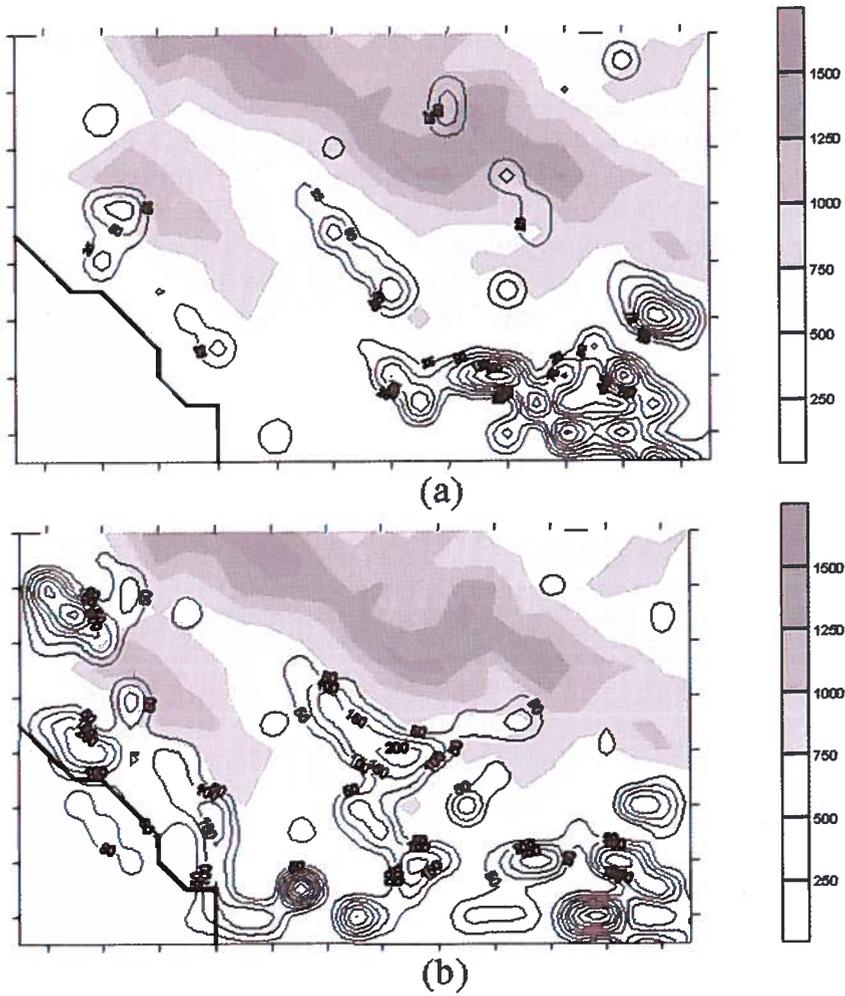


Figura 2.1.16 Campi di precipitazione previsti con la tecnica CORP per il 19.06.1996 in base alle previsioni DALAM prodotte il 17.06.1996 ore 00 UTC (a) e il 19.06.1996 ore 00 UTC (b).

può considerarsi essenzialmente pianeggiante e a lenta rotazione, quindi sostanzialmente omogenea sull'orizzontale. La forza di gravità, dal canto suo, determina la stratificazione stabile nella quale preferibilmente si sviluppano le onde di gravità (o di galleggiamento). Come tutte le onde, anche le onde di gravità sono innescate da una serie di fenomeni, quali instabilità atmosferiche, interazione del flusso con terreno complesso, convezione più o meno profonda con sviluppo di nubi cumuliformi o di veri e propri cumulonembi. Le onde di gravità modulano ciascuna variabile atmosferica, la velocità del vento, la temperatura, la densità, l'umidità, la pressione, ecc.

Una grande varietà di sensori, dedicati alle misurazioni più diverse, sia nella libera atmosfera che al suolo, devono essere in grado di rilevare questo tipo di moto ondulatorio.

La Figura 2.1.17 rappresenta l'evoluzione oraria della pressione atmosferica presso alcune stazioni meteorologiche situate intorno all'area di studio. Rilevante appare la fluttuazione - rilevata ovunque - del record della pressione per un periodo di 2-3 ore intorno alle ore 00 del 19 Giugno, di ampiezza 1-2 hPa, possibile segno del transito sull'area di una onda di gravità. Uno dei meccanismi, con cui le onde di gravità possono determinare l'innesco dell'attività convettiva, è legato alla "modulazione" che esse inducono in strati di inversione elevata, indebolendo la stessa inversione e permettendo, quindi, allo sviluppo convettivo di penetrare in questo strato, di superarlo e, quindi, di raggiungere il livello di equilibrio molto più in alto, infine di modificare tutto l'ambiente circostante per un raggio anche relativamente ampio intorno all'area oggetto della convezione primaria (Hooke, 1988).

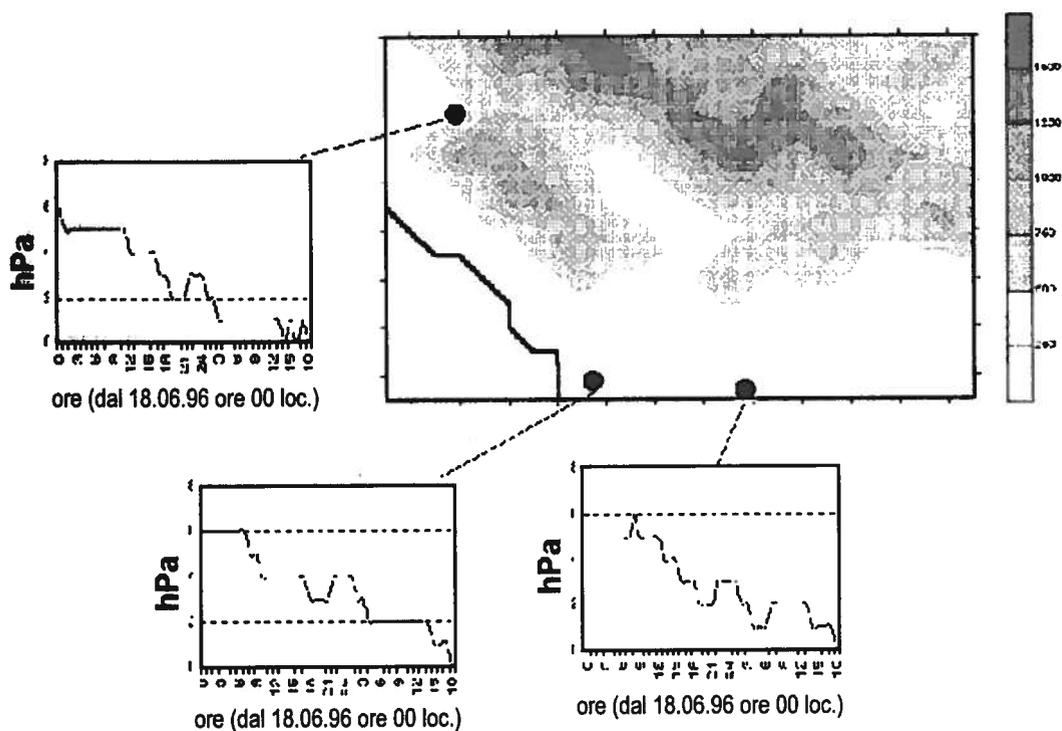


Figura 2.1.17 Evoluzione oraria della pressione presso alcune stazioni meteorologiche situate intorno all'area di studio.

Prestazioni della tecnica CORP in altri casi

Ulteriori applicazioni della tecnica CORP sono state effettuate sul dominio di studio. In particolare, sono state prodotte le previsioni quantitative di precipitazione a partire dalle previsioni DALAM del 17 Giugno 1996 ore 00 UTC per i giorni 17 Giugno e 18 Giugno (Figura 2.1.18), quando nell'area non si sono verificate precipitazioni, almeno presso le stazioni meteorologiche disponibili.

In realtà, per quanto riguarda il 17 Giugno 1996, il modello DALAM prevedeva deboli precipitazioni sparse sulla Toscana centro-meridionale in corrispondenza di un'area di marginale convergenza, nell'ambito di un flusso nord-orientale, mentre per quanto riguarda il giorno 18 Giugno 1996 era prevista una progressiva intensificazione del getto da sud-ovest nei bassi strati, che giustifica la ricostruzione di deboli precipitazioni da parte della tecnica CORP a ridosso del rilievo apuano e dei rilievi pre-appenninici a nord di Lucca.

Eccetto alcuni nuclei di debole precipitazione, probabilmente legati anche all'assenza di meccanismi di evaporazione, la tecnica CORP sembra fornire una ricostruzione corretta della pluviometria dei due giorni precedenti l'evento in studio.

Sono state infine prodotte le previsioni di precipitazione per il 6 Novembre 1994 a partire dalle previsioni DALAM per lo stesso giorno prodotte il 5 Novembre ore 00 UTC e il 6 Novembre ore 00 UTC (Figura 2.1.19). Il 6 Novembre 1994 si verificò un'altra drammatica esondazione del fiume Versilia, però principalmente a valle di Seravezza, in particolare nella zona costiera di Cinquale.

In ambo le simulazioni i valori massimi previsti sono intorno ai 150 mm, sebbene superino i 160 mm nella previsione del 6 Novembre stesso e di poco i 140 mm nella previsione del 5 Novembre, assai prossimi ai valori realmente osservati. Spiccano il massimo e l'area di abbondanti precipitazioni a ridosso del rilievo apuano, versante versiliese. E' evidente anche la discontinuità poco realistica dei campi di precipitazione in corrispondenza dei crinali, soprattutto in questa situazione prevalentemente frontale, che dimostra l'opportunità di inserire nella tecnica CORP efficienti meccanismi di diffusione e trasporto orizzontali.

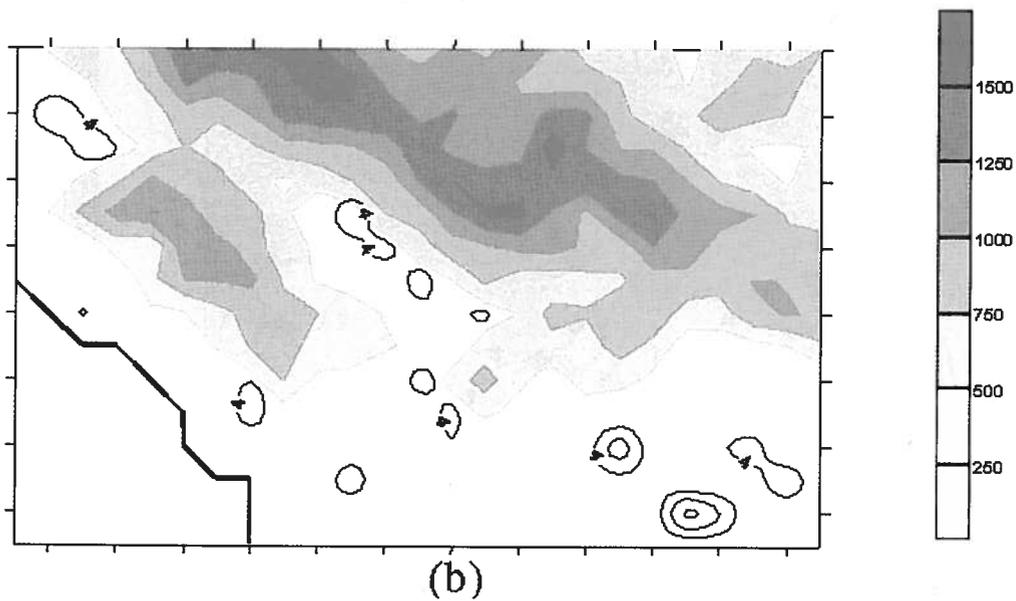
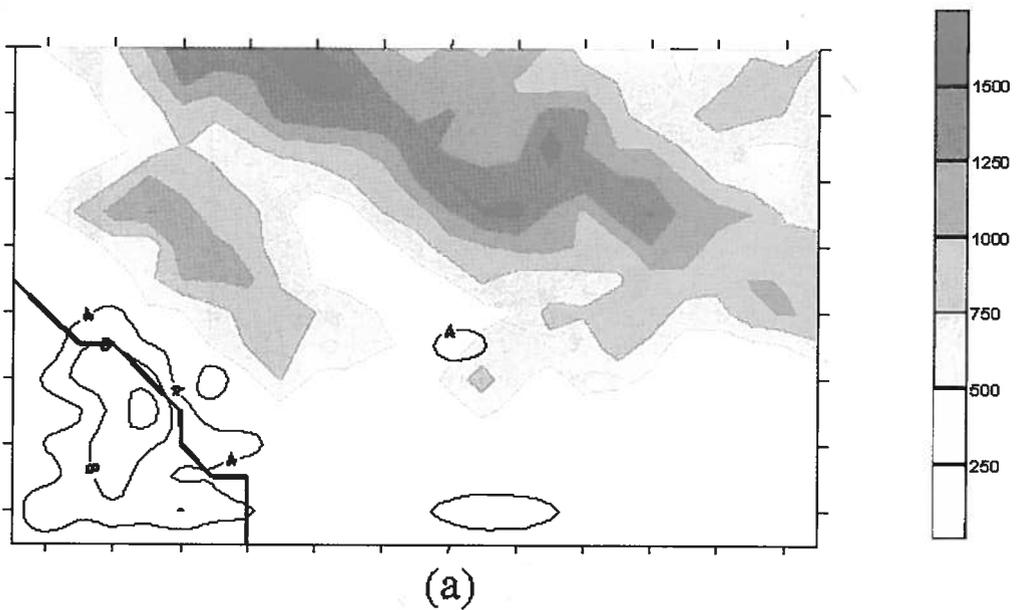


Figura 2.1.18 Campi di precipitazione previsti con la tecnica CORP in base alle previsioni DALAM prodotte il 17 Giugno 1996 ore 00 UTC per il 17.06.1996 (a) e il 18.06.1996 (b).

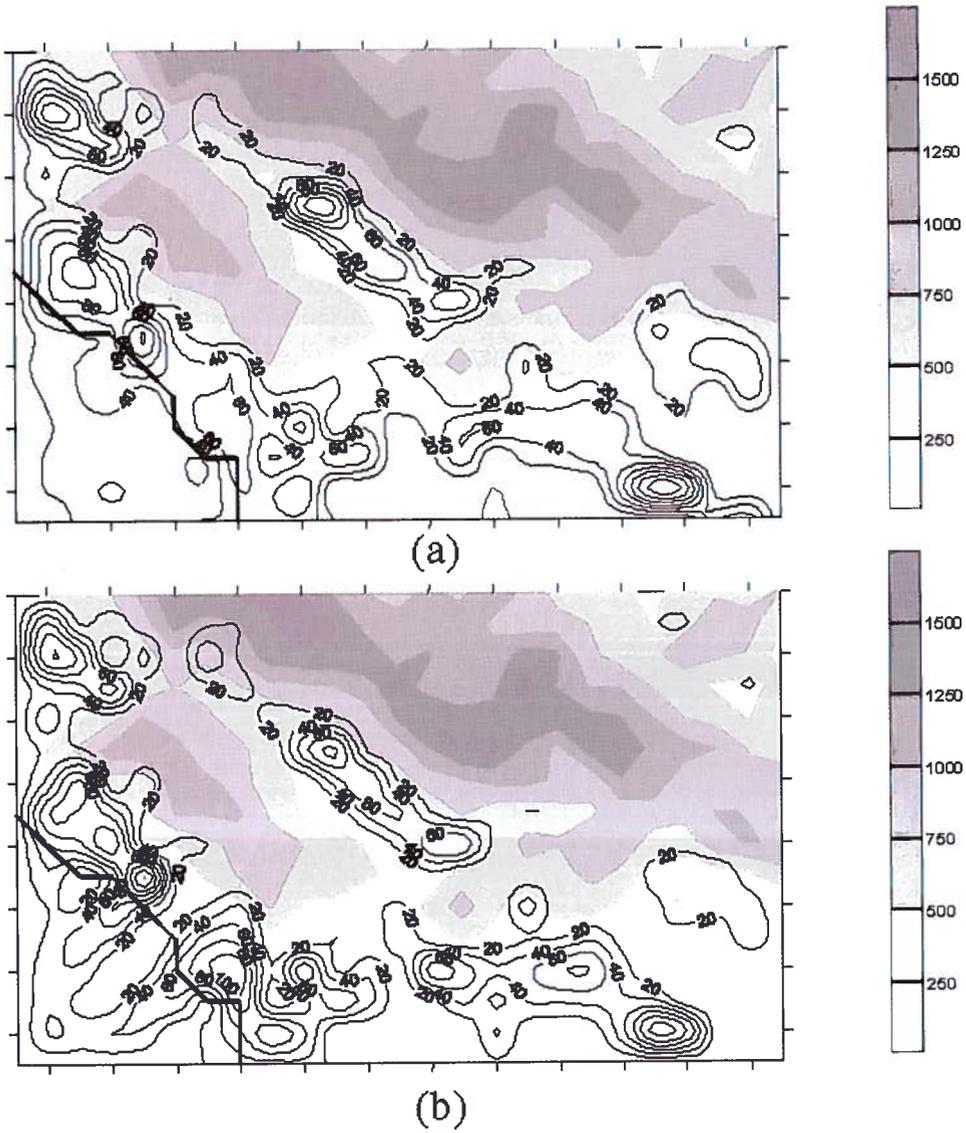


Figura 2.1.19 Campi di precipitazione previsti con la tecnica CORP per il 06 Novembre 1994 in base alle previsioni DALAM prodotte il 05 Novembre 1994 ore 00 UTC (a) e il 06 Novembre 1994 ore 00 UTC (b).

Riferimenti bibliografici

- BLUESTEIN, H.B., *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*, Oxford University Press, New York, 1993.
- BUZZI, A., *Validation of a Limited Area Model in Cases of Mediterranean Cyclogenesis: Surface Fields and Precipitation Scores* Meteorol. Atmos. Phys., 53, 137, 1994.
- CORFIDI, S.F., MERRITT, J.H. e FRITSCH, J.M., *Predicting the Movement of Mesoscale Convective Complexes*, Weather and Forecasting, 11, 41, 1996.
- ENDLICH, R.M., *Wind Energy Estimates by Use of a Diagnostic Model*, Bound.-Layer Meteor., 30, 375, 1984.
- FLATOY, F., *Comparison of Two Parametrization Schemes Utilizing a One-Dimensional Cloud Model*, Mon. Wea. rev., 105, 270, 1992.
- GIAROLA, S., GRIPPA, G., F. MENEGUZZO, *DI.M.C.O.R., a Software Package for Diagnostic Wind Reconstruction*, Environmental Software, 1995.
- GOLDEN, J.H., SERAFIN, R., LALLY, V., FACUNDO, J., in *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ch. 14, ed. P. Ray, American Meteorological Society, Boston, 1988.
- HOOKE, W.H., in: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ch. 12, ed. P. Ray, American Meteorological Society, Boston, 1988.
- KRISTJANSSON, J.E., *Cloud Parametrization at Different Horizontal Resolutions*, Quart. J. Roy. Met. Soc., 117, 1255, 1991.
- LEE e GEORGAKAKOS, *A Two Dimensional Stochastic-Dynamical Quantitative Precipitation Forecasting Model*, J. of Geoph. Res. Vol. 95, No. D3, 1990.
- LLASAT, M.C., PUIGCERVER M., *Meteorological Factors Associated with Floods in the North-Eastern Part of the Iberian Peninsula*, Natural Hazards, 9, 81, 1994.
- LUDWIG, F.L., LIVINGSTON, J.M., ENDLICH, R.M., *Use of Mass Conservation and Critical Dividing Streamline Concepts for Efficient Objective Analysis of Winds in Complex Terrain*, J. of Applied Met., 30, 1490, 1991.
- MENEGUZZO, F., PAGLIARA, S., CIAPETTI, P., GOZZINI, B., *Previsione delle piene fluviali in aree a orografia complessa per mezzo di previsioni di precipitazione ad alta risoluzione e di modelli idraulici*, Proceedings of national workshop *La Difesa dalle Alluvioni*, Firenze, 4-5 novembre 1996a, in corso di stampa.
- MENEGUZZO, F., PAGLIARA, S., CIAPETTI, P., GOZZINI, B., *Serchio River Basin: Forecast of River Floods Through Local Scale Rainfall Forecasts and an Hydraulic Model*, Proceedings of International Conference *Prevention of hydrogeological hazards: the role of scientific research*, Alba, 5-7 novembre 1996b, in corso di stampa.
- MENEGUZZO, F., GIAROLA, S., GRIPPA, G. e GOZZINI, B., *Mesoscale Operational Rainfall Forecasts in North-Western Tuscany*, Bollettino Geofisico, 19, 39-55, 1996c.
- PERINI, L., CITTARELLI B., *La meteorologia al servizio dell'agricoltura*, L'Informatore Agrario, 37, 73-77, 1995.
- PERINI, L., BRUNETTI, A., VENTO, D., *Il Modello ad Area Limitata del Ministero delle Risorse Agricole, Alimentari e Forestali*, AER Bologna, 11, 21, 1995.
- PERINI, L., *Il Modello ad Area Limitata DA-LAM: un ausilio alle previsioni meteorologiche per l'Agricoltura.*, Bollettino Geofisico, Anno 19, 1-2, 1996.

- PIELKE, R., *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, New York, 1984.
- QUIBY, J.C., SCHUBIGER, F., *Quality Assessment of the Meteorological Computer Forecasts for Localised Flash Floods*, Proceedings of RIBAMOD workshop, R. Casale, G.B. Pedroli, P. Samuels (Eds.), 73-81, EC 1988.
- RAY, P.S., *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, Boston, 1988.
- ROSSA, A.M., QUIBY, J.C., *The Operational Forecasts Produced by a Meso-scale NWP Model for Two Flash Flooding Events on the Mediterranean Coast*, in: SEVERE WEATHER IN THE MEDITERRANEAN COUNTRIES, WMO symposium, Palma de Mallorca (ES), 1997.
- SINCLAIR, M.R., *A Diagnostic Model for Estimating Orographic Precipitation*, J. of App. Met., 33, 1163, 1994.
- SUNDQVIST, H., *A Parametrization Scheme for non-Convective Condensation including Prediction of Cloud Water Content*, Quart. J. Roy. Met. Soc., 104, 677, 1978.
- SUNDQVIST, H., BERGE, E., KRISTJANSSON, J., *Condensation and Cloud Parametrization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model*, Mon. Wea. Rev., 117, 1641, 1989.
- TIEDTKE, M., *The Parametrization of Moist Processes*, Lecture Note ECMWF, 1984.
- WEISMAN, L.M., KLEMP, J.B., in *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ch. 15, ed. P. Ray, American Meteorological Society, Boston, 1988.

2.2. Caratterizzazione idrologica e prevedibilità statistica del nubifragio

Paolo BURLANDO, Renzo ROSSO

La caratterizzazione idrologica e la prevedibilità statistica del nubifragio richiedono la determinazione del *rischio meteorologico* cui è soggetta una specifica località o una regione geografica ed il confronto con questo delle altezze osservate durante il nubifragio. Tale rischio può essere formulato in termini di sollecitazione meteorica temibile con assegnata frequenza in tale località (un punto dello spazio, coincidente in genere con una stazione pluviografica) al variare della durata temporale con cui la sollecitazione meteorica viene considerata, per un'assegnato livello di frequenza, prefissata dal progettista, secondo un'impostazione di tipo probabilistico o, meglio, stocastico. In quest'ottica, svolge quindi un ruolo fondamentale la descrizione probabilistica del processo fisico in esame e, di conseguenza, lo studio delle sue proprietà statistiche, quali emergono dalle osservazioni sperimentali.

In realtà, una più accurata determinazione del rischio meteorologico richiederebbe lo studio del comportamento delle precipitazioni nel tempo e nello spazio; tuttavia, questo tipo di studio comporta la conoscenza del fenomeno nel suo complesso e dei processi fisici di natura deterministica che controllano la formazione e l'evoluzione delle precipitazioni e, in particolare, dei nubifragi. Poiché le tecnologie, di cui a tutt'oggi disponiamo per rappresentare questo livello di dettaglio, sono fortemente carenti sotto tutti gli aspetti, teorici e pratici, nonché spesso fuorvianti rispetto al reale andamento delle sollecitazioni meteoriche nel dominio spazio-temporale, in questa sede l'analisi viene limitata alla sola caratterizzazione probabilistica delle precipitazioni osservate nelle stazioni pluviografiche attinenti l'area interessata dall'evento in esame.

2.2.1. Stazioni di rilevamento e serie storiche disponibili

I dati pluviometrici necessari all'analisi del rischio meteorologico, così come appena definito, sono le altezze di pioggia massime, per diversa durata di campionamento,

che sono state registrate in un periodo di riferimento, solitamente assunto pari all'anno solare. Tali altezze rappresentano il campione di osservazioni sperimentali della variabile aleatoria

$$H_T = \max[Z_T(t)], 0 < t \leq \Delta t \quad (2.2.1)$$

per diversi valori della durata di campionamento T , ove

$$Z_T(t) = \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} X(\xi) d\xi. \quad (2.2.2)$$

rappresenta l'integrale del processo stocastico continuo che descrive l'intensità di pioggia, $X(t)$, sulla finestra di campionamento prescelta.

Questo tipo di dato è normalmente pubblicato dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico del Ministero dei Lavori Pubblici, che nella "Parte I" riportano in "Tabella V", per ogni stazione pluviografica, le massime altezze di pioggia, H_T , cadute nelle durate di campionamento rispettivamente pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore consecutive. Rimandando a tale fonte per le tabelle relative ai valori osservati, in Tabella 2.2.1 sono elencate le stazioni presenti nel bacino del Versilia ed in quello dell'alto Serchio (Figura 2.2.1), per le quali è possibile disporre delle serie storiche dei massimi annuali per assegnata durata. In Tabella 2.2.2 sono invece riportate le principali caratteristiche statistiche necessarie alla determinazione del rischio meteorologico, come illustrato nei paragrafi successivi. In particolare, per ogni durata sono riportati la media, $E[H_T]$, la deviazione standard, s , e la varianza, var , nonché il rapporto tra s ed $E[H_T]$, ossia il coefficiente di variazione, CV ; sono inoltre riportati i valori dei momenti di secondo, terzo e quarto ordine, indicati rispettivamente come $E[H_T^2]$, $E[H_T^3]$ e $E[H_T^4]$.

La significatività dell'analisi e l'affidabilità della previsione dipende fortemente, come in ogni applicazione di tipo statistico-probabilistico, dalla numerosità del campione di dati utilizzati. Nel caso del bacino del Versilia e degli affluenti dell'alto Serchio la numerosità dei campioni risulta abbastanza disomogenea, come emerge dai valori riportati ancora in Tabella 2.2.1. Per questa ragione ogni estrapolazione a periodi di ritorno significativamente superiori al numero di anni di osservazioni disponibili andrà riguardata con cautela.

Tabella 2.2.1 Stazioni pluviografiche del Versilia e degli affluenti dell'alto Serchio per cui sono disponibili serie storiche.

Stazione	Bacino ¹	strumento ²	periodo di osservazione	quota	X utm	Y utm	copertura evento ³
Campagna	S	PR	37 (1959-1995)	850	600540	4879540	n.d.
Fornovolasco	S	PR	49 (1935-1987, con lacune)	470	608910	4876100	si, stazione automatica
Galliciano	S	PR	56 (1930-1992, con lacune)	186	615380	4880055	n.d.
Isola Santa	S	PR	44 (1952-1995)	585	605340	4880165	n.d.
Massa	tra Magra e Serchio	PR	62 (1928-1995, con lacune)	65	591800	4875450	n.d.
Palagnana	S	PR	29 (1967-1995)	710	609095	4872500	si, stazione automatica
Polla dei Gangheri	S	PR	25 (1967-1992, con lacune)	300	611965	4878700	n.d.
Pontecosi	S	PR	36 (1955-1992, con lacune)	334	610740	4887690	n.d.
Reignano	V	PR	20 (1976-1995)	440	602180	4873470	si, stazione automatica
Torrite	S	PR	33 (1959-1992, con lacune)	302	610940	4884410	n.d.
Villacollemandina	S	PR	46 (1940-1992, con lacune)	500	610960	4890750	n.d.
Viareggio	tra Magra e Serchio	PR	49 (1945-1994, con lacune)	3	599770	4859630	n.d.

¹ V= bacino del Versilia, S=bacini degli affluenti dell'alto Serchio, ² PR=Pluviometro Registratore, ³ n.d.=non disponibile

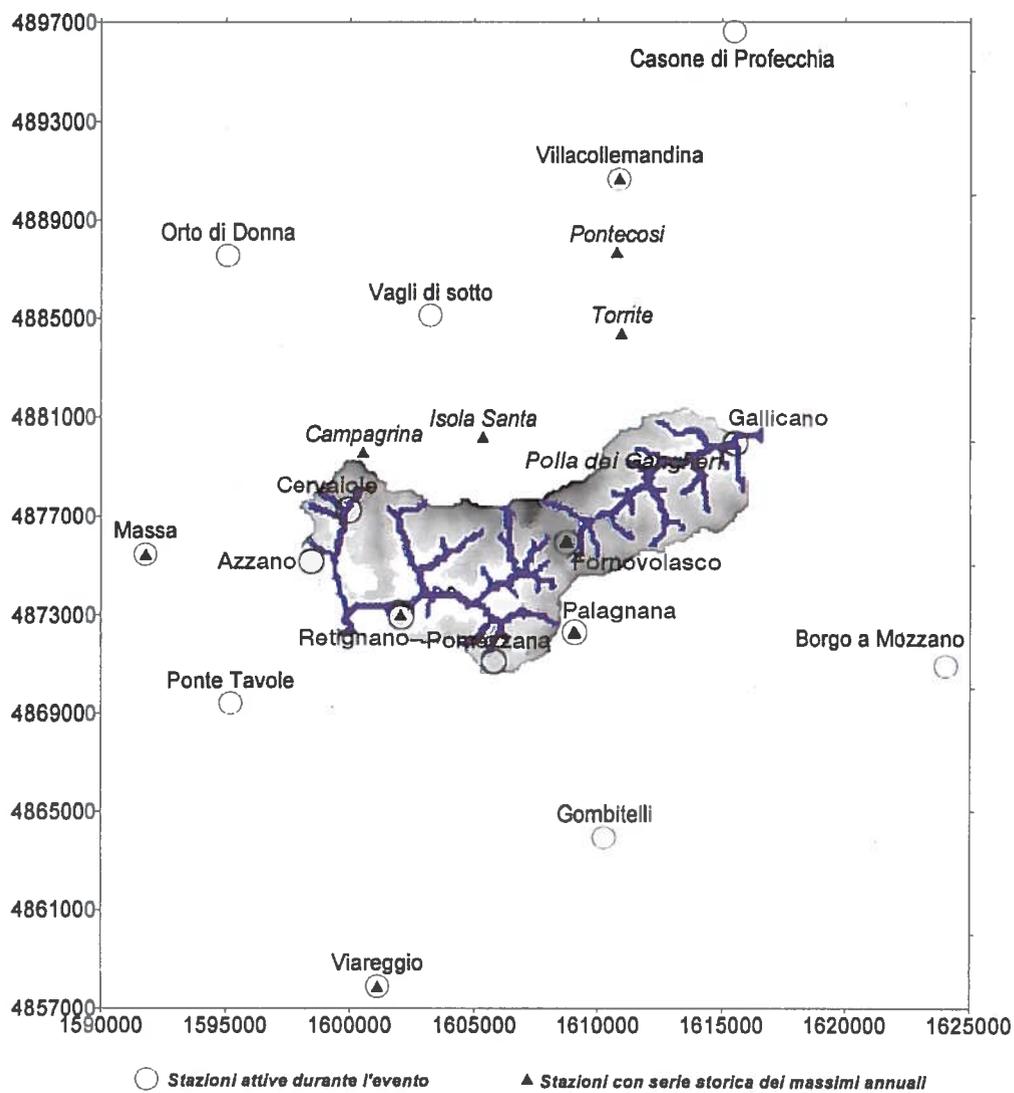


Figura 2.2.1 Ubicazione delle stazioni pluviografiche utilizzate per la determinazione del rischio meteorologico nella regione del Versilia e degli affluenti dell'alto Serchio. Per le stazioni con doppio simbolo sono disponibili i dati d'evento e la serie storica dei massimi annuali.

Tabella 2.2.2 Principali statistiche dei massimi annuali di precipitazione per assegnata durata, per le stazioni pluviografiche del Versilia e degli affluenti dell'alto Serchio.

Stazione di Campagrina								
# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
37	1	43.9	333.9	18.3	0.416	2.251E+03	1.368E+05	9.701E+06
37	3	79.9	574.7	24.0	0.300	6.944E+03	6.556E+05	6.682E+07
37	6	112.2	570.7	23.9	0.213	1.313E+04	1.603E+06	2.032E+08
37	12	154.4	1457.7	38.2	0.247	2.526E+04	4.371E+06	7.965E+08
37	24	202.3	2639.0	51.4	0.254	4.350E+04	9.928E+06	2.396E+09
Stazione di Fornovolasco								
# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
49	1	35.4	159.8	12.6	0.357	1.411E+03	6.402E+04	3.341E+06
49	3	61.3	627.6	25.1	0.409	4.373E+03	3.797E+05	4.136E+07
49	6	86.2	888.5	29.8	0.346	8.293E+03	9.100E+05	1.154E+08
49	12	125.0	1606.4	40.1	0.321	1.719E+04	2.612E+06	4.383E+08
49	24	166.8	2884.7	53.7	0.322	3.063E+04	6.302E+06	1.475E+09
Stazione di Galliciano								
# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
56	1	31.9	98.5	9.9	0.311	1.114E+03	4.204E+04	1.696E+06
56	3	54.8	514.2	22.7	0.414	3.505E+03	2.656E+05	2.369E+07
56	6	75.6	873.8	29.6	0.391	6.572E+03	6.534E+05	7.280E+07
56	12	98.1	1145.3	33.8	0.345	1.075E+04	1.304E+06	1.727E+08
56	24	128.9	2306.8	48.0	0.373	1.888E+04	3.184E+06	6.234E+08
Stazione di Isola Santa								
# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
44	1	37.0	218.8	14.8	0.400	1.673E+03	8.838E+04	5.629E+06
44	3	66.7	565.4	23.8	0.357	5.209E+03	4.598E+05	4.666E+07
44	6	96.1	800.5	28.3	0.294	1.039E+04	1.208E+06	1.548E+08
44	12	130.4	1519.6	39.0	0.299	1.941E+04	3.094E+06	5.432E+08
44	24	169.5	2637.2	51.4	0.303	3.231E+04	6.679E+06	1.515E+09

segue a pagina successiva

segue Tabella 2.2.2

Stazione di Massa

# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
62	1	35.5	220.6	14.9	0.419	1.474E+03	7.252E+04	4.171E+06
62	3	52.7	433.6	20.8	0.395	3.203E+03	2.232E+05	1.754E+07
62	6	64.0	429.6	20.7	0.324	4.523E+03	3.482E+05	2.882E+07
62	12	76.6	596.9	24.4	0.319	6.457E+03	5.953E+05	5.939E+07
62	24	90.7	1018.3	31.9	0.352	9.220E+03	1.047E+06	1.310E+08

Stazione di Palagnana

# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
29	1	32.2	44.2	6.6	0.206	1.083E+03	3.779E+04	1.368E+06
29	3	56.7	147.1	12.1	0.214	3.357E+03	2.072E+05	1.331E+07
29	6	86.4	357.7	18.9	0.219	7.807E+03	7.321E+05	7.079E+07
29	12	119.3	947.7	30.8	0.258	1.514E+04	2.047E+06	2.943E+08
29	24	154.1	1377.1	37.1	0.241	2.508E+04	4.310E+06	7.812E+08

Stazione di Polla dei Ganghieri

# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
25	1	32.3	71.2	8.4	0.261	1.110E+03	4.024E+04	1.524E+06
25	3	52.5	259.6	16.1	0.307	3.011E+03	1.865E+05	1.236E+07
25	6	74.4	435.9	20.9	0.281	5.948E+03	5.096E+05	4.650E+07
25	12	100.2	725.5	26.9	0.269	1.073E+04	1.217E+06	1.448E+08
25	24	126.5	1291.5	35.9	0.284	1.724E+04	2.515E+06	3.897E+08

Stazione di Pontecosi

# dati	durata	$E[H_T]$	var	s	CV	$E[H_T^2]$	$E[H_T^3]$	$E[H_T^4]$
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
36	1	30.8	218.0	14.8	0.479	1.161E+03	5.319E+04	2.881E+06
36	3	51.2	823.9	28.7	0.561	3.420E+03	3.092E+05	3.621E+07
36	6	67.9	1381.0	37.2	0.547	5.952E+03	6.952E+05	1.038E+08
36	12	90.5	1920.9	43.8	0.484	1.006E+04	1.415E+06	2.462E+08
36	24	116.1	2363.9	48.6	0.419	1.579E+04	2.509E+06	4.564E+08

segue a pagina successiva

segue Tabella 2.2.2

Stazione di Retignano								
# dati	durata	E[H _T]	var	s	CV	E[H _T ²]	E[H _T ³]	E[H _T ⁴]
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
20	1	32.0	169.8	13.0	0.408	1.184E+03	5.056E+04	2.465E+06
20	3	52.5	741.3	27.2	0.519	3.459E+03	3.102E+05	3.680E+07
20	6	69.0	899.1	30.0	0.434	5.620E+03	5.708E+05	7.253E+07
20	12	90.1	843.7	29.0	0.323	8.911E+03	9.811E+05	1.205E+08
20	24	113.8	1420.7	37.7	0.331	1.429E+04	1.980E+06	3.001E+08

Stazione di Torrite								
# dati	durata	E[H _T]	var	s	CV	E[H _T ²]	E[H _T ³]	E[H _T ⁴]
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
33	1	30.1	157.9	12.6	0.417	1.062E+03	4.293E+04	1.934E+06
33	3	53.9	630.2	25.1	0.465	3.521E+03	2.774E+05	2.569E+07
33	6	73.1	811.5	28.5	0.390	6.131E+03	5.805E+05	6.046E+07
33	12	100.4	1587.7	39.8	0.397	1.162E+04	1.530E+06	2.234E+08
33	24	126.4	2366.1	48.6	0.385	1.826E+04	3.013E+06	5.582E+08

Stazione di Villacollemandina								
# dati	durata	E[H _T]	var	s	CV	E[H _T ²]	E[H _T ³]	E[H _T ⁴]
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
46	1	26.2	79.3	8.9	0.339	7.665E+02	2.460E+04	8.559E+05
46	3	39.8	236.7	15.4	0.386	1.816E+03	9.506E+04	5.673E+06
46	6	54.0	607.3	24.6	0.457	3.507E+03	2.879E+05	3.032E+07
46	12	72.6	935.8	30.6	0.421	6.184E+03	6.315E+05	7.728E+07
46	24	94.7	1353.8	36.8	0.388	1.030E+04	1.301E+06	1.897E+08

Stazione di Viareggio								
# dati	durata	E[H _T]	var	s	CV	E[H _T ²]	E[H _T ³]	E[H _T ⁴]
[-]	[ore]	[mm]	[mm ²]	[mm]	[-]	[mm ²]	[mm ³]	[mm ⁴]
49	1	34.7	160.6	12.7	0.366	1.358E+03	5.946E+04	2.855E+06
49	3	50.2	471.7	21.7	0.433	2.980E+03	2.104E+05	1.724E+07
49	6	58.4	609.9	24.7	0.423	4.011E+03	3.200E+05	2.885E+07
49	12	70.4	1041.5	32.3	0.459	5.972E+03	6.122E+05	7.386E+07
49	24	81.5	1238.1	35.2	0.432	7.859E+03	9.031E+05	1.217E+08

2.2.2. La previsione statistica dei valori estremi

Seguendo una impostazione di tipo stocastico, come già introdotto, si assume che l'intensità di pioggia locale possa essere rappresentata come un processo stocastico continuo nel tempo, $X(t)$. L'altezza di pioggia caduta in un prefissato intervallo di tempo, di lunghezza T , si ottiene quindi integrando il processo stocastico stesso, già sopra espresso dalla (2.2.2)

La probabilità che il valore massimo di $Z_T(t)$ non superi una certa altezza di pioggia h durante un prefissato intervallo di tempo $(0, \Delta t)$

$$F(h) = Pr[\max Z_T(t) \leq h, 0 < t \leq \Delta t] \quad (2.2.3)$$

rappresenta la *funzione di affidabilità*, che caratterizza la sollecitazione meteorica locale per l'assegnata durata T , in un periodo omogeneo di riferimento di lunghezza Δt . La (2.2.3) stabilisce una relazione analitica tra l'altezza di pioggia h , la durata T , ed il livello di affidabilità F : quando prefissiamo un valore della frequenza di non superamento F , la relazione tra il quantile F -esimo e la durata porge la curva di crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata, comunemente nota come *linea segnalatrice di probabilità pluviometrica locale* (Burlando e Rosso, 1992).

Nella pratica idrologica, in luogo del livello di affidabilità, rappresentato dalla $F(h)$, viene spesso impiegato il periodo di ritorno, R ; esso rappresenta il valore atteso dell'intervallo tra due nubifragi con altezze superiori al valore h in una durata T ed è definito come

$$R = \frac{\Delta t(t_a/\Delta t)}{1 - F(h)} \quad (2.2.4)$$

dove Δt è un periodo omogeneo dal punto di vista climatico (p. es. un certo mese o una certa stagione) e t_a è il periodo di riferimento (di solito l'anno). Sostituendo R a F nella (2.2.3), si ottiene ancora una relazione analitica tra altezza di pioggia, h , durata, T , e periodo di ritorno, R : in questo modo, la curva di crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata per un assegnato valore del periodo di ritorno, che indichiamo con $h_R(T)$, assume la forma più comunemente in uso nella progettazione idraulica e nota come *linea segnalatrice di probabilità pluviometrica locale*. Inoltre, si considerano generalmente di lunghezza annuale sia il periodo omogeneo Δt , sia il periodo di riferimento t_a , di modo che il periodo di ritorno viene ad essere misurato in anni e la curva sul piano $h - T$, con parametro R , viene così denominata *Linea Segnalatrice R-ennale di Probabilità Pluviometrica (LSPP)* locale.

2.2.3. La valutazione delle piogge a frequenza assegnata

La formulazione tradizionale

Nella tradizionale pratica idrologica si ipotizza che la (2.2.3) sia rappresentabile con uno stesso modello probabilistico, indipendentemente dalla durata. Questa ipotesi risulta di norma valida per un certo campo di valori $[T_{\text{inf}}, T_{\text{sup}}]$ delle durate, più o meno esteso a seconda delle caratteristiche intrinseche di fluttuazione del fenomeno meteorico: essa va quindi verificata statisticamente per il campo delle durate di interesse tecnico, ossia per l'insieme delle durate T_1, T_2, \dots, T_k prese in esame e, in particolare, per le cinque durate di cui il Servizio Idrografico elabora e pubblica i valori dei massimi annuali di altezza di precipitazione. Indicata con $F(h; \Omega_T)$ la forma parametrica scelta per rappresentare la (2.2.3), dove Ω_T denota il vettore dei parametri, la (2.2.3) viene particolarizzata stimando il valore dei parametri a partire dalle osservazioni sperimentali della variabile aleatoria H_T , ossia in base alle osservazioni. In genere, l'operazione viene condotta separatamente per ogni durata presa in esame all'interno di tale campo, ottenendo così una stima del vettore di parametri $\hat{\Omega}_{T_k}$ per ogni k -esima durata considerata.

Per un assegnato valore del periodo di ritorno, R , si determinano poi le previsioni statistiche, che vengono ottenute dall'inversa della funzione $F(h; \hat{\Omega}_T)$: essa fornisce il quantile F -esimo, ovvero la previsione R -ennale $\hat{h}_R(T)$. Iterando la procedura (denominata spesso *metodo dei quantili*), per ognuna delle varie durate esaminate ed interpolando, quindi, le previsioni, si giunge ad una relazione empirica tra i valori di h e di T , utile a valutare la variabilità dell'afflusso meteorico $h_R(T)$ con la durata, avendo prefissato un certo periodo di ritorno quale indice di rischio meteorologico. In Italia, come in altri paesi europei, la forma della curva sul piano h - T a R fissato viene descritta mediante una legge di potenza del tipo

$$h_R(T) = a(R)T^{\nu(R)} \quad (2.2.5)$$

i cui parametri $a(R)$ e $\nu(R)$, secondo questa procedura, dipendono dallo specifico quantile preso in esame, ossia dal periodo di ritorno considerato (Burlando e Rosso, 1992). I valori di a e di ν vengono di solito stimati mediante una regressione ai minimi quadrati delle previsioni R -ennali, sulle rispettive durate. Ciò comporta la soluzione del problema di stima dei parametri della (2.2.3) per ogni durata esaminata e di quelli della (2.2.5) per ogni periodo di ritorno R preso in considerazione. Questa proliferazione delle stime parametriche aumenta le incertezze, per via della varianza di stima associata ad ognuno dei numerosi parametri che vengono stimati.

La formulazione scala-invariante

La legge di potenza espressa dalla (2.2.5) scaturisce in origine da un'impostazione puramente deterministica (Supino, 1964) e sottintende una proprietà fisica che caratterizza spesso i nubifragi, nota come *invarianza di scala*. Questa proprietà, espressa dalla

$$\frac{Z_{\lambda T}(t)}{Z_T(t)} = \lambda^n, \quad (2.2.6)$$

indica come il rapporto tra l'altezza di pioggia per una durata λT e quella per una durata T sia pari al fattore di scala λ tra le durate elevato ad un opportuno esponente n , legato alla fisica del fenomeno. In altre parole, la (2.2.6) esprime la proprietà che il fenomeno di precipitazione esaminato a due scale temporali differenti si presenti *auto-somigliante*, a meno di un fattore di scala. Le implicazioni di questa proprietà del fenomeno naturale consentono di giungere ad una formulazione della curva (a R fissato sul piano $h-T$) formalmente analoga alla (2.2.5), ma giustificata sulla base di proprietà fisiche osservabili nei dati misurati. In particolare, tra le proprietà che derivano dall'ipotesi di invarianza di scala in probabilità va ricordata quella relativa ai momenti di ordine qualsiasi, poiché sarà utilizzata per verificare il comportamento scala-invariante delle osservazioni di pioggia registrate nelle stazioni dei bacini in esame. In virtù di tale proprietà, i momenti di qualsiasi ordine si riscaldano secondo un fattore di scala, λ , elevato ad un esponente multiplo dell'esponente relativo al momento del primo ordine, secondo l'ordine considerato. In altre parole vale la

$$E[H_{\lambda T}^j] = \lambda^{jn} E[H_T^j], \quad j = 1, 2, 3... \quad (2.2.7)$$

Nell'intervallo $[T_{\text{inf}}, T_{\text{sup}}]$ di durate entro il quale la precipitazione si presenta scala-invariante nel tempo, cioè risulta verificata la (2.2.7), l'espressione della LSPP locale data dalla (2.2.5) si può scrivere, come indicato da Burlando e Rosso (1992, 1996),

$$h_R(T) = \mu_1 (1 + VK_R) T^n \quad (2.2.8)$$

Questa formulazione identifica la famiglia di LSPP per la stazione in esame in funzione di tre soli parametri: l'esponente di scala, n , il coefficiente di variazione globale, V , e la media della massima altezza di pioggia caduta nella durata di riferimento unitaria, μ_1 . K_R rappresenta, invece, il fattore di frequenza e dipende soltanto dal tipo di modello probabilistico scelto per la (2.2.3), ed è determinato spesso in funzione del solo livello di rischio, ovvero del periodo di ritorno. La stima dei parametri si riduce, in questo caso, alla stima di μ_1 , n , e V . Il valore dei primi due può venire stimato mediante la regressione delle medie di altezza di pioggia stimate per le varie durate, contro le stesse durate esaminate (il problema si riduce al semplice caso lineare operando la trasformazione logaritmica delle variabili). A sua volta, la stima di V è fornita dal

coefficiente di variazione globale valutato in base alla varianza delle altezze adimensionalizzate rispetto alla media. La linea segnalatrice di probabilità pluviometrica scala-invariante così definita resta dunque completamente specificata quando sia scelto il modello probabilistico (2.2.3), da cui dipende il valore del fattore di frequenza, K_R .

Se il modello probabilistico è quello di Gibrat-Galton (o legge *lognormale* a 2 parametri, LN2), ed è quindi espresso dalla

$$f(h) = \int_0^h \frac{1}{\xi \sigma_{LT} \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \xi - \mu_{LT}}{\sigma_{LT}} \right)^2 \right] d\xi \quad (2.2.9)$$

in cui μ_{LT} e σ_{LT} rappresentano la media e la deviazione standard di $\ln H_T$, che sono legate ai momenti campionari dalle relazioni

$$\mu_{LT} = \ln E[H_T] - 0.5 \ln(1 + \text{var}[H_T]/E^2[H_T]) \quad (2.2.10)$$

$$\sigma_{LT} = \sqrt{\ln(1 + \text{var}[H_T]/E^2[H_T])}, \quad (2.2.11)$$

la formulazione della linea segnalatrice secondo la forma compatta (8) non è la più conveniente, poiché K_R dipende anche dal coefficiente di variazione. In questo caso, la legge $h_R(T)$ può essere espressa in forma compatta dalla

$$h_R(T) = \mu_1 \frac{\exp[\Phi_R \sqrt{\ln(1 + V^2)}]}{\sqrt{(1 + V^2)}} T^n, \quad (2.2.12)$$

dove V indica sempre il coefficiente di variazione globale, μ_1 la media dei massimi di pioggia per la durata unitaria e n l'esponente della legge d'invarianza di scala; mentre Φ_R rappresenta il fattore di frequenza, che corrisponde all'inversa della funzione di distribuzione di probabilità normale standard calcolata in $1-1/R$.

Se il modello probabilistico prescelto è invece la distribuzione dei valori estremi del II tipo (EV2), ossia vale la

$$F(h) = \exp \left[- \left(\frac{u_T}{h} \right)^{\kappa_T} \right], \quad (2.2.13)$$

il quantile R -ennale può venire espresso come

$$h_R(T) = u_T \left(\ln \frac{R}{R-1} \right)^{-1/\kappa_T}, \quad (2.2.14)$$

dove u_T rappresenta il parametro di scala e κ_T il parametro di forma della distribuzione.

In questo caso, i momenti di ordine j -esimo della H_T esistono soltanto per $j < \kappa_T$ e sono dati dalla relazione

$$E[H_T^j] = u_T^j \Gamma \left(1 - \frac{j}{\kappa_T} \right), \quad (2.2.15)$$

dove $\Gamma(\cdot)$ indica la funzione gamma. Da queste relazioni si può agevolmente osservare come il parametro di forma, κ , sia funzione soltanto del coefficiente di variazione e risulti quindi, nel caso scala-invariante, indipendente dalla durata T . La soluzione della equazione

$$V = \sqrt{\frac{\Gamma(1 - 2/\kappa)}{\Gamma^2(1 - 1/\kappa)}} - 1 \quad (2.2.16)$$

nell'incognita κ porge quindi il valore del parametro di forma della distribuzione, $\kappa(V)$, nel caso scala-invariante e può essere facilmente risolta e diagrammata (Benjamin e Cornell, 1970, p. 280). Il parametro di scala della distribuzione risulta quindi espresso dalla

$$u_T = \frac{E[H_T]}{\Gamma(1 - 1/\kappa_T)}. \quad (2.2.17)$$

che, nell'ipotesi di invarianza di scala, viene a riscalarsi con la stessa legge di potenza dei momenti, ovvero

$$u_T = \frac{E[H_\tau] \tau^n T^n}{\Gamma(1 - 1/\kappa)}. \quad (2.2.18)$$

Le linee segnalatrici risultano allora esprimibili come

$$h_R(T) = \frac{\mu_1}{\Gamma(1 - 1/\kappa)} \left(\ln \frac{R}{R-1} \right)^{-1/\kappa} T^n, \quad (2.2.19)$$

dove μ_1 indica la media dei massimi di pioggia per durata unitaria (ossia, $\mu_1 = E[H_\tau] \tau^{-n}$, per $\tau = 1$), n l'esponente della legge di invarianza di scala e $\kappa = \kappa(V)$, dove V è ancora il coefficiente di variazione globale.

Si può infine osservare come il fattore di frequenza risulti in questo caso

$$K_R = \sqrt{\frac{\Gamma^2(1 - 1/\kappa)}{\Gamma(1 - 2/\kappa) - \Gamma^2(1 - 2/\kappa)}} \left[\frac{1}{\Gamma(1 - 2/\kappa)} \left(\ln \frac{R}{R-1} \right)^{-1/\kappa} - 1 \right] \quad (2.2.20)$$

e venga a dipendere da κ , e quindi da V .

Poiché i momenti j -esimi sono funzioni della potenza j -esima del parametro di scala, la distribuzione di Frechet costituisce un perfetto modello probabilistico scala-invariante se il parametro di forma κ non dipende dalla scala di integrazione del processo in esame. In questo caso è facile verificare come non solo il coefficiente di variazione, ma anche quelli di asimmetria e di appiattimento, se esistono, siano indipendenti dalla durata T .

La formulazione dissipativa

Quando la proprietà dell'invarianza di scala non vale nel campo di durate considerato, le osservazioni di precipitazione mostrano, generalmente, la tendenza ad uno smorzamento delle caratteristiche di fluttuazione al variare della scala temporale che viene considerata, cioè ad un comportamento dissipativo (Schertzer e Lovejoy, 1987; Gupta e Waymire, 1990; Lovejoy e Schertzer, 1990; Waymire e Gupta, 1991; Tessier *et al.*, 1992; Hubert *et al.*, 1992). La variabilità del processo integrale (espressa, p. es., dalla varianza) tende, ad esempio, a diminuire più rapidamente di quanto non faccia la media del processo stesso, al diminuire della durata T considerata. In questi casi non può perciò essere soddisfatta l'ipotesi di invarianza di scala in senso debole, rappresentata dalla (2.2.7), e, di conseguenza, non è più possibile esprimere le linee segnalatrici secondo una relazione del tipo della (2.2.8) per l'intero arco delle durate considerate.

Il modello dissipativo si fonda quindi sull'ipotesi che, al crescere dell'ordine dei momenti, le relative relazioni di scala, prima espresse dalla (2.2.7) siano ora esprimibili come

$$E[H_{\lambda T}^j] = \lambda^{j\varphi(j)E[H_T^j]}, \quad j = 1, 2, 3, \dots \quad (2.2.21)$$

dove la funzione $\varphi(j)$ è una funzione uniformemente convessa (cioè $d^2\varphi/dj^2 > 0 \forall j > 0$) o, in alternativa, concava (cioè $d^2\varphi/dj^2 < 0 \forall j > 0$), denominata funzione di dissipazione e propria dei sistemi stocastici dissipativi. Per questa ragione il modello dissipativo è anche indicato come modello multiscala, in contrapposizione a quello scala-invariante. Il caso dell'invarianza di scala rappresenta peraltro un caso particolare della (2.2.21), cioè quello in cui $\varphi(j) = 1, \forall j > 0$, con conseguente degenerazione della (2.2.21) nella (2.2.7). Nel caso multiscala quindi, i momenti dei diversi ordini saranno caratterizzati da relazioni di scala con esponenti differenti, vale a dire, riscrivendo la (2.2.21) con notazione simile alla (2.2.7),

$$E[H_{\lambda T}^j] = \lambda^{jn_j} E[H_T^j], \quad (2.2.22)$$

dove jn_j è l'esponente della relazione di scala per il momento del generico ordine j -esimo. Quindi, tanto il coefficiente di variazione, quanto quelli di asimmetria e di appiattimento non costituiscono più delle caratteristiche invarianti con la durata, ma variano con essa.

La relazione che esprime la linea segnalatrice di probabilità pluviometrica diventa in questo caso [Burlando e Rosso, 1996]

$$h_R(T) = \mu_1 \left(1 + K_R \sqrt{(\mu_2/\mu_1^2) T^{2(n_2-n_1)} - 1} \right) T^{n_1} \quad (2.2.23)$$

dove μ_1 rappresenta ancora la media dei massimi di pioggia per una durata unitaria e n_1 l'esponente della legge di scala, che caratterizza il momento del primo ordine; μ_2 indica invece il valore del momento del secondo ordine, anch'esso valutato per una durata unitaria, e n_2 l'esponente della legge di scala, che caratterizza la variazione del momento del secondo ordine con la durata. La stima di questi quattro parametri viene condotta, analogamente al caso scala-invariante, tramite la regressione dei momenti delle altezze di pioggia stimate, per le varie durate, sulle stesse durate considerate.

Il fattore di frequenza, K_R , come nel caso della linea segnalatrice scala-invariante, dipenderà dal modello probabilistico adottato per rappresentare il campione delle osservazioni. Va tuttavia osservato come non tutti i modelli probabilistici siano in grado di descrivere un comportamento dissipativo: il modello di Gumbel, ad esempio, presenta valori dei coefficienti di asimmetria (terzo momento centrale) e di appiattimento (quarto momento centrale) costanti, indice di un comportamento tutt'altro che dissipativo. Analogamente il modello EV2, appena sopra introdotto, è utilizzabile solo per la formulazione scala-invariante. Sotto questo profilo, il modello che meglio si presta è quello lognormale. In questo caso, la linea segnalatrice diventa (Burlando e Rosso, 1996)

$$h_R(T) = \frac{\mu_1^2}{\sqrt{\mu_2}} \exp \left\{ \Phi_R \sqrt{\ln \left[\frac{\mu_2}{\mu_1^2} T^{2(n_2-n_1)} \right]} \right\} T^{2n_1-n_2} \quad (2.2.24)$$

dove Φ_R ancora rappresenta il fattore di frequenza normale standard, che corrisponde all'inversa della funzione di distribuzione di probabilità normale standard calcolata in $1-1/R$. In pratica, il modello scala-invariante si può considerare come un caso particolare del modello dissipativo, in cui l'effetto di smorzamento è trascurabile al diminuire della scala di riferimento.

Le LSPP per le stazioni dei bacini del Versilia e degli affluenti dell'alto Serchio

Utilizzando la formulazione descritta al paragrafo precedente, si sono determinate le linee segnalatrici per le stazioni indicate nel paragrafo 2.2.1.

In via preliminare, si è verificato per ciascuna stazione quale modello fosse più adatto a descrivere il comportamento delle precipitazioni dal punto di vista fisico, se quello scala-invariante o quello dissipativo. A tal fine si sono calcolati gli esponenti di scala della (2.2.22) per i momenti dei primi quattro ordini: per ogni valore, come riportato in Tabella 2.2.3, è stato calcolato anche l'errore standard di stima (SEE),

utile alla quantificazione della variabilità della stima e dunque ad una più precisa caratterizzazione delle proprietà di scala. Nella Figura 2.2.2 sono riportati sia un esempio di comportamento scala-invariante che uno di comportamento multiscala. Se si tiene conto delle proprietà stabilite dalle relazioni (2.2.7) e (2.2.22), si può osservare come alcune delle stazioni considerate presentino un comportamento scala-invariante, altre dissipativo. In particolare, delle dodici stazioni prese in esame, cinque sono risultate multiscala e sette scala-invarianti. Per alcune di queste, tuttavia, l'intervallo di variabilità definito dall'errore standard di stima risulta relativamente ampio, rendendo così più difficoltosa una precisa individuazione del comportamento di scala. Di questa circostanza, evidenziata in Tabella 2.2.3, si è tenuto quindi conto valutando il miglior adattamento delle LSPP ai quantili regolarizzati.

Successivamente, sono state considerate le LSPP ottenute caratterizzando il fattore di frequenza mediante i due diversi modelli probabilistici, LN2 ed EV2, per i quali è stata riportata nel paragrafo precedente l'espressione delle LSPP. Entrambe le distribuzioni hanno infatti mostrato di poter interpretare il campione di dati osservato per le diverse durate in maniera generalmente adeguata, come mostrato, a titolo di esempio, in Figura 2.2.3. Il differente comportamento delle due distribuzioni in corrispondenza di bassi valori della probabilità di superamento (cioè per alti periodi di ritorno) e la possibilità di meglio interpretare le proprietà di scala caratteristiche di ogni stazione ha consentito pertanto una più attenta caratterizzazione in frequenza dell'evento, come meglio illustrato nel paragrafo successivo.

La stima dei parametri, condotta secondo le procedure più sopra illustrate, ha fornito i valori riportati in Tabella 2.2.4, consentendo di tracciare sul piano $h - T$ le linee segnalatrici stesse, per diversi periodi di ritorno R , come riportato nel successivo paragrafo, e di valutare su tale piano il periodo di ritorno dell'evento.

Tabella 2.2.3 Stime degli esponenti di scala (n_j) e dell'errore standard di stima (SEE) al variare dell'ordine del momento.

Stazione	ordine del momento					tipo
	1	2	3	4	5	
Campagrina	0.483±0.018	0.936±0.026	1.355±0.024	1.743±0.027	2.110±0.050	MS ^(**)
Fornolasco	0.493±0.009	0.974±0.019	1.441±0.039	1.891±0.078	2.329±0.134	MS/ SI ^(*)
Gallicano	0.439±0.016	0.883±0.041	1.337±0.079	1.805±0.130	2.275±0.202	SI ^(*)
Isola Santa	0.483±0.020	0.940±0.035	1.370±0.043	1.769±0.046	2.147±0.047	MS
Massa	0.294±0.016	0.569±0.028	0.823±0.039	1.055±0.052	1.175±0.060	MS
Palagnana	0.502±0.022	1.010±0.045	1.525±0.067	2.046±0.090	2.574±0.112	SI
Polla dei Gangheri	0.437±0.015	0.876±0.029	1.316±0.045	1.758±0.061	2.204±0.081	SI
Pontecosi	0.418±0.011	0.821±0.041	1.209±0.098	1.587±0.179	1.958±0.271	SI
Retignano	0.400±0.013	0.774±0.044	1.116±0.111	1.432±0.215	1.733±0.334	MS/SI
Torrite	0.454±0.021	0.899±0.046	1.334±0.079	1.764±0.121	2.194±0.172	SI
Villacollemandina	0.408±0.006	0.829±0.018	1.272±0.049	1.740±0.106	2.228±0.185	MS/SI
Viareggio	0.267±0.015	0.549±0.036	0.852±0.065	1.174±0.101	1.511±0.140	MS+

(*) Scala-Invariante, (**) MultiScala

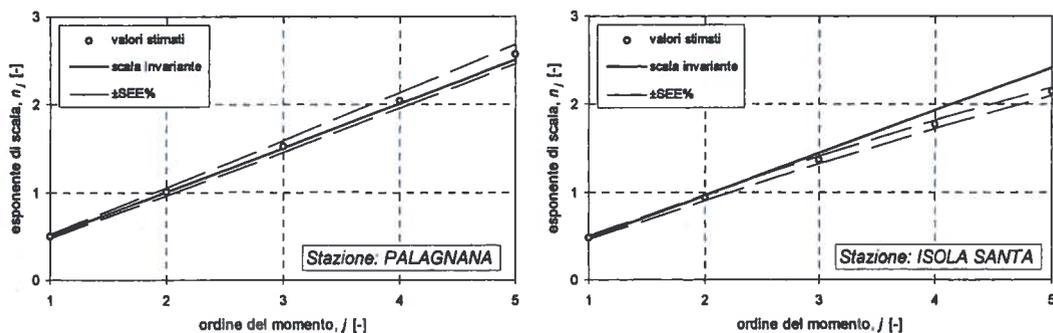


Figura 2.2.2 Esempio di stazione a comportamento scala-invariante e multiscala.

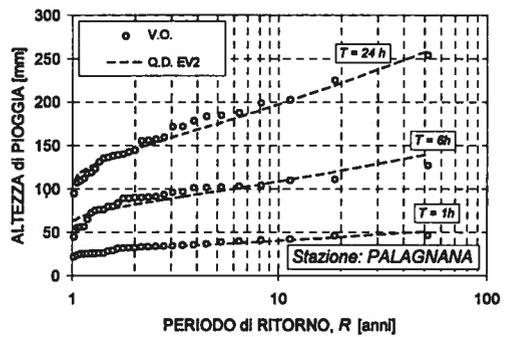
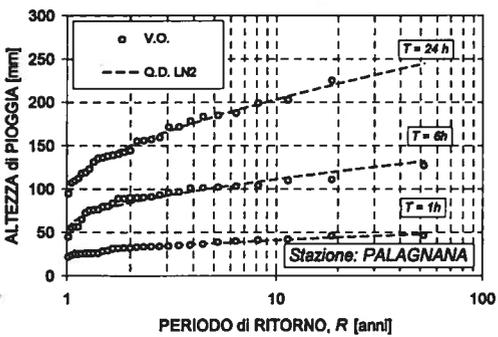
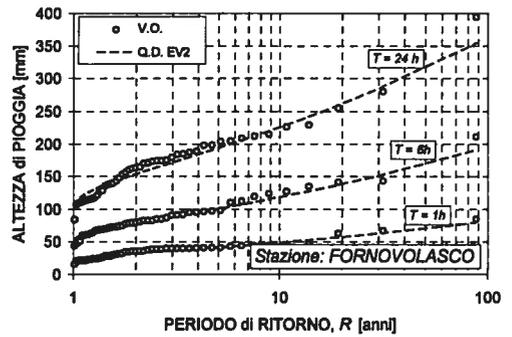
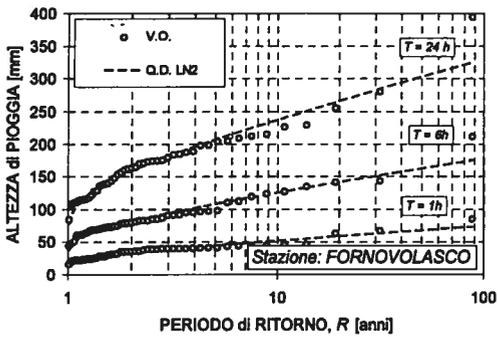
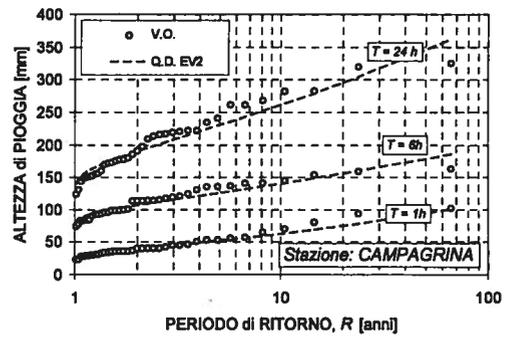
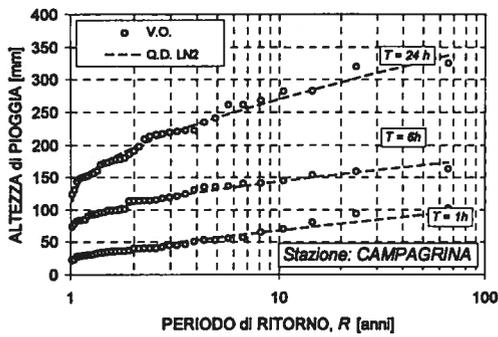


Figura 2.2.3 Stazioni di Campagrina, Fornovolasco e Palagnana. Confronto tra massimi annuali di precipitazione per durate assegnate e quantili calcolati mediante la distribuzioni LN2 ed EV2.

Tabella 2.2.4 Parametri delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica.

Stazione	μ_1 [mm/h ^{-0.1}]	μ_2 [mm ² /h ^{-0.2}]	n_1 [-]	n_2 [-]
Campagrina	45.63	2373.9	0.483	0.468
Fornovola sco	35.65	1453.3	0.493	0.487
Gallicano	33.01	1222.9	0.439	0.441
Isola Santa	38.48	1789.4	0.483	0.470
Massa	36.79	1577.3	0.294	0.285
Palagnana	33.08	1137.7	0.502	0.505
Polla dei Gangheri	32.79	1154.5	0.437	0.438
Pontecosi	31.58	1274.3	0.418	0.410
Retignano	32.95	1314.3	0.400	0.387
Torrite	31.52	1193.4	0.454	0.450
Villacoll emandina	25.96	763.2	0.408	0.414
Viareggio	35.86	1473.2	0.267	0.275

2.2.4. La caratterizzazione in frequenza dell'evento pluviometrico

La stima delle LSPP illustrata al paragrafo precedente consente di condurre una caratterizzazione in frequenza dell'evento pluviometrico secondo un'impostazione del tutto tradizionale. Confrontando infatti le massime altezze di precipitazione osservate nelle stazioni attive durante l'evento per durate assegnate, con i valori calcolati mediante le LSPP in corrispondenza di predefiniti valori del periodo di ritorno, risulta possibile indicare quale sia il periodo di ritorno caratteristico dell'evento in questione.

Va tuttavia osservato come questo modo di procedere non sia privo di incertezze e non consenta una determinazione univoca del periodo di ritorno. L'utilizzo di una distribuzione di probabilità in luogo di un'altra e la scelta di un modello rappresentativo della relazione altezza-durata in luogo di un altro possono condurre a valutazioni alquanto differenti. Le impostazioni scala-invariante e multiscala introdotte nei paragrafi precedenti tentano, come più sopra evidenziato, di ovviare ad alcune di queste incertezze, affidandosi ad una parametrizzazione della linea segnalatrice indipendente dalla scelta della distribuzione di probabilità. I valori calcolati mediante la LSPP non possono comunque che dipendere dalla scelta di una distribuzione di probabilità che definisce il fattore di frequenza caratteristico della LSPP stessa - equazioni (2.2.8) e (2.2.15) - determinando quindi la crescita della curva altezza-durata al variare del livello di rischio.

La dipendenza dalla distribuzione di probabilità adottata per la stima del fattore di frequenza diventa particolarmente significativa per bassi valori della frequenza di

superamento, quindi per eventi cosiddetti "rari", caratterizzati da periodi di ritorno assai elevati. In tali casi è infatti la forma della coda della distribuzione a risultare discriminante nella determinazione del carattere di eccezionalità dell'evento. Distribuzioni a coda iperbolica (ad es. la distribuzione di Frechet o quella generalizzata del valore estremo, GEV), in grado di mettere in risalto gli estremi di valore più elevato, tendono a caratterizzare i valori osservati più elevati con periodi di ritorno più contenuti. Diverso è il caso delle distribuzioni a coda non iperbolica (come ad es. la log-normale, o quella del valore estremo di primo tipo, EV1), che tendono a sovrastimare i valori del periodo di ritorno degli eventi più rari.

L'evento del Giugno '96, caratterizzato da altezze di pioggia assai elevate (Tabella 2.2.5) in una regione alquanto circoscritta, come evidenziato dagli ietogrammi osservati nelle stazioni del Servizio Idrografico attive in telemisura durante l'evento (Figure 2.2.4 - 2.2.9), rappresenta un tipico caso in cui la scelta della distribuzione può significativamente influenzare la valutazione in merito alla rarità dell'evento. Il confronto (Figura 2.2.10) con i massimi storici nel periodo di osservazione per le tre stazioni di Fornovolasco, Palagnana e Retignano, le uniche nell'area del bacino attive durante l'evento e per le quali sono anche disponibili un numero adeguato di osservazioni storiche, evidenzia infatti come i massimi registrati durante l'evento siano molto più elevati di quelli osservati storicamente. Per questa ragione, come già introdotto al paragrafo precedente, e nell'ottica di definire un intervallo di stima, piuttosto che una stima univoca, per alti valori del periodo di ritorno, le LSPP sono state determinate utilizzando due modelli probabilistici a differente comportamento, rispettivamente il modello EV2 e quello LN2.

Il confronto dei valori registrati durante l'evento con le LSPP per le stazioni di Fornovolasco, Retignano e Palagnana, mostra, in Figura 2.2.10, come, indipendentemente dal modello di confronto, la frequenza dell'evento risulti, per quasi tutte le durate esaminate e per tutte e tre le stazioni disponibili, superiore ai valori definiti dalle LSPP 500-ennali. Le tabelle 2.2.6 e 2.2.7 evidenziano infatti come solo nel caso di un confronto con i valori forniti dalle LSPP scala-invarianti EV2 le massime altezze registrate durante l'evento siano caratterizzate, per durate inferiori a quelle critiche per la risposta del bacino, da una frequenza centenaria o sub-centenaria e come, in particolare, questo si verifichi solo per le stazioni di Retignano e Palagnana e per durate inferiori alle due ore. Viceversa, per la stazione di Fornovolasco non si sono riscontrate altezze con frequenza inferiore ai 500 anni.

Questa circostanza indica come, nelle stazioni che verosimilmente hanno registrato le altezze di pioggia caratteristiche del centro di scroscio, vale a dire Fornovolasco e Pomezzana, l'evento possa essere a ragione classificato come "raro". Resta invece difficile, o comunque poco significativo, "assegnare" all'evento una caratterizzazione in frequenza numericamente precisa, indicando un periodo di ritorno caratteristico per le altezze osservate in corrispondenza delle diverse durate: la numerosità delle serie storiche utilizzate per la stima delle LSPP consente infatti, per le stazioni con il

maggior numero di osservazioni, stime affidabili del rischio centennale, ma suggerisce una maggiore cautela al crescere del periodo di ritorno. La LSPP 500-ennale riportata in Figura 2.2.10 va dunque intesa come un'indicazione della rarità dell'evento, piuttosto che come un valore di riferimento certo, intendendo in questo modo sottolineare l'eccezionalità della circostanza meteorologica e, quindi, la ragionevole impossibilità di soddisfare eventuali aspettative di protezione per eventi caratterizzati da questa frequenza¹.

Il carattere di eccezionalità della meteora è, infine, messo in rilievo da un'analisi della distribuzione spaziale delle massime altezze di precipitazione osservate nel corso dell'evento, che mostra come il centro di scroscio del solido di pioggia si sia concentrato in prossimità dello spartiacque che divide i bacini del Versilia e del Turrone di Galliciano. La Figura 2.2.11, che riporta un confronto di tale distribuzione con quella ottenuta interpolando nello spazio i quantili centenari, pone bene in evidenza come l'evento si sia concentrato nel medio e alto bacino del Versilia ed abbia superato lo spartiacque esaurendosi poco oltre nell'alta valle del Turrone di Galliciano, mentre la regione limitrofa al bacino è risultata sollecitata da piogge scarse o pressoché nulle. Neppure per una durata di 12 ore le massime altezze registrate nelle stazioni dei bacini adiacenti e nel basso bacino del Versilia risultano infatti significative, mostrando in definitiva un gradiente di precipitazione superiore ai 400 mm in un'area di estensione limitata. Viceversa il campo di precipitazioni centennali sulla medesima area e per le stesse tre durate appare, come illustrato in Figura 2.2.11, più omogeneo, con una variazione, tra la zona costiera e lo spartiacque apuano, generalmente non superiore ai 100 mm.

Alla luce di queste ultime considerazioni, pare dunque difficile invocare la prevedibilità statistica di un simile evento unicamente sulla base dell'analisi statistica tradizionale, ancorché condotta mediante modelli avanzati (formulazione scala-invariante o multiscala delle LSPP), meno sensibili alla scelta del modello probabilistico. In quest'ottica, nel successivo capitolo 6 verrà discusso come l'effetto ottenibile introducendo i valori osservati durante questo evento nella serie storica, sia di modificare certamente la stima della frequenza caratteristica dell'evento, ma anche come tale abbassamento conduca a valori del periodo di ritorno comunque superiori ai 200-300 anni, sottolineando quindi ancora il carattere di eccezionalità dell'evento.

¹ Vale la pena di sottolineare come la legislazione nazionale e regionale più recente preveda generalmente la valutazione della portata bicentennale, quale valore di progetto per opere di difesa dalle piene o di interazione con queste. Assumendo di trascurare, in prima approssimazione, la non linearità della trasformazione afflussi-deflussi, dunque assumendo come valore di rischio meteorologico di progetto il valore bicentenario in analogia alle portate, è facile osservare come nel caso dell'evento in questione tale valore sia stato ampiamente superato nelle stazioni dove sono state osservate le altezze di pioggia più elevate.

Stazioni Pluviometriche a Nord del Bacino del Versilia

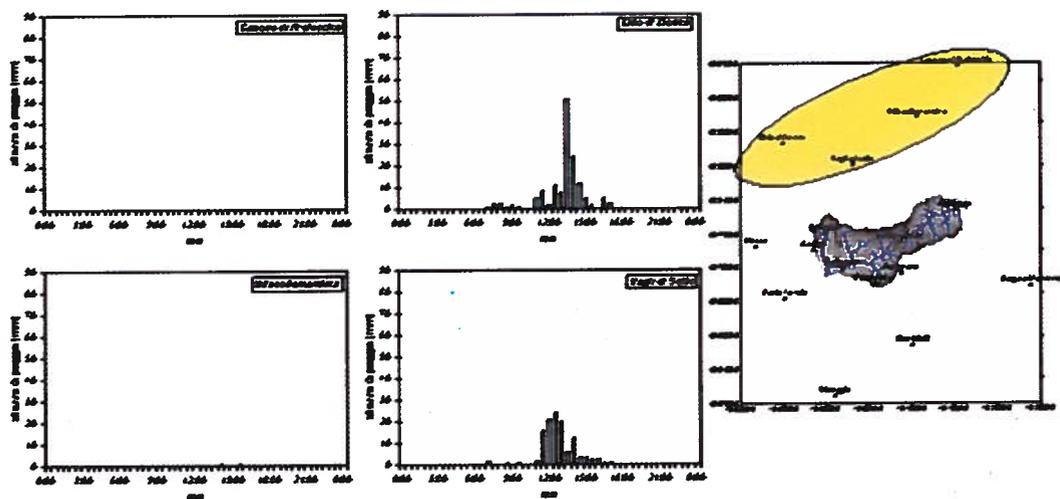


Figura 2.2.4 Ietogrammi osservati nelle stazioni pluviometriche attive in telemisura nei bacini a nord del Versilia.

Stazioni Pluviometriche Costiere e del Basso Bacino del Versilia

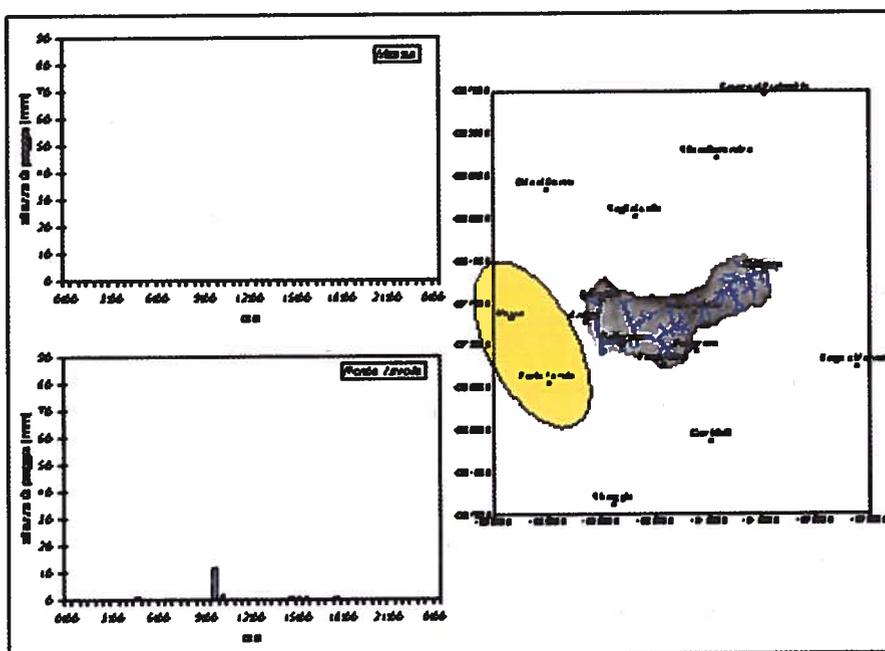


Figura 2.2.5 Ietogrammi osservati nelle stazioni pluviometriche attive in telemisura nella zona costiera e nel basso bacino del Versilia.

Stazioni Pluviometriche del Medio Bacino del Versilia

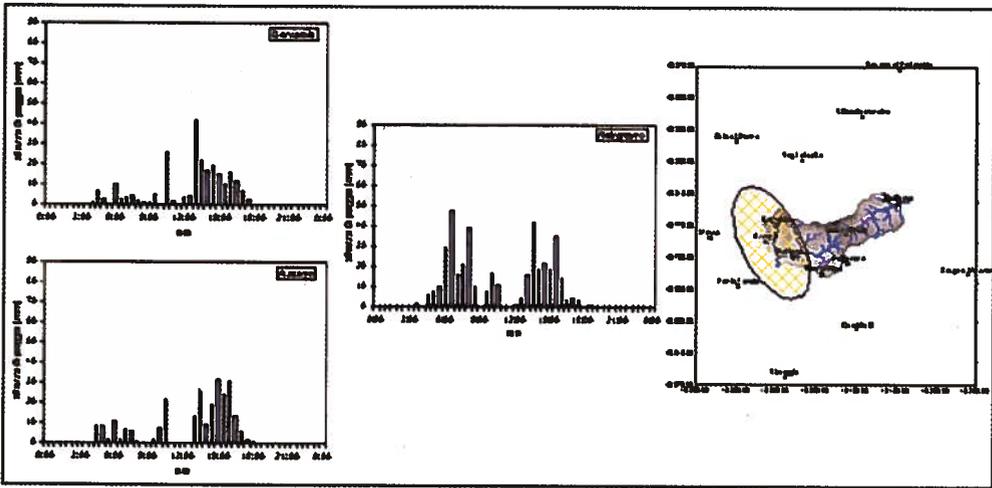


Figura 2.2.6 Ietogrammi osservati nelle stazioni pluviometriche attive in telemisura nel medio bacino del Versilia.

Stazioni Pluviometriche dell'Alto Bacino del Versilia

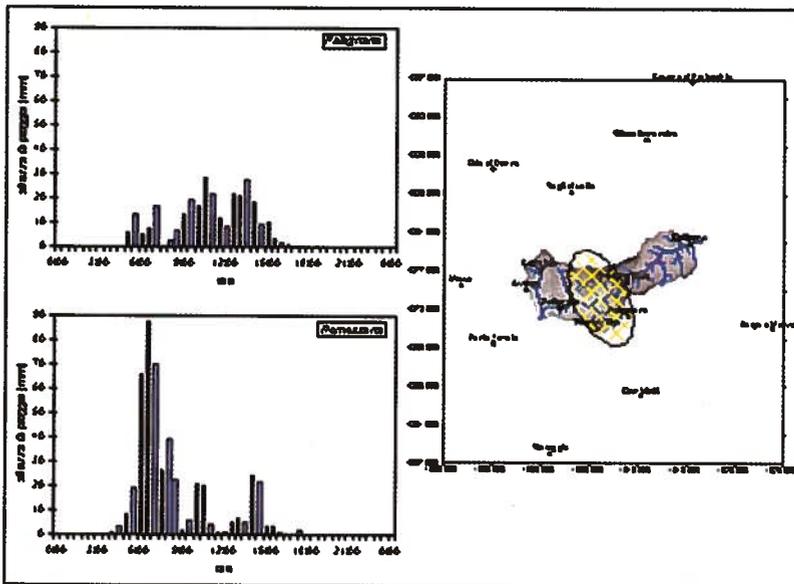


Figura 2.2.7 Ietogrammi osservati nelle stazioni pluviometriche attive in telemisura nell'alto bacino del Versilia.

Stazioni Pluviometriche del Bacino del Turríte

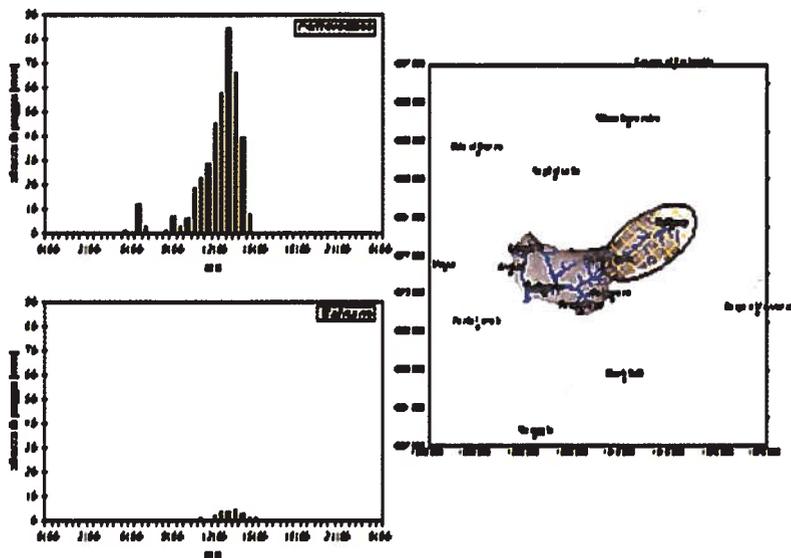


Figura 2.2.8 Ietogrammi osservati nelle stazioni pluviometriche attive in telemisura nel bacino del Turríte di Galliciano.

Stazioni Pluviometriche a Sud del Bacino del Versilia

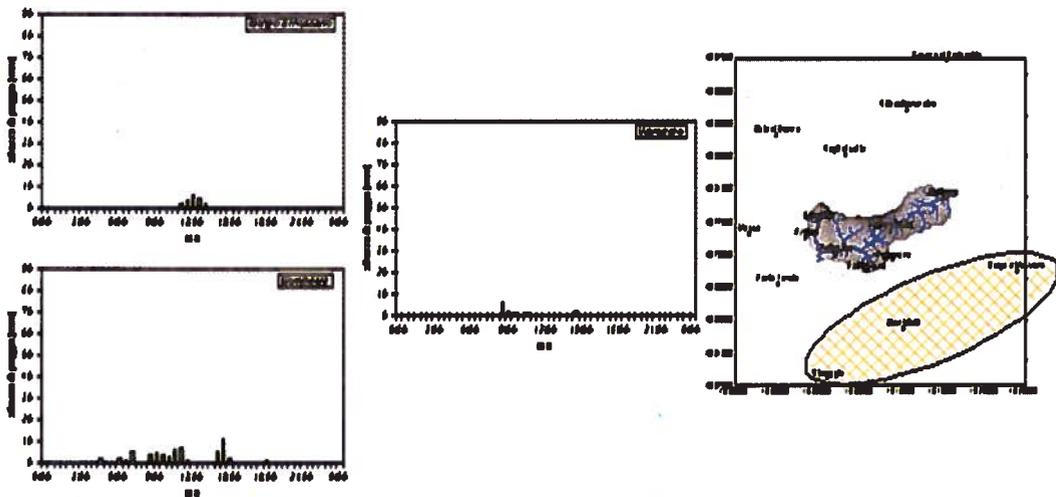


Figura 2.2.9 Ietogrammi osservati nelle stazioni attive in telemisura nei bacini a sud del Versilia.

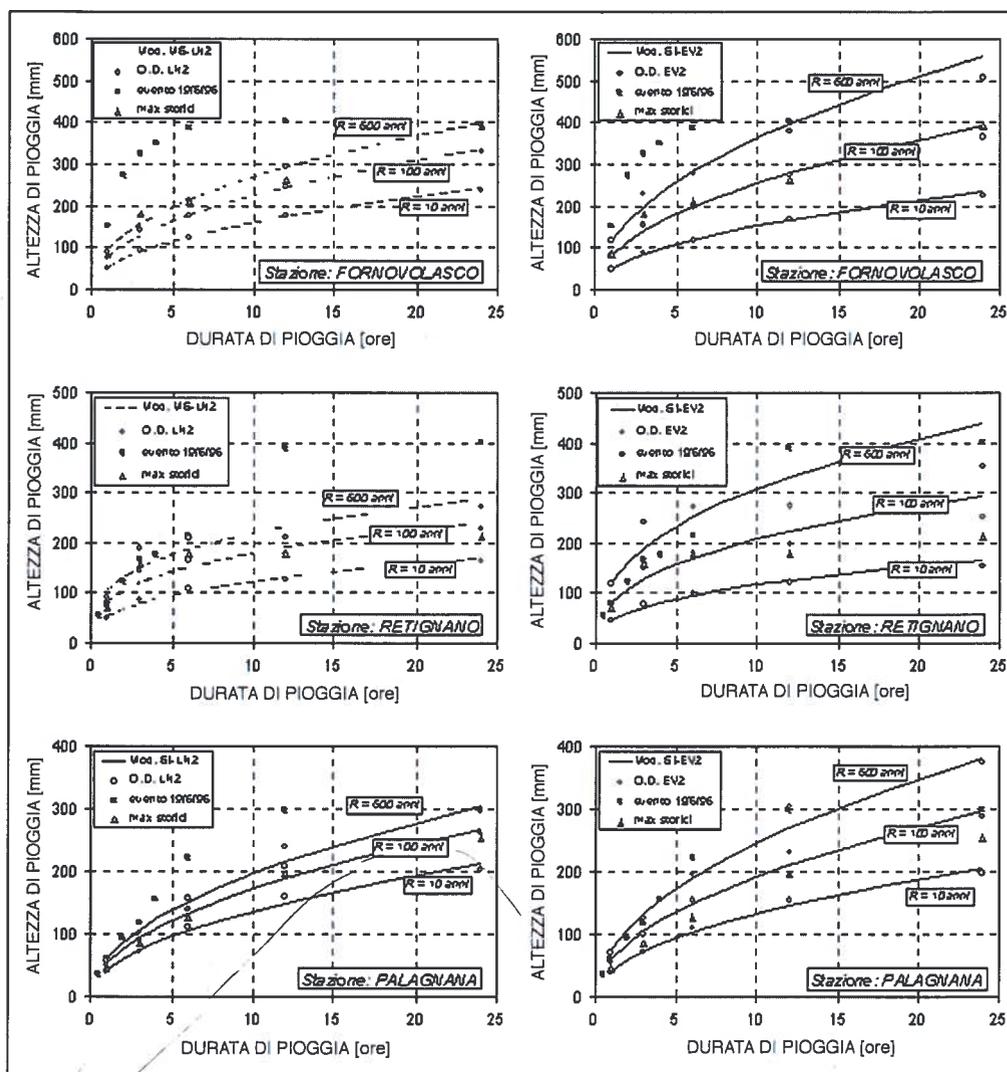


Figura 2.2.10 Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica per le tre stazioni comprese nei bacini in esame e funzionanti durante l'evento (Fornovolasco, Retignano, Palagnana). Per confronto con i valori registrati durante l'evento sono riportati i massimi storici per ogni stazione.

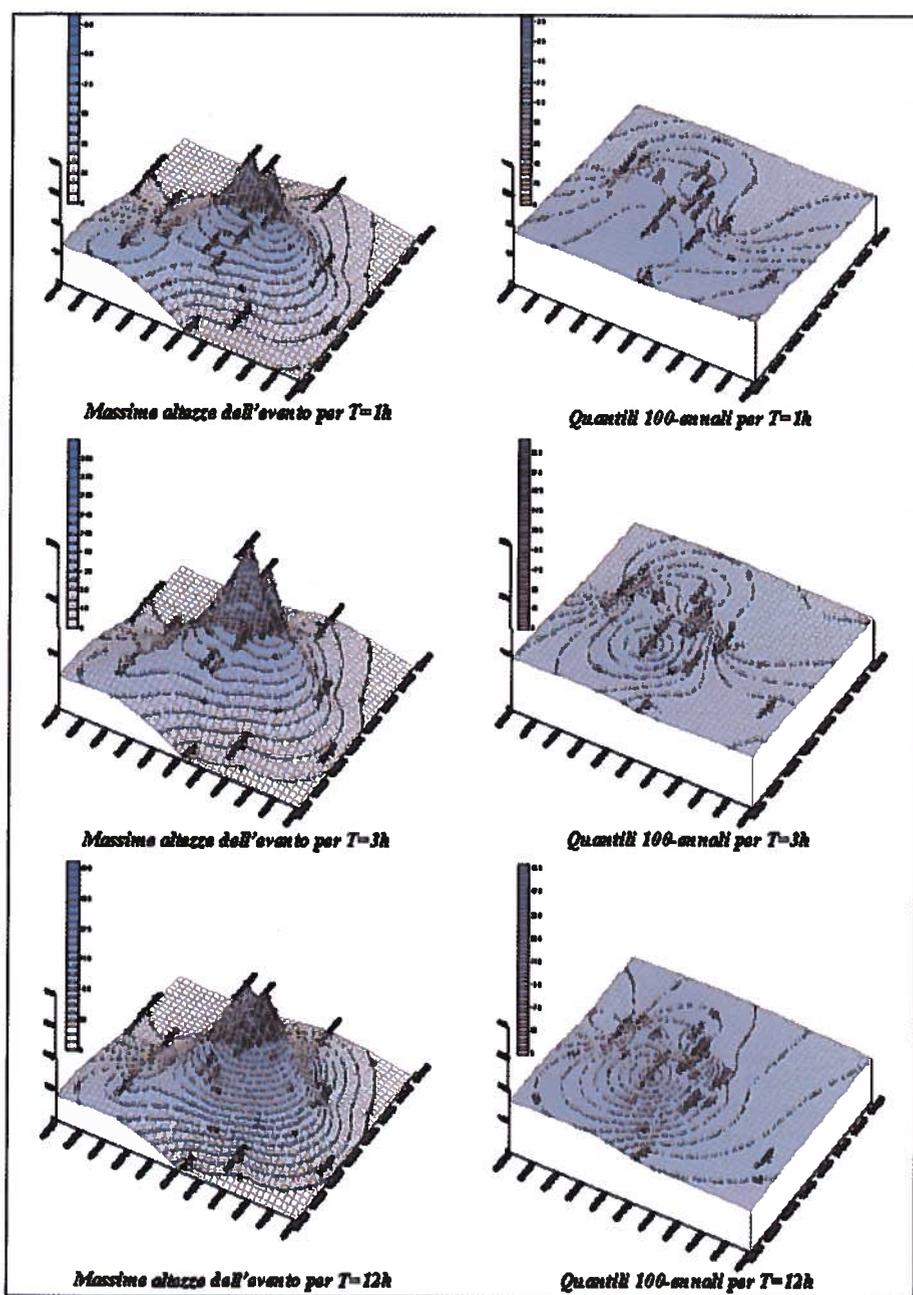


Figura 2.2.11 Confronto tra il campo di precipitazione delle massime altezze di precipitazione per durate consecutive durante l'evento e l'analogo campo per altezze di precipitazione centennali

Tabella 2.2.5 Altezze massime di precipitazione osservate per intervalli di più ore consecutive durante l'evento del 19 Giugno 1996. Valori in mm.

Durata ⁽¹⁾ [ore]	Stazioni pluviografiche		
	Fornovolasco	Retignano	Palagnana
0.5	84.0	54.4	35.4
1	151.6	79.2	59.6
2	270.8	121.6	92.8
3	323.8	165.2	118.0
4	350.5	176.0	154.8
6	387.4	214.6	221.2
12	403.2	387.4	296.4
24	.. ⁽²⁾	400.6	298.6

(1) I dati relativi alle durate di 2 e 4 ore sono stati stimati sulla base delle osservazioni d'evento con risoluzione temporale 15'; i dati relativi alle altre durate sono stati forniti dall'Ufficio del SIMI, Compartimento Idrografico di Pisa.

(2) Dato non disponibile: pluviometro fuori servizio perché rimosso da un movimento franoso.

Tabella 2.2.6 Valori del periodo di ritorno caratteristici delle altezze massime di precipitazione osservate per intervalli di più ore consecutive durante l'evento del 19 Giugno 1996. Confronto con i quantili calcolati in base alle LSPP scala-invarianti o multiscala LN2.

Durata ⁽³⁾ [ore]	Periodo di ritorno, R [anni]		
	Fornovolasco	Retignano	Palagnana
0.5	>500	>10	≅ 10
1	>500	≅ 100	>200
2	>500	>200	≅ 500
3	>500	>500	>500
4	>500	>500	>500
6	>500	>500	>500
12	>500	>500	>500
24	-	>500	≅ 500

(3) La stima di R per le durate di 2 e 4 ore è stata ottenuta confrontando i valori calcolati mediante le LSPP con i dati d'evento stimati sulla base delle osservazioni con risoluzione temporale 15'; le rimanenti stime sono state ottenute confrontando i valori calcolati mediante le LSPP con i dati forniti dall'Ufficio del SIMI, Compartimento Idrografico di Pisa.

Tabella 2.2.7 Valori del periodo di ritorno caratteristici delle altezze massime di precipitazione osservate per intervalli di più ore consecutive durante l'evento del 19 Giugno 1996. Confronto con i quantili calcolati in base alle LSPP scala-invarianti EV2.

Durata ⁽³⁾ [ore]	Periodo di ritorno, R [anni]		
	Fornovolasco	Retignano	Palagnana
0.5	>500	>10	≅ 10
1	>500	≅ 100	≅ 100
2	>500	>100	>100
3	>500	>200	≅ 200
4	>500	>200	≅ 500
6	>500	>200	>500
12	≅ 500	>500	>500
24	-	>200	≅ 100

⁽³⁾ La stima di R per le durate di 2 e 4 ore è stata ottenuta confrontando i valori calcolati mediante le LSPP con i dati d'evento stimati sulla base delle osservazioni con risoluzione temporale 15'; le rimanenti stime sono state ottenute confrontando i valori calcolati mediante le LSPP con i dati forniti dall'Ufficio del SIMI, Compartimento Idrografico di Pisa.

Riferimenti bibliografici

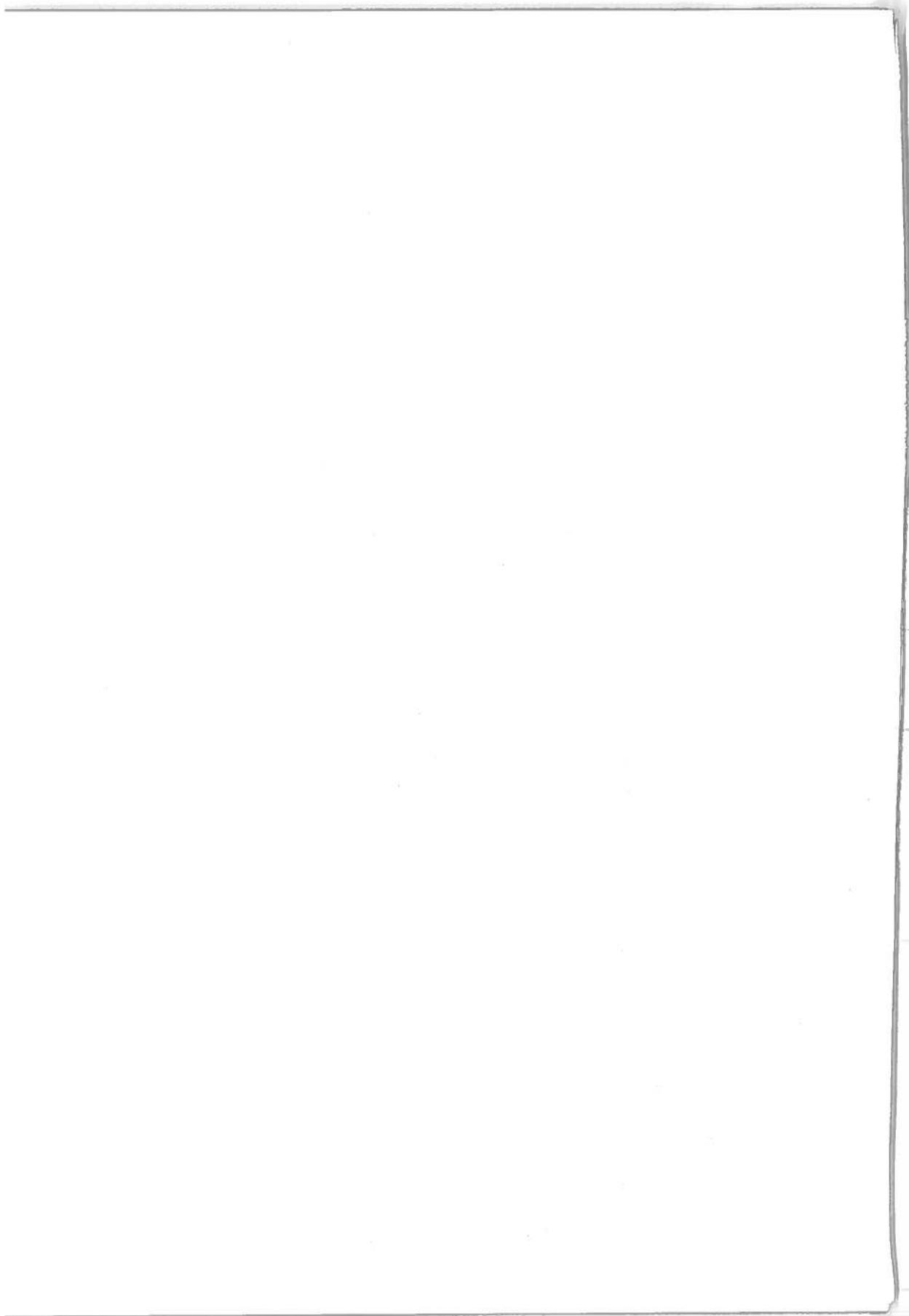
- BURLANDO, P. e R. ROSSO, *Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto*, Atti del Corso di Aggiornamento del Politecnico di Milano "Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino", 11-14 Giugno 1991, Milano, pp. 367-421, 1992.
- BURLANDO, P. e R. ROSSO, *Scaling and multi-scaling Depth-Duration-Frequency curves of storm precipitation*, J. Hydrol., vol. 187/1-2, pp. 45-64, 1996.
- GUPTA, V.K. e E. WAYMIRE, *Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions*, - J. Geophys. Res., 95(D3), pp. 1999-2009, 1990.
- HUBERT, P., Y. TESSIER, P. LADROY, S. LOVEJOY, D. SCHERTZER, J.P. CARBONNEL, S. VIOLETTE, I. DESUROSNE, e F. SCHMITT, *Multifractals and extreme rainfall events*, Geophys. Res. Lett., 20(10), 931-934, 1992.
- LOVEJOY, S., e D. SCHERTZER, *Multifractals, universality classes and satellite and radar measurements of cloud and rain fields*, J. Geophys. Res., 95(D3), pp. 2021-2034, 1990.
- SCHERTZER, D., e S. LOVEJOY, *Physical modeling and analysis of rain clouds by anisotropic scaling multiplicative processes*, J. Geophys. Res., 92(D8), pp. 9693-9714, 1987.
- SUPINO, G., *Le Reti Idrauliche*, Patron, Bologna, 1964.
- TESSIER, Y., S. LOVEJOY e D. SCHERTZER, *Universal multifractal: theory and observations for rain and clouds*, J. Appl. Meteor., 32, 223-250, 1992.
- WAYMIRE, E., e V.K. GUPTA, *On lognormality and scaling in spatial rainfall averages*, in: Non-linear variability in geophysics. Scaling and fractals, edited by D. Schertzer and S. Lovejoy, Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 175-183, 1991.

3. CARATTERI DEL TERRITORIO

*...ed illuminò nel suo minuto
siepi, solchi, capanne e le fiumane
erranti al buio, e gruppi di foreste,
e bianchi ammassi di città lontane.*

Da: Giovanni Pascoli, *Il bolide*, in *Canti di Castelvecchio*, 1903

Le caratteristiche fisiche del territorio giocano un ruolo fondamentale nel determinarne la risposta alle sollecitazioni meteorologiche estreme, che, a loro volta, contribuiscono a modellare il territorio stesso e il paesaggio. In questo capitolo si tratteggiano i lineamenti climatici, fisiografici e morfologici dell'area d'indagine, la cui peculiarità trova riscontro nella nota storica riportata in chiusura. Viene anche riportata una sintesi tettonica e geologica dell'area esaminata, comprensiva delle caratteristiche della morfologia fluviale, laddove, in particolare, la struttura dei reticoli idrografici del bacino versiliese e garfagnino suggerisce una certa similitudine idrologica con i bacini della Liguria tirrenica piuttosto che con il bacino dell'Arno. In relazione all'uso del suolo, l'area indagata, di circa duemilaseicento ettari è prevalentemente interessata da soprassuoli forestali, che si estendono per circa l'ottanta per cento dell'area complessiva, mentre le restanti superfici sono costituite dagli affioramenti rocciosi delle cime dei monti e solo in parte minore da abitati e coltivi o ex coltivi. La vegetazione e la flora presentano caratteristiche peculiari in confronto agli ambienti circostanti a causa del relativo isolamento, che si è determinato in virtù delle vicende geologiche. In particolare le Alpi Apuane sono ricche di endemismi e hanno costituito un rifugio per numerose altre specie nel corso delle migrazioni dovute alle glaciazioni. Le attuali caratteristiche forestali presentano un notevole sviluppo dei castagneti, sia su substrati silicei che su suoli calcarei lisciviati: se il castagno è sicuramente spontaneo della zona, l'attuale estensione di questi boschi è dovuta alla coltivazione dell'uomo. Si tratta di formazioni vitali e in equilibrio ecologico con l'ambiente. Attualmente vaste aree di castagno sono in abbandono colturale e stanno evolvendo spontaneamente verso altre forme di bosco, soprattutto cerreto-carpineti. Il relativo grado di rinaturalizzazione del territorio, dovuto al diminuito sfruttamento delle risorse forestali, segna un progressivo ristabilirsi degli equilibri naturali, in atto particolarmente nelle aree un tempo destinate alla castanicoltura da frutto, con effetti favorevoli alla capacità di autodifesa del territorio, ma privandolo delle diffuse sistemazioni idrauliche legate allo sfruttamento delle risorse forestali. La combinazione tra caratteristiche di permeabilità dei suoli e di copertura vegetale determina la capacità di assorbimento del terreno e regola la produzione di deflusso superficiale in risposta alle sollecitazioni meteoriche. Nell'area esaminata tale capacità mostra una marcata variabilità spaziale, il cui effetto diminuisce sia al crescere dell'imbibimento del terreno nel momento in cui esso viene sollecitato da un nubifragio, sia all'aumentare del tasso di pioggia dello stesso nubifragio.



3.1. Caratteristiche climatiche, fisiografiche e morfologiche

Marcello BRUGIONI, Bernardo GOZZINI, Alessandro MARZOCCHI

3.1.1. Clima

Il clima dell'area oggetto di studio si presenta in maniera molto disomogenea, variando dal tipo mediterraneo a quello continentale, risultando comunque particolarmente efficace l'azione del mare. In Tabella 3.1.1. sono riportati i dati topografici relativi alle cinque stazioni termopluviometriche dell'Istituto Idrografico e Mareografico di Pisa site nella zona. La digitazione dei dati giornalieri registrati dal 1950 al 1994 ha consentito l'elaborazione dei climadiagrammi relativi agli andamenti medi mensili dei parametri meteo considerati, che vengono riportati nelle Figure 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3. Va anche tenuto presente che i dati di temperatura di Gallicano si riferiscono agli anni 1945-1953, ultimo anno di acquisizione della temperatura da parte della stazione, come riportato negli Annali Idrologici, Parte I.¹

Il versante versiliese presenta un'escursione termica giornaliera mediamente assai più contenuta rispetto al versante garfagnino. In quest'ultimo si registrano temperature minime inferiori in media di 4-5° C rispetto alle stazioni di Massa e Viareggio e di 3° C rispetto a quella di Retignano, la più alta come quota, dimostrando l'evidente influenza climatica del mare. I dati messi in relazione con le differenze di quota esistenti fra le stazioni non denotano l'esistenza di una relazione lineare fra queste e i dati. Il regime pluviometrico medio su base mensile appare estremamente complesso in quanto si nota un incremento con la latitudine sul versante versiliese, per cui si ha una precipitazione maggiore a Massa rispetto a Viareggio, e una corrispondente diminuzione su quello garfagnino, per cui si osserva una precipitazione maggiore a Gallicano rispetto a Castelnuovo (Figura 3.1.3). Confrontando le pluviometrie di Retignano e Gallicano, situate a ridosso degli opposti versanti apuani, si riconosce una maggiore piovosità media a Retignano nella tarda primavera e a Gallicano durante l'autunno, confermando le considerazioni fisiche, che portano a ritenere più

¹ V. SERVIZIO IDROGRAFICO E MAREOGRAFICO, SEZIONE DI PISA, *Annali Idrologici*, Istituto Poligrafico dello Stato.

probabile lo sviluppo convettivo entro masse d'aria potenzialmente instabili in aree differenti nelle diverse stagioni dell'anno.

È stato inoltre svolto un confronto fra i valori cumulati medi mensili di pioggia e quelli massimi registrati nelle stazioni durante il periodo considerato (1950-1994), i cui risultati sono riportati in Tabella 3.1.2.

Tabella 3.1.1 Coordinate delle cinque stazioni termopluviometriche site nell'area di studio.

Stazione	Longitudine	Latitudine	Quota (m slmm)
Viareggio	10°25'	43°87'	3
Massa	10°12'	44°03'	65
Retignano	10°27'	44°00'	440
Galliciano	10°43'	44°07'	186
Castelnuovo Garfagnana	10°40'	44°12'	276

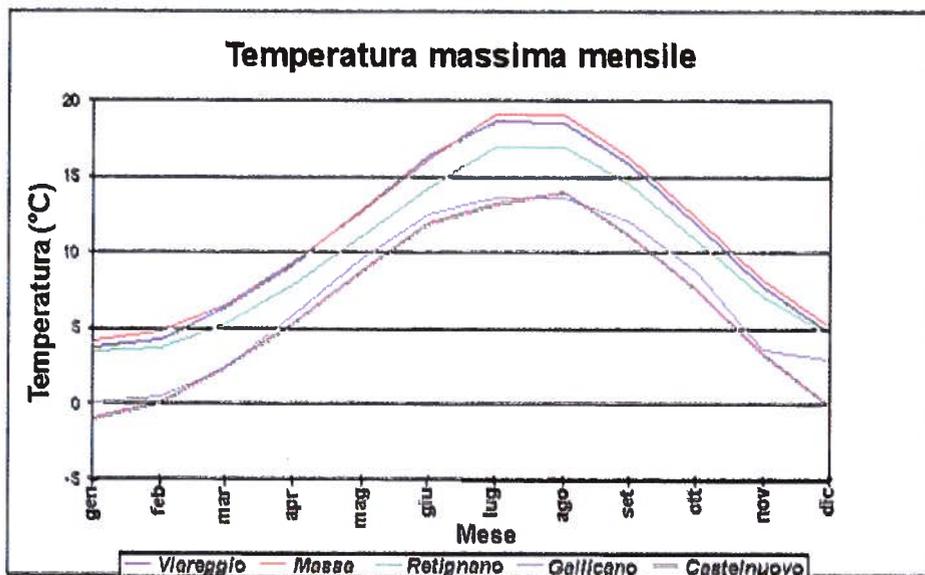


Figura 3.1.1 Andamento dei valori mensili della temperatura massima.

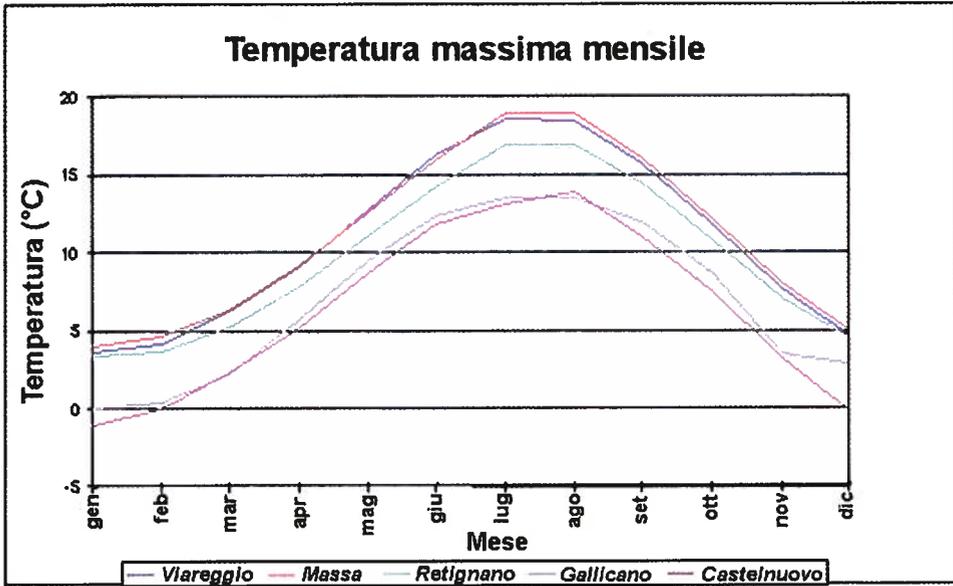


Figura 3.1.2 Andamento dei valori mensili della temperatura minima.

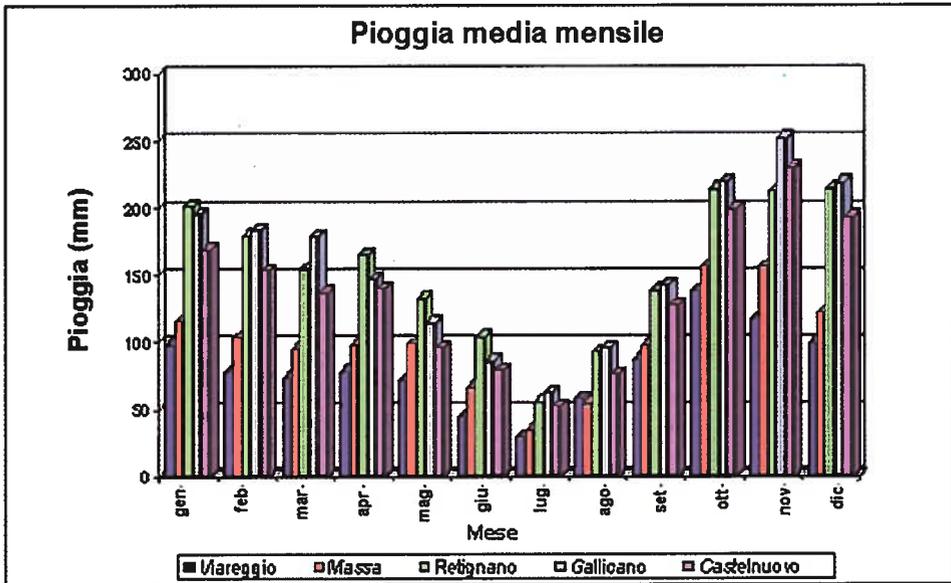


Figura 3.1.3 Valori cumulati della precipitazione media mensile.

Tabella 3.1.2 Confronto fra i valori cumulati di pioggia medi mensili e quelli massimi (in parentesi l'anno di riferimento) registrati nelle cinque stazioni negli anni 1950 - 1994.

	Viareggio		Massa		Retignano		Galliciano		Castelnuovo	
	media	max	media	max	media	max	media	max	media	max
gen	97.8	288.4 (79)	115.2	363.8 (79)	201.7	585.4 (79)	195.1	617.6 (77)	169.1	572.5 (77)
feb	77.7	204.4 (68)	102.9	354.2 (51)	179.0	550.9 (51)	183.2	632 (60)	153.1	444.5 (51)
mar	74.2	170.2 (79)	94.8	205.4 (79)	154.1	382.5 (65)	178.5	435.8 (82)	137.3	479 (78)
apr	78.2	194 (89)	97.8	300.8 (89)	164.9	421.8 (89)	146.7	256.6 (59)	139.3	414.4 (89)
mag	71.4	199.4 (84)	99.0	292 (84)	132.7	405.2 (84)	114.3	291.4 (84)	95.6	232.6 (81)
giu	44.8	149.8 (92)	66.5	189.8 (75)	103.6	282.7 (92)	86.0	168.8 (74)	79.2	206.3 (65)
lug	28.9	122.2 (63)	34.1	140.4 (92)	55.6	233 (92)	62.5	287.2 (68)	51.8	232.8 (64)
ago	57.8	189.6 (66)	54.0	169.4 (77)	92.3	375 (68)	95.5	405.8 (77)	76.0	264.2 (77)
set	87.2	271.4 (91)	98.0	317.8 (65)	139.0	631.6 (65)	142.2	460.8 (60)	127.2	355.8 (65)
ott	138.1	327.8 (92)	155.7	432.8 (92)	213.6	517.8 (92)	219.1	683 (60)	199.1	602.6 (60)
nov	116.4	247.2 (66)	155.9	346.4 (94)	211.7	415.3 (65)	252.0	615.2 (65)	228.7	564.3 (51)
dic	99.1	234.8 (59)	121.0	268.2 (83)	214.0	535.5 (59)	218.5	748.2 (59)	193.0	742.6 (81)

Nel mese di giugno 1996 i valori cumulati mensili registrati sono stati di 36.4 mm a Viareggio; di 173.2 a Massa; di 86.2 a Castelnuovo Garfagnana; di 400.2 a Retignano e di 74.8 a Galliciano. Solo la stazione di Retignano presenta valori nettamente superiori (circa 120 mm) rispetto al massimo mensile registrato nell'anno 1992. L'estrema localizzazione del fenomeno del 19 giugno 1996 è dimostrata anche dal fatto che le altre stazioni dell'area presentano valori mensili compresi nella media con la sola eccezione di Massa, che ha registrato un valore di poco inferiore a quello massimo del 1975.

L'analisi è stata ulteriormente approfondita a scala giornaliera. In Tabella 3.1.3 sono riportati i valori giornalieri relativi ai giorni 18, 19, 20 giugno 1996, trascritti dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico, confrontandolo con il valore giornaliero massimo registrato delle cinque stazioni e riferibile al periodo storico 1950-1994. Nessuna delle stazioni considerate ha superato, durante l'evento del 19 giugno 1996, il valore massimo giornaliero storico. Occorre ricordare che per il Servizio Idrografico e Mareografico il dato giornaliero corrisponde alla registrazione della stazione dalle ore nove del giorno precedente fino alle nove del giorno stesso. Per questo motivo l'evento di pioggia di Retignano risulta suddiviso in due giorni, il 19 e il 20 giugno, e, di conseguenza, presenta valori inferiori al valore massimo storico registrato dalla stessa stazione nel periodo 1950-1994.

Tabella 3.1.3 Valori di pioggia in mm riportati dagli Annali relativi all'evento del 19 giugno 1996 e confrontati con il valore massimo cumulato giornaliero registrato nel periodo 1950-1994.

Stazione	18 giugno 1996	19 giugno 1996	20 giugno 1996	max giornaliero
Viareggio	0	0.2	17.2	193 (10/11/55)
Massa	0	20	118.4	178.4 (07/11/94)
Retignano	0	153.4	180.6	300.4 (28/10/59)
Gallicano	0	0	18.4	231 (23/08/65)
Castelnuovo Garfagnana	0	0	8.8	259 (23/08/65)

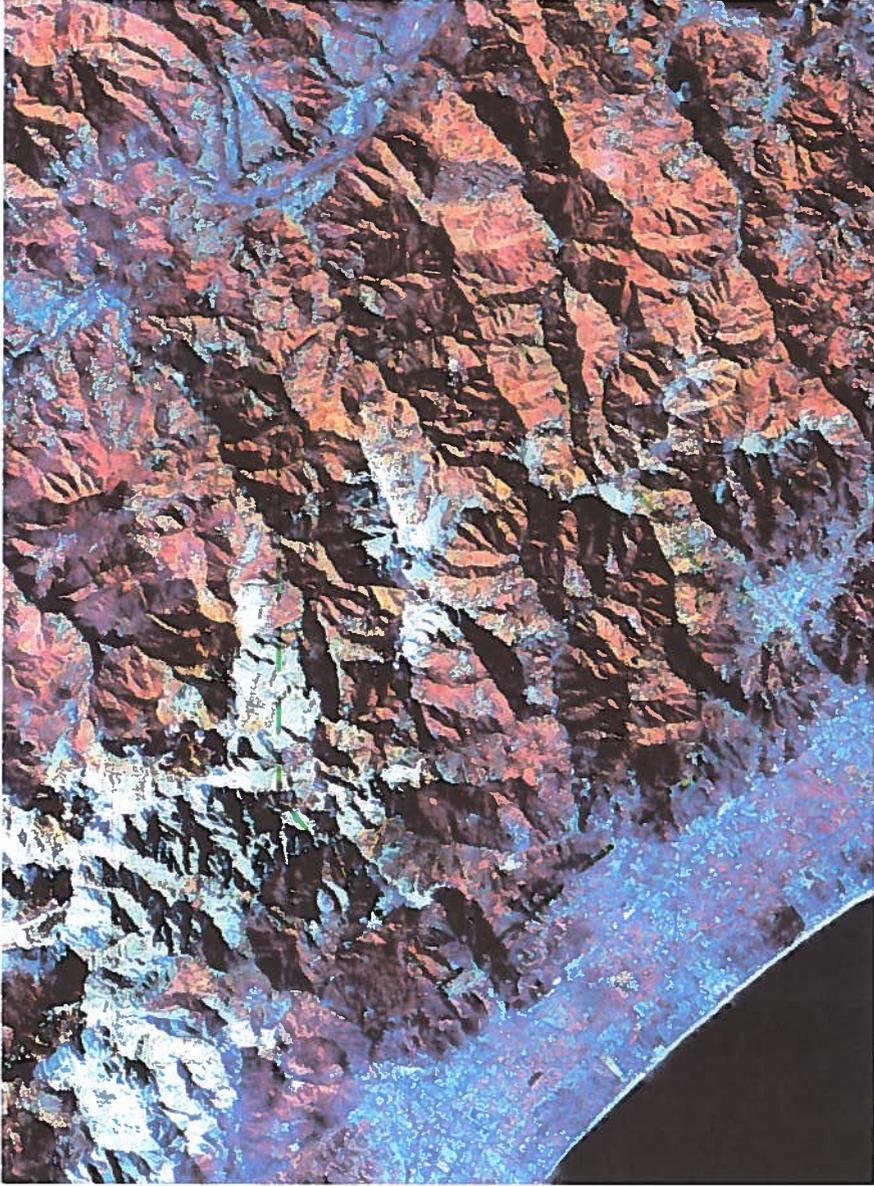
3.1.2. Lineamenti fisiografici

Il massiccio delle Alpi Apuane si trova all'estremità Nord Ovest della Toscana, nelle province di Lucca e Massa Carrara, interposto fra il mare Tirreno e la catena appenninica; le dimensioni globali dell'area montuosa sono approssimativamente di 20 Km in senso trasversale, dalla pianura costiera alla valle del fiume Serchio, e di 45 Km in senso longitudinale, fra Aulla e Lucca. La definizione geografica più stretta delle Alpi Apuane coincide però con il nucleo metamorfico apuano e, quindi, le dimensioni effettive di questa area sono di 15 Km in senso trasversale, dato che solo le parti superiori degli affluenti di destra del fiume Serchio fanno parte geologicamente delle Apuane, e di circa 25 Km in senso longitudinale.

L'area apuana appartiene a tre bacini idrografici; all'estremità Nord vi è una piccola parte del bacino del fiume Magra, mentre il resto delle Alpi Apuane è suddiviso fra il bacino del fiume Serchio e quello della pianura costiera versiliese; il relativo spartiacque corre longitudinalmente al massiccio montuoso lungo le cime (da Sud a Nord) di M. Prana, M. Matanna, Pania della Croce, M. Altissimo, M. Tambura, M. Cavallo. Il bacino del fiume Serchio, più sviluppato di quello costiero, è rappresentato dai suoi affluenti di destra, le cui valli presentano un ricorrente andamento rettilineo (antiappenninico), tra di esse si ricordano le tre "Turrite": "Secca", "di Gallicano" e "Cava". I corsi d'acqua principali del bacino della pianura versiliese sono il fiume Frigido e il fiume Versilia, costituito dall'unione dei fiumi Serra e Vezza; le valli del bacino costiero incidono i rilievi con direttrici grossolanamente analoghe a quelle del versante garfagnino, ma in modo assai più contorto.

Le Alpi Apuane sono gli unici rilievi dell'Italia peninsulare che presentano spiccati caratteri alpini, anche rispetto a zone appenniniche più elevate di quota; la cima più alta è il Monte Pisanino (1946 m), ma diverse altre raggiungono i 1700-1800 m. Le caratteristiche alpine sono date dalle forti pendenze dei versanti, dalle frequenti pareti rocciose, dalle cime e dai crinali, le cui strutture geologiche sono scolpite dagli elementi meteorici; l'aspetto alpino è anche dato dai forti dislivelli fra i fondovalle dei corsi d'acqua che incidono i rilievi e le cime degli stessi; questi dislivelli sono più pronunciati nelle valli occidentali delle Alpi Apuane, dove i torrenti si raccordano direttamente con il livello di erosione di base rappresentato dal mare, presentando profili

Figura 3.1.4 Immagine Landsat TM - bande 3, 4, 5 - agosto 1992
Regione Toscana - Progetto Corine Land Cover



- Area di studio
- All'angolo SO dell'immagine il Mar Tirreno e la pianura costiera versiliese; nell'angolo NE la valle del F. Serchio. Le montagne con tonalità azzurro-chiara (preponderanti verso l'angolo NO dell'immagine) sono costituite per lo più da rocce carbonatiche metamorfiche (Grezzoni e Marmi).
- Al centro dell'immagine sono individuabili i rilievi delle Panie e il M. Corchia

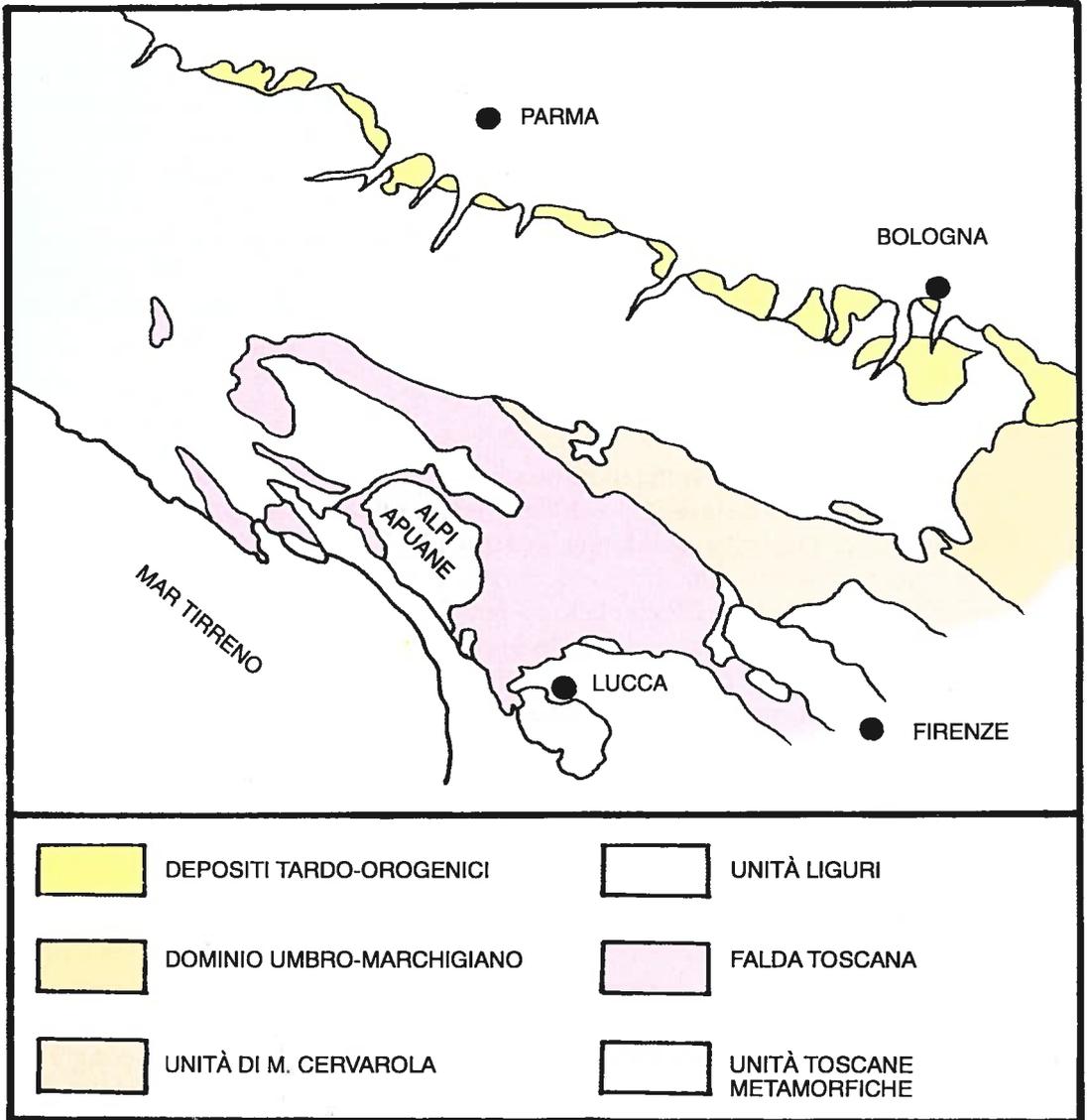


Figura 3.1.5 Schema geologico dell'Appennino settentrionale

longitudinali privi di gradini morfologici, il cui gradiente di pendio è piuttosto costante fino alle testate dei bacini, dove si innalza bruscamente al passaggio alle aste di ordine inferiore. Questa situazione si verifica, per esempio, presso l'abitato di Cardoso sul fiume Versilia, posto a quota 275 m, mentre le cime che dominano la valle raggiungono i 1200-1800 m; a Est delle stesse, sulla Turrîte di Gallicano il flesso del profilo longitudinale è presso l'abitato di Fornovolasco, che si trova invece a una quota di circa 500 m.

Le Alpi Apuane sono inoltre un'area ricca di sorgenti (Forti *et al.*, 1997), in buona parte captate a fini idropotabili, la cui presenza è dovuta sia all'elevata piovosità della zona, sia alle caratteristiche idrogeologiche (permeabilità secondaria per fratturazione e carsismo) dei corpi rocciosi che costituiscono i rilievi, dove le frequenti alternanze di formazioni geologiche a differenti permeabilità e le variazioni della fratturazione al loro interno favoriscono l'infiltrazione nel sottosuolo dell'acqua piovana e la sua successiva venuta a giorno, secondo le strutture geologiche. Le più cospicue sorgenti della zona apuana sono dovute però alla carsificazione delle rocce carbonatiche (principalmente marmi e "grezzoni"), che presentano spesso una zona satura verso la base della serie.

3.1.3. Lineamenti morfologici e idrografici

Anche nelle Alpi Apuane, come in buona parte della Toscana, l'andamento fondamentale dell'altimetria è stato imposto dalle fasi tardive dell'evoluzione tettonica, durante le quali è stata pure delimitata la struttura positiva delle Apuane, verso Ovest mediante una lunga faglia diretta al margine della pianura costiera quaternaria (graben della Versilia) e verso Est con la fossa tettonica della valle del Serchio (graben della Garfagnana), entrambe di andamento appenninico. I paesaggi morfologici più appariscenti delle Apuane coincidono con gli affioramenti della successione carbonatica del nucleo metamorfico, mentre nei rilievi costituiti da rocce della Falda Toscana i lineamenti morfologici sono più attenuati. Vengono a seguito descritti con maggior dettaglio i lineamenti geomorfologici dei due bacini idrografici maggiormente colpiti dall'evento del 19 giugno 1996: quello del fiume Versilia, chiuso a valle di Seravezza e quello del torrente Turrîte di Gallicano, chiuso alla diga di Trombacco, appartenenti rispettivamente al versante versiliano e a quello garfagnino delle Alpi Apuane, che presentano un comune spartiacque lungo la cresta Sud della Pania della Croce fino alla Foce di Petroschiana.

Il bacino del fiume Versilia, di forma irregolarmente prismatica ad angoli arrotondati, ha dimensioni di circa 11 per 6 Km, con una superficie intorno ai 70 Km² (il fiume Versilia prende effettivamente tale nome a valle di Seravezza, dove si congiungono i fiumi Serra e Vezza.); il bacino della Turrîte di Gallicano, di forma quasi rettangolare, è più piccolo e ha dimensioni di circa 4 per 6 Km, con una superficie prossima ai 25 Km². Nei due reticoli idrografici sembra evidente per diversi segmenti

fluviali il controllo strutturale (faglie e fratture), come per esempio, sull'andamento del Canale del Bosco, ma anche su tratti delle aste principali (si veda anche l'allineamento globale della valle della Turrîte di Gallicano con quella del Vezza fino a Ponte Stazzemese). La parte inferiore del bacino del Versilia si presenta decisamente asimmetrica, con limitato sviluppo e scarsa gerarchizzazione degli affluenti di sinistra. Quelli di destra (fiume Serra e Canali del Giardino e del Bosco) incidono un affioramento di rocce filladico-quarzitiche con un pattern che ricorda il tipo "Pinnato", ma con i collettori secondari più lunghi in conseguenza dell'altezza dei rilievi; le zone a minore densità di drenaggio coincidono (a parte modesti affioramenti carbonatici) con aree ricche di manifestazioni sorgentizie, probabilmente legate a circolazione idrica per fratturazione (permeabilità secondaria). La parte superiore del fiume Versilia, ovvero il fiume Vezza, presenta invece diverse, ma omogenee, caratteristiche del reticolo idrografico, che incide per lo più le filladi e le metarenarie dello "Pseudomacigno"; il pattern è di tipo "Subdendritico", ben sviluppato gerarchicamente e con elevata densità di drenaggio, a eccezione di qualche area con rocce carbonatiche.

Il bacino della Turrîte di Gallicano presenta un reticolo idrografico disimmetrico, ancora di tipo "Subdendritico", più sviluppato e gerarchizzato in destra idrografica, dove nelle zone alte si osserva la massima densità di drenaggio, in corrispondenza dell'affioramento del "Macigno" della Falda Toscana. La parte sinistra di questo bacino mostra una certa densità di drenaggio, in contrasto con l'elevata permeabilità delle rocce carbonatiche affioranti, giustificata dalle forti pendenze dei versanti che scendono dalla Pania della Croce e dalla Pania Secca.

Prescindendo dal generale allargamento degli alvei indotto dall'evento del 19 giugno (Billi, 1996), la morfologia dei canali fluviali presentava prima del nubifragio caratteristiche tipiche montane nei due bacini; il fiume Vezza ha un corso per tratti rettilinei fra Cardoso e Ruosina, con letto su roccia o con pochi depositi ghiaiosi e nettamente delimitato dai versanti, con sponde incise nei depositi alluvionali, quasi sempre recenti, o nel substrato. Da Ruosina fino a Seravezza l'andamento del Vezza diviene sub-rettilineo, con una certa sinuosità strutturale e il progressivo aumento di barre laterali ghiaiose. La parte inferiore dei versanti mostra un generale incremento della pendenza (fino all'80 %), che indica un approfondimento recente del reticolo idrografico evidenziato dalla erodibilità nei litotipi quarzítico-filladici del Verrucano s.l. e in misura minore anche in quelli metarenaceo-filladici dello Pseudomacigno, in entrambi i bacini di studio. Nella valle del T. Vezza tale incisione è inoltre strutturalmente disimmetrica, più accentuata in sinistra idrografica, escluso il tratto da Ponte Stazzemese a Ruosina, come meglio descritto più avanti nel capitolo.

La Turrîte di Gallicano presenta anch'essa una valle con tratti rettilinei, incassata fra versanti ripidi e con ridotto letto ghiaioso, fino all'invaso del Trombacco, impostato in una gola generata dall'approfondimento dell'alveo; subito a valle della diga la valle cambia bruscamente aspetto e la Turrîte di Gallicano assume andamento sinuo-

so scorrendo in una valle alluvionale più ampia. Ciò appare connesso con la dinamica tettonica recente che ha interessato questo fianco del graben del Serchio.

Nonostante la scarsa qualità dell'immagine e la scala, le foto aeree del 1954 (volo GAI) mostrano per entrambi i fiumi una maggiore ampiezza dell'alveo, che potrebbe essere la conseguenza degli intensi eventi alluvionali verificatisi nel periodo compreso tra la fine dell'800 e l'inizio del '900 (Leonardi, 1996), con i materiali allora scaricati dai versanti negli alvei che appaiono ancora "in transito" nel 1954.

Le principali forme litologico-strutturali osservabili nei due bacini trattati si hanno presso le testate a reggipoggio della successione carbonatica metamorfica, lungo le strutture M. Corchia - M. Alto e Pania della Croce - M. Croce, immergenti verso Est; dove vi sono pareti sub-verticali anche maggiori di 200 m, prive di vegetazione e soggette alla intensa degradazione meteorica di montagna (crioclastismo, erosione eolica, termoclastismo, etc). Analoghe scarpate imputabili alla litologia si hanno anche in altre zone (p.es., Ponte Stazzemese), ma di minore sviluppo altimetrico, meno degradate e quindi più vegetate.

Nel gruppo Apuano sono note alcune forme glaciali, non sempre associate a depositi morenici, in forma di valloni molto ripidi, come ad esempio sul versante occidentale del M. Altissimo (Trevisan *et al.*, 1971). Tali forme non sembrano però presenti nei due bacini di esame, in quanto i crinali più elevati si trovano esposti verso Sud; solo ad Ovest di Cardoso, fra la Foce di Petroschiana e il M. Procinto vi è una forma concava, reincisa attualmente per erosione incanalata, forse prodotta da un glacio-nivaio Wurmiano.

Nelle Alpi Apuane, nonostante gli estesi affioramenti di rocce carbonatiche, le forme carsiche superficiali sono poco appariscenti, limitandosi a piccole doline, alcune delle quali si trovano anche nei due bacini di studio (presso il M. Alto, nella parte alta del Canale della Capriola e a Ovest di Fornovolasco); ciò probabilmente perché il sollevamento, anche recente, dell'area ha impedito la formazione di aree sub-piagneggianti, ove i processi carsici possono produrre le relative forme superficiali più estesamente. Ben più sviluppato è invece il carsismo ipogeo, che ha prodotto complessi sistemi di cavità sotterranee di rilevanza speleologica e idrogeologica.

Le formazioni geologiche maggiormente interessate dal carsismo sono soprattutto quelle carbonatiche metamorfiche: marmi, grezzoni e calcari selciferi; in misura minore le analoghe formazioni della Falda Toscana. Nel bacino del fiume Versilia si trova il complesso carsico del M. Corchia - M. Alto, ben noto per le sue dimensioni (60 Km di sviluppo e 1200 m di dislivello) e di notevole complessità morfologica, il cui sistema risulta dall'intersezione di un reticolo freatico di condotti orizzontali, formati in più tempi, con un reticolo vadoso verticale più recente (Piccini e Pranzini, 1996). Le sorgenti principali di questo sistema (circa 150 l/s) si trovano nell'alveo del torrente Vezza presso Ponte Stazzemese, a 180 m di quota, mentre la zona satura sembra sia sospesa a circa 270 m più in alto; tale anomalia fa ipotizzare una recente incisione dell'alveo, cui il sistema carsico non ha avuto tempo di adeguarsi, allargando i condotti sotto la zona satura.

L'altro importante sistema carsico è quello delle "Panie" ("Della Croce" e "Secca"), che solo topograficamente interessa il margine del bacino del Versilia, mentre sotto il profilo idrogeologico riguarda i bacini della Turrîte Secca e di Gallicano; di questo sistema non è conosciuto lo sviluppo sotterraneo, mentre in superficie il carsismo ha intensamente agito nella zona della Vetricia, sul lato Nord del crinale delle "Panie", dove sono presenti numerose cavità di particolare morfologia, che sono tratti di fratture allargati per corrosione; la più nota di queste è l'Abisso Revel, profonda circa 300 m, con sezione di m 10 per 60. Sotto l'aspetto idrogeologico il sistema carsico delle "Panie" alimenta sia il bacino della Turrîte Secca verso Nord, che quello della Turrîte di Gallicano a Sud, con una probabile coincidenza fra spartiacque superficiale e sotterraneo (Piccini e Pranzini, 1996). Nella zona di Fornovolasco si trovano alcune grotte e sorgenti, che costituiscono le connessioni esterne di questo sistema carsico e che hanno subito l'impatto dell'evento del 19 giugno 1996, con violente fuoriuscite di acqua.

Prima di affrontare la descrizione dei processi di versante va ricordato che nelle aree oggetto di studio, forse in conseguenza della mancanza di cartografia geologica di base recente e attendibile per l'interpretazione delle strutture apuane, si riscontra pure una carenza di studi geomorfologici di riferimento; si è quindi cercato di ricostruire, per gli scopi del presente studio, un quadro globale degli elementi emersi sulla franosità preesistente l'evento alluvionale e alcune idee guida sull'evoluzione geomorfologica di queste aree, facendo presente che tali ipotesi necessiterebbero di approfondimenti di neotettonica e ulteriori indagini, secondo i metodi della geologia del Quaternario, che possano basarsi sullo studio puntuale e sulla datazione dei depositi e delle superfici individuati e in seguito descritti.

Appare inoltre necessario ricordare, per inquadrare l'evoluzione dei versanti, che il massiccio apuano, come meglio indicato nel successivo paragrafo 3.2.1, ha subito un sollevamento documentato fin quasi all'inizio del Quaternario, probabilmente ancora in corso. A tale movimento si sono inoltre sovrapposti, durante il Quaternario, gli effetti delle consistenti mutazioni nel livello del Mar Tirreno, conseguenti alle fasi glaciali. Questi effetti hanno avuto diverso peso nella morfogenesi dei due bacini in quanto, mentre il fiume Versilia ha come livello di erosione basale il vicino mare, i cui abbassamenti glaciali di livello si sono verosimilmente propagati all'interno del rilievo, inducendo una repentina incisione del reticolo idrografico, nel bacino del fiume Serchio (e della Turrîte di Gallicano), analoghi processi sono stati attenuati sia dalla maggiore distanza dal mare, che dall'eventuale attività neotettonica di strutture attraversate dal fiume Serchio, che potevano assecondare o contrastare l'approfondimento del reticolo. In base a tutte queste considerazioni, si può quindi concludere che il bacino idrografico del fiume Versilia rappresenta un ambiente geomorfologico non conservativo.

Dopo questa premessa appare necessario riconsiderare il notevole incremento di pendenza constatato alla base dei versanti delle due vallate principali, analogo nono-

stante la diversità dei due ambienti geomorfologici. Nel bacino del Versilia questo approfondimento può essere sì imputato al movimento neotettonico ancora in atto, ma soprattutto all'abbassamento del Tirreno durante l'ultima fase glaciale. Nel bacino della Turrice di Galliciano, invece, essendo meno influente quest'ultimo fattore, si può ipotizzare, oltre al sollevamento generale, l'attività quaternaria di una probabile faglia a valle della diga di Trombacco, che abbia indotto l'approfondimento del reticolo verso monte.

Dall'osservazione dei versanti versiliesi risalta la presenza di una serie di superfici residue di un paesaggio precedente, in corso di lento smantellamento da parte del reticolo idrografico in approfondimento, ubicate presso Seravezza, Terrinca, Levigliani, Retignano, Volegno e Stazzema. Globalmente le loro caratteristiche sono le seguenti:

- immersione ricorrente verso S-SE, con inclinazione globale della superficie topografica 20°-30°;
- substrato filladico-quarzitico del Verrucano s.l. (su cui presso Stazzema poggia un livello di Pseudomacigno);
- presenza di franosità relitta (glaciale?) talvolta riattivata dalle attuali condizioni morfodinamiche;
- coltri detritiche diffuse, originatesi da morfogenesi precedenti, ma rimobilizzate da processi di versante attuali;
- franosità attuale, di minori dimensioni, sovrappostasi a quella relitta.

In sinistra del torrente Serra, principalmente intorno ad Azzano, ma anche nel versante a NE di Seravezza, con diversi caratteri, vi sono ampie parti di versante che presentano analogie con le superfici di paesaggio antiche prima descritte, per franosità e coperture detritiche, ma differenti sia per l'orientazione che per la loro minore evidenza; la zona di Azzano sembra infatti interessata da deformazioni gravitative dei versanti lente e profonde, di origine antica, ma ancora attive, mentre il versante a NE di Seravezza presenta estese coperture detritiche e franosità diffusa. Le coltri detritiche e la franosità descritte sono probabilmente imputabili all'incremento di fratturazione dei litotipi del Verrucano s.l. affiorante nell'area, indotto dagli stress tettonici correlati alla presenza, sul fianco Ovest del M. Cavallo, delle terminazioni periclinali delle due strutture plicative isoclinali descritte da Carmignani *et al.* (1993). Si osserva infatti che i suddetti fenomeni geomorfologici sono localizzati proprio nelle parti medio-basse dei fianchi Ovest e Sud della dorsale del M. Cavallo, mentre sia nella parte sommitale della dorsale, sia nella parte basale della stessa sul lato est, ma anche su tutto il fianco destro della valle del torrente Serra, nonostante le forti pendenze e le incisioni torrentizie, i medesimi terreni del Verrucano s.l. non presentano attitudine alla franosità.

Per concludere il quadro dei movimenti di massa preesistenti all'evento del 19 giugno 1996, si possono ancora distinguere due ulteriori classi di fenomeni:

- frane relitte (Canuti ed Esu, 1995), originatesi in condizioni morfoclimatiche diver-

se dalle attuali, talvolta riattivabili; presenti perlopiù nel bacino del fiume Versilia (solo una individuata nel bacino garfagnino, presso Chieva);

- frane "recenti" (quiescenti o attive) in stretta connessione con l'aumento di pendenza osservato alla base dei versanti, per l'approfondimento del reticolo idrografico (individuato sia nel bacino del Versilia che in quello della Turrite di Galliciano).

Nei due bacini vi sono pure alcune superfici di paesaggio antiche non coinvolte da fenomeni gravitativi, poste nelle porzioni superiori del rilievo; la principale si trova sul lato Est del crinale Pania della Croce - M. Forato ed è costituita da un detrito di falda, ancora in alimentazione solo sul lato SE della "Pania". Solamente nel bacino del Versilia sono individuabili dei lembi residui di depositi alluvionali terrazzati alti, oltre a sporadici "terrazzi" recenti posti ai lati dei fondovalle; l'ordine di terrazzamento che presenta una certa continuità, si trova a circa 50 m di quota sul fondovalle. Altri isolati resti di superfici terrazzate, di probabile origine alluvionale, si trovano a quote più elevate, fino al dislivello di circa 300 m sul fondovalle, in cui si ritrova la superficie terrazzata di Basati. Presso La Serra, sul lato Ovest del crinale Pania della Croce-M.Forato, si osserva un detrito di falda antico, stabilizzato, che presenta la superficie superiore del deposito regolare e inclinata verso SO, con immersione di circa 33°. Questo deposito rappresenta probabilmente il resto di un più vasto detrito di falda, alimentato dalla soprastante scarpata di rocce carbonatiche durante l'ultima fase glaciale (per l'intensità dei processi crioclastici), stabilizzatosi nella fase post-glaciale e in seguito smantellato dall'erosione. E' proprio l'erosione incanalata il processo morfogenetico più diffuso ed evidente in entrambi i bacini di studio, che esprime la sua massima intensità nelle rocce metamorfiche prevalentemente filladiche (Verrucano s.l. e Pseudomacigno) e nel Macigno della Falda Toscana.

Dall'osservazione di quest'area apuana emergono infine anche le seguenti due anomalie:

- il fondovalle del fiume Versilia presenta frequente disimmetria in sinistra (lato Sud), con pendenze più accentuate, presenza di faccette triangolari e di erosioni laterali; tale anomalia concorda peraltro con quanto già osservato sul reticolo idrografico ed è stata guidata dal disomogeneo sollevamento del massiccio apuano (più intenso verso Nord), di cui questo bacino costituisce il margine meridionale;
- gli spartiacque del bacino idrografico del fiume Versilia (Nord, Sud e soprattutto Ovest) mostrano spesso un'intensa asimmetrica degradazione del lato interno al bacino, che induce un lento e progressivo ampliamento di questo a spese dei bacini limitrofi; una prima interpretazione di questo fenomeno potrebbe far pensare a sollevamenti differenziali in atto, ma, senza escludere del tutto tale componente, è più probabile che la degradazione asimmetrica dei crinali sia in buona parte guidata dagli andamenti delle strutture geologiche.

Fra le varie forme di origine antropica nel bacino versiliese risalta la presenza di

estesi ravaneti, prodotti nel tempo dalla discarica, nei pendii sottostanti le cave di marmo, degli scarti di lavorazione; queste coltri detritiche presentano elevata permeabilità e durante l'evento alluvionale, nonostante le frequenti forti acclività, hanno subito solo locali mobilizzazioni; è interessante notare invece che nel fondovalle del torrente Serra i ciottoli presenti in alveo, fino all'altezza delle cave della Cappella, provengono in preponderanza dai ravaneti delle cave del M. Altissimo. Tale transito è però avvenuto probabilmente durante alcuni secoli.



Figura 3.1.6 Al centro della foto, a sinistra, la superficie regolare del detrito di falda non attuale, loc. la Serra. Sullo sfondo, a destra, le due cime del Monte Forato.

Riferimenti bibliografici

- BILLI P., *Caratterizzazione sedimentologica dei materiali detritici d'alveo e di esondazione depositi dal fiume Versilia e dai torrenti Cardoso, Vezza e Turrite di Galliciano durante l'evento alluvionale del 19/06/96*, relazione tecnica, Regione Toscana, 1996.
- CANUTI P., ESU F., *Glossario Internazionale per le Frane (traduzione)*, Rivista Italiana di Geotecnica, 2/95, 1995.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., MECCHERI M., *Tettonica distensiva del complesso metamorfico delle Alpi Apuane*, guida all'escursione, G.I.G.S. 1993.
- FORTI P., PICCINI L., PRANZINI G., TEDICI L., *Le risorse idriche degli acquiferi carbonatici del comprensorio Apuo-Versiliese*, pubbl. N° 1584 del C.N.R.
- LEONARDI E., *Il fiume di sassi*, edizioni il Vento Cercine, Basati, 1996.
- PICCINI L., PRANZINI G., *Il ruolo del carsismo nell'evento alluvionale del 19/06/96 nelle Alpi Apuane*, Regione Toscana - Dipartimento Ambiente.
- TREVISAN L., DALLAN L., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R., RAGGI G., *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, foglio 96 Massa*, Min. Dell'Industria, del Comm. e dell'Artigianato, 1971.

3.2. Geolitologia

Alessandro MARZOCCHI

3.2.1. Lineamenti tettonici

La sintetica descrizione dell'evoluzione tettonica dell'area apuana, oggetto di questo paragrafo, è necessaria perché la tettonica è un elemento fondamentale di caratterizzazione di un territorio, soprattutto per la sua attitudine a condizionare gli altri elementi, che in modo forse più appariscente ne influenzano l'ambiente fisico. Si pensi ad esempio alle varie caratteristiche litologiche delle formazioni geologiche presenti nelle Alpi Apuane, i cui originari rapporti stratigrafici sono stati profondamente stravolti dalle dislocazioni tettoniche. Si consideri anche che i medesimi litotipi possono variare considerevolmente le loro caratteristiche di permeabilità, stabilità e capacità di produrre coperture detritiche (contributo al trasporto solido), in base all'intensità della fratturazione subita, derivante dalla loro posizione in rapporto alle strutture tettoniche (faglie, fasce di taglio, sovrascorrimenti, nuclei di pieghe etc.). Anche il reticolo idrografico, oltre che dall'erodibilità dei litotipi affioranti (e dal clima), è condizionato dalle strutture tettoniche e dall'energia del rilievo. A sua volta questa è conseguente all'orogenesi delle Alpi Apuane ed al sollevamento neotettonico dell'area. Infine, pure i suoli (con le relative coperture vegetali) ed i processi morfogenetici sono condizionati, oltre che dal clima, dalle condizioni ambientali derivate dalle reciproche influenze descritte fra litologia, tettonica e pendenza dei versanti.

Solo le caratteristiche pluviometriche del territorio sembrano indipendenti dalle influenze tettoniche, ma non del tutto, in quanto, ad esempio, senza il sollevamento neotettonico dell'area, le sue quote sarebbero risultate meno pronunciate e quindi si sarebbe attenuato quel carattere di forte rilievo adiacente il mare, che ne favorisce l'elevata piovosità.

Sebbene la parte meridionale delle Alpi Apuane non sia coperta da cartografia geologica di recente pubblicazione, i lineamenti tettonici di questi rilievi sono ormai abbastanza definiti. Per un breve inquadramento tettonico delle aree di studio, in questa nota si propone una sintesi di recenti pubblicazioni degli autori che più si sono occupati del massiccio apuano (Carmignani e Kligfield, 1990; Carmignani *et al.*,

1993), senza pretendere di fornire un contributo originale in merito. Si coglie l'occasione per ringraziare il Prof. Luigi Carmignani del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena, sia per la disponibilità che per l'accesso a materiale di studio edito e inedito, necessario per l'inquadramento geologico dell'area interessata dal nubifragio del 19/06/1996.

Nella parte meridionale delle Apuane sono presenti terreni appartenenti solo al dominio paleogeografico Toscano, suddiviso in:

- Dominio Toscano Interno: comprende le formazioni della Falda Toscana, anchimetamorfiche e non metamorfiche. Questi terreni (insieme alle Liguridi s.l.) affiorano attualmente ai bordi della finestra tettonica apuana, più limitatamente sul lato costiero.
- Dominio Toscano Esterno: il cosiddetto "Autoctono" Auctt. caratterizzato prevalentemente da metamorfismo di basso grado in facies di scisti verdi, che comprende, oltre a formazioni della copertura mesozoica e terziaria (analoghe a quelle della Falda Toscana), anche formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico. In questa unità tettonica (che costituisce la maggior parte del nucleo apuano) vengono anche inserite, con il rango di sottounità l'Unità delle Panie e le "Scaglie" di Stazzema, separate da contatti tettonici di ordine inferiore.
- Unità di Massa: si trova tettonicamente compresa fra la Falda Toscana e l'"Autoctono" Auctt., è rappresentata da metamorfici di basso grado paleozoici e triassici, che potrebbero rappresentare il substrato della Falda Toscana avanzata verso NE, oppure appartenere ad un Dominio Toscano intermedio fra quello Interno e quello Esterno. L'Unità di Massa affiora solo sul lato costiero delle Apuane.

L'assetto strutturale del Complesso Metamorfico ("Autoctono" e Unità di Massa) è stato prodotto da due eventi deformativi principali, il primo compressivo al quale è seguita quindi una fase distensiva rispettivamente fasi D_1 e D_2 di Carmignani e Kligfield (1990).

La tettonica compressiva è caratterizzata da deformazione duttile legata alla collisione continentale e allo sviluppo di una fascia di taglio ensialica formatasi a partire dall'Oligocene superiore, con una vergenza a NE. Questa fase è caratterizzata dalla formazione di pieghe isoclinali e di una scistosità di piano assiale (S_1), molto pervasiva, che traspone l'originaria stratificazione. Si sviluppano inoltre accavallamenti chilometrici con carattere di falde tettoniche e pieghe isoclinali non cilindriche di ogni dimensione, spesso a guaina, nelle zone ove la deformazione ha portato a complesse interferenze. L'evento compressivo è stato accompagnato da metamorfismo in facies di scisti verdi, il cui grado incrementa verso la parte occidentale del nucleo apuano; tutti i litotipi presentano distorsione interna, ad eccezione dei "Grezzoni", che compensano l'estensione con "boudinage" a grande scala.

La tettonica distensiva è caratterizzata da deformazione duttile, conseguente al riequilibrio isostatico della crosta inspessitasi nella precedente fase compressiva. Le

strutture isoclinali di 1ª fase vengono così deformate mediante fasce di taglio duttile (associate a “pieghe in cascata”) inclinate a Nord Est e Sud Ovest sui rispettivi bordi del massiccio. Le strutture plicative della fase distensiva (D_2) sono caratterizzate da una scistosità di piano assiale (S_2) meno pervasiva della precedente S_1 .

Questi processi portano ad una regionale estensione orizzontale, con assottigliamento crostale, al sollevamento del Complesso Metamorfico e al suo denudamento. Questo assetto strutturale, caratterizzato da una fase compressiva e successiva estensione crustale, individua una geometria tipo “Core Complex”, nella cui parte corticale (coincidente con lo Stazzemese, la sottounità delle “Panie” e l’Unità di Massa) le strutture distensive duttili sono tagliate da faglie a basso angolo e fasce cataclastiche (deformazione fragile).

Il sollevamento apuano inizia nel Miocene medio o inferiore ed è documentato con analisi radiometriche fino a 2 MA, dato confermato pure da studi sui depositi del Villafranchiano inferiore della valle del Serchio (D’Amato Avanzi *et al.*, 1987). Altre fonti indicano il sollevamento ancora in atto (CNR, 1983), in accordo con la forte sismicità della valle del Serchio.

Nella parte meridionale delle Apuane, più interessata dal presente studio, le strutture della fase distensiva ostacolano, a causa della loro intensità, l’identificazione di campagna delle pieghe della fase compressiva. Nella carta geologica schematica sono riportate le due principali pieghe presenti:

- anticlinale di Vinca; passa per il fianco Ovest di M. Cavallo con nucleo di filladi paleozoiche e si “perde” all’altezza di Seravezza;
- sinclinale di Orto di Donna, M. Altissimo, M. Corchia, Puntato; è una delle più rilevanti strutture apuane della fase compressiva, presso la cava delle Cervaiole (poco a SE del M. Altissimo) i carbonati mesozoici chiudono attorno all’asse diretto circa NE-SO e immergente a SO, la struttura prosegue verso Sud con a nucleo il “Verrucano” e i porfiroidi del M. Cavallo, ma in quest’area gli effetti della fase distensiva nascondono le strutture precedenti. Il nucleo dei carbonati mesozoici riappare solo in sinistra del torrente Vezza, sotto le “Scaglie” di Stazzema, per ricollegarsi poi, da Cardoso verso Nord, con la sinclinale del M. Corchia, che costituisce con la sinclinale di Puntato un’unica struttura complessa (non piana e non cilindrica, prodottasi per la sovrapposizione della tettonica estensiva su preesistenti pieghe a “guaina”); i due tratti si aprono in direzioni opposte, ma entrambi hanno a nucleo lo Pseudomacigno.

Un’altra struttura rilevante presente nel bacino del fiume Versilia, dovuta alla fase distensiva, è l’alto strutturale del “duomo” di Ruosina, dove, nel vasto affioramento di filladi paleozoiche che si estende anche nella valle del Giardino, si osservano ai lati della struttura fasce di taglio dirette di opposta vergenza che immergono verso Ovest a valle di Ruosina e verso Est a monte della stessa.

Un accenno meritano infine le altre strutture importanti delle Apuane meridionali: l’Unità della Panie, che è presente principalmente nel bacino della Turrite di Gallica-

no; e le "Scaglie" dello Stazzemesse, nel bacino del fiume Versilia. Come già detto si tratta, verosimilmente, di sottounità separate da contatti tettonici di ordine inferiore. L'Unità delle Panie costituisce lo spartiacque fra i due bacini di studio, assottigliandosi poi in direzione Sud, finché, nel crinale a Sud di Stazzema, la Falda Toscana poggia direttamente sull'"Autoctono"; l'Unità delle Panie tende a chiudersi anche verso la valle della Turrice di Galliciano, il cui alto strutturale filladico emerge dalla finestra tettonica di Fornovolasco. Questa unità è delimitata alla base da faglie dirette a basso angolo, marcate da cataclasi costituite prevalentemente da Calcere Cavernoso, ma contenenti pure elementi metamorfici. Le "Scaglie" di Stazzema, ben marcate da cataclasi basali, sono invece interpretabili come una struttura plicativa dell'"Autoctono", inserita in posizione anomala nello Pseudomacigno per il trascinamento lungo una sinforme, durante la fase estensiva.

La tettonica della Falda Toscana è analoga a quella del Complesso Metamorfico, ma la deformazione è avvenuta a diversi livelli strutturali; una prima fase compressiva ha prodotto l'appilamento delle unità verso Nord Est e ha anche generato una debole scistosità nei litotipi argillosi. La fase distensiva, pur producendo alcune pieghe, è stata invece prevalentemente fragile, dando luogo soprattutto a faglie dirette, anche di dimensioni chilometriche.

3.2.2. Lineamenti geologici (paleogeografici e stratigrafici)

Le formazioni geologiche presenti nell'area apuana, di origine prevalentemente sedimentaria, possono essere inquadrare in due domini paleogeografici: il Dominio Ligure e quello Toscano. Il primo non riguarda però direttamente il nucleo apuano, essendo presente solo poco, a Nord dello stesso, e più vastamente poi in tutto l'Appennino Tosco-Ligure-Emiliano.

Il Dominio Toscano viene ulteriormente suddiviso in:

- Dominio Toscano Interno, a cui appartiene la Falda Toscana, con una serie di formazioni non metamorfiche o anchimetamorfiche (quasi metamorfiche) che vanno dal Trias superiore al Miocene inferiore;
- Dominio Toscano Esterno, a cui appartiene il cosiddetto "Autoctono" degli autori, costituito da formazioni epimetamorfiche in facies di scisti verdi, in parte analoghe a quelle della Falda Toscana, ma comprendenti anche il basamento ercinico.

Vi è infine l'Unità di Massa, costituita da formazioni paleozoiche e triassiche, di metamorfismo analogo al precedente, la cui posizione paleogeografica è ancora incerta, in quanto potrebbe rappresentare un dominio intermedio fra i due citati, oppure costituire il basamento della Falda Toscana avanscorsa verso Ovest.

La carta geologica schematica allegata al presente studio raggruppa, per motivi di scala e di semplicità di rappresentazione, le formazioni geologiche delle diverse unità tettoniche, in modo da fornire almeno un quadro sintetico delle litologie affioranti e dei loro fondamentali rapporti tettonici.

Il basamento ercinico affiora quasi esclusivamente in corrispondenza del Dominio Toscano Esterno (solo limitatamente con filladi cambrico?-ordoviciane? anche nell'Unità di Massa) e la serie paleozoica è la più completa ed estesa dell'Appennino settentrionale; partendo dal basso le principali formazioni dell'"Autoctono" Auctt. che conservano tracce della scistosità pre-alpina, sono (Carmignani *et al.*, 1993):

- FILLADI INFERIORI Auctt. - filladi quarzítico-muscovitiche e cloritiche, grigio-verdi, alternate a quarziti. CAMBRICO? - ORDOVICIANO?.
- PORFROIIDI E SCISTI PORFIRICI Auctt. - metavulcaniti riolitiche grigio-verdi, metarcosi e filladi. ORDOVICIANO?.
- Quarziti, metarenarie arcosiche e filladi grige. ORDOVICIANO SUP.?
- DOLOMIE SCISTOSE AD ORTHOCERAS - dolomie cristalline grige e filladi grafitiche nere. SILURICO.

La copertura alpina coincide con la successione post-paleozoica del Dominio Toscano (discordante sul basamento ercinico), ulteriormente suddiviso in esterno ("Autoctono" Auctt.) e interno (Falda Toscana); nonostante le differenze fra le due unità tettoniche, conseguenti ai diversi livelli strutturali di deformazione, le due successioni sedimentarie risultano sostanzialmente analoghe ed entrambe sono chiuse da un flysch (Pseudomacigno e Macigno).

La serie stratigrafica della Falda Toscana, ben nota e ubicata marginalmente rispetto all'area d'interesse, non viene descritta, mentre invece si dà una sintesi delle formazioni della serie mesozoica e terziaria dell'"Autoctono" Auctt., partendo dal basso, facendo presenti i raggruppamenti operati nella carta geologica schematica.

- VERRUCANO s.s. - quarziti alternate a filladi muscovitiche e a metaconglomerati quarzosi ("anageniti" Auctt.). TRIAS MEDIO. Questa formazione affiora, secondo i recenti studi, solo limitatamente nell'area apuana, a differenza di quanto indicato nelle vecchie cartografie geologiche; infatti il vasto affioramento filladico quarzítico del M. Cavallo e della valle del Giardino è in realtà costituito in prevalenza da formazioni del basamento ercinico.²
- FORMAZIONE DI VINCA - quarziti e metarenarie feldspatiche, con livelli di filladi scure e intercalazioni di dolomie. CARNICO-NORICO.
- GREZZONI - dolomie scure ricristallizzate, che presentano limitate modificazioni tessiturali metamorfiche, in quanto la deformazione ha prodotto boudinage e fratturazione, ma non distorsione interna; nel nucleo metamorfico apuano i Grezzoni sono la formazione in cui è più riconoscibile la stratificazione. NORICO.
- MARMI A MEGALODONTI - marmi saccaroidi massicci o poco stratificati. RETICO.
- BRECCE DI SERAVEZZA E SCISTI A CLORITOIDE Auctt. - brecce polige-

² Nella carta geologica schematica, per analogie litologiche e di ubicazione, il Verrucano s.s. e la formazione di Vinca sono stati raggruppati con le precedenti formazioni paleozoiche e definiti come "Verrucano" s.l.

niche ad elementi carbonatici metamorfici, con matrice e livelli di filladi a cloritoidi; questa formazione testimonia di un episodio di emersione ed erosione. RETICO (-LIAS INF.?)

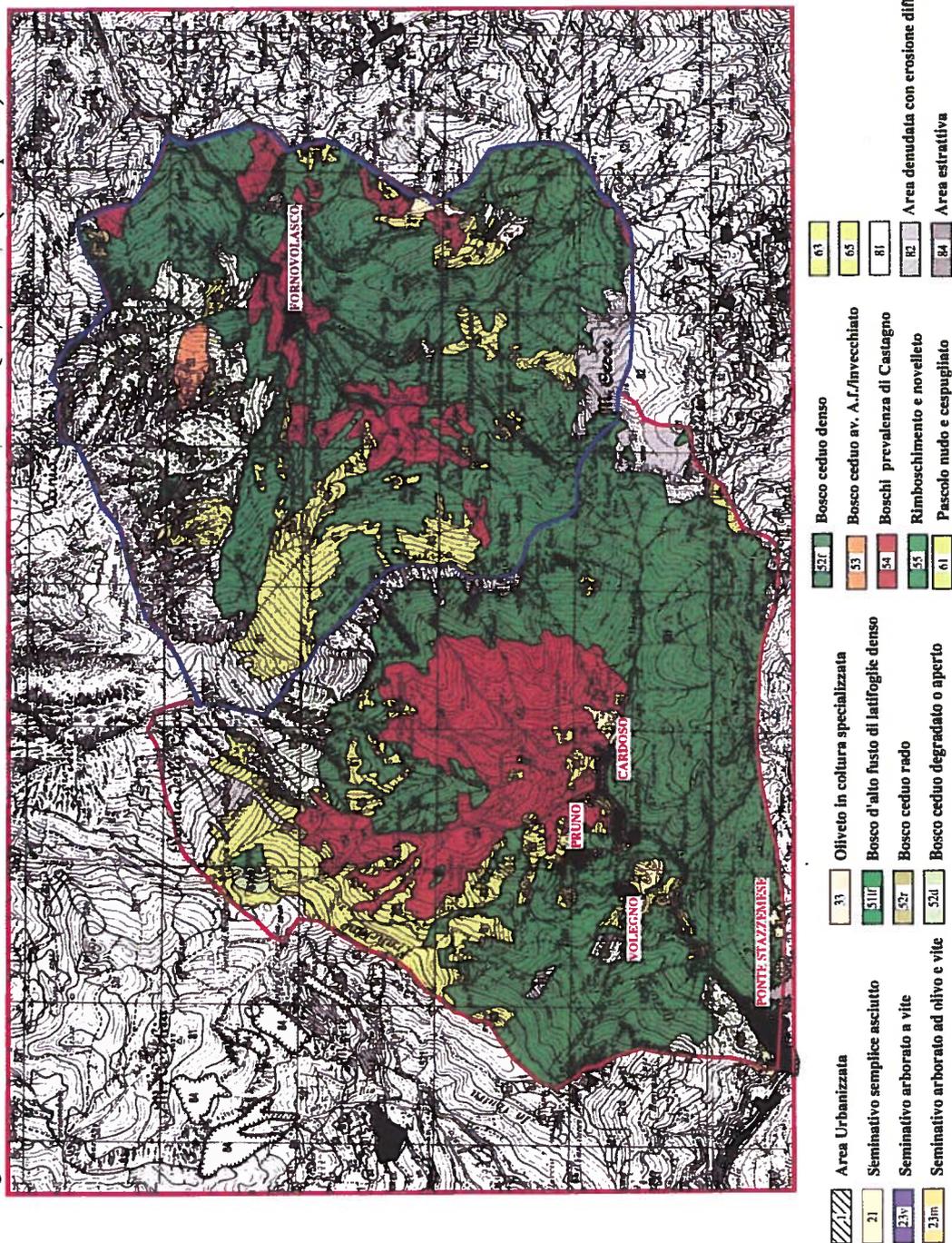
- MARMI DOLOMITICI - marmi dolomitici alternati a livelli di dolomie grigiosate ricristallizzate. LIAS INF.
- MARMI s.s. - marmi chiari con livelli a muscovite, marmi grigio-chiari con livelli dolomitici, brecce monogeniche marmoree. LIAS INF. (-MEDIO?).³
- CALCARI SELCIFERI Auctt. - metacalcilutiti selciferi grigi con calcescisti e filladi carbonatiche. LIAS MEDIO - SUP.
- CALCESCISTI - calcescisti grigio-verdi con intercalazioni di filladi carbonatiche. LIAS SUP. - DOGGER.
- DIASPRI Auctt. - metaradiolariti varicolori stratificate con interstrati di filladi quarzitiche. MALM.
- CALCARI SELCIFERI A ENTROCHI Auctt. - metacalcilutiti stratificate e metacalcareniti selciferi grigi. TITONICO SUP. - CRETACEO INF.
- SCISTI SERICITICI Auctt. - filladi muscovitiche varicolori. CRETACEO INF. - OLIGOCENE.
- CIPOLLINI Auctt. - calcescisti verdi e marmi in alternanza con filladi carbonatiche e muscovitiche. CRETACEO INF.? - OLIGOCENE?.
- CALCARI A NUMMULITI Auctt. - filladi muscovitiche varicolori e livelli di metacalcareniti grigi. EOCENE? - OLIGOCENE.
- PSEUDOMACIGNO Auctt. - metarenarie quarzose-feldspatico-micacee, alternate a filladi quarzitiche grigio-scure. OLIGOCENE SUP?⁴

Le filladi e le quarziti dell'Unità di Massa affiorano al margine occidentale del Nucleo Apuano, dove formano una grande anticlinale rovesciata sull'"Autoctono" Auctt. Il Verrucano s.l. affiora intorno all'alto strutturale di Ruosina, occupando circa la metà della superficie del bacino del fiume Versilia, nelle scaglie di Stazzema e sotto l'Unità della Panie, dalla quale nel bacino della Turrice di Galliciano il Verrucano s.l. riemerge, nella finestra tettonica di Fornovolasco. I Grezzoni e i Marmi, assai più presenti verso Nord, si trovano in affioramenti limitati, coinvolti nelle pieghe ad Est dell'Unità di Massa, più estesamente lungo l'asse della sinclinale M. Altissimo -

³ Nella carta geologica schematica la successione carbonatica metamorfica, dai Grezzoni ai Marmi, è stata raggruppata, in base alle analogie litologiche e di comportamento durante le deformazioni tettoniche.

⁴ Tutta la successione dai calcari selciferi del Lias, allo Pseudomacigno, è stata raggruppata con quest'ultimo nella carta geologica schematica per semplicità di rappresentazione e perché le formazioni sottostanti lo Pseudomacigno non presentano spessori rilevanti, sia per la stratigrafia originale, che per le deformazioni tettoniche, con le quali sono state spesso coinvolte nelle strutture dello Pseudomacigno che, pur avendo spessore più esiguo del Macigno della Falda Toscana, affiora abbastanza estesamente sul versante orientale delle Apuane.

Figura 3.3.1 Bacini del Versilia e Turrite di Galliciano - Uso del suolo da CTR 1/25.000 Q 94/II - 104/I. (vedi p. 111).



M. Corchia, nel versante versiliese e soprattutto nell'Unità delle Panie del versante garfagnino. Lo Pseudomacigno, infine, con il gruppo di formazioni sottostanti, affiora lungo l'asse della sinclinale del M. Corchia - Puntato e nell'area dello Stazzemese.

Durante le fasi distensive mio-plioceniche e quaternarie le Alpi Apuane hanno costituito una dorsale, non interessata dalla sedimentazione, che si è invece verificata diffusamente nelle strutture a bacino della Toscana e anche in quelle adiacenti del Serchio e della pianura costiera versiliese.

Per quanto concerne i limitati depositi alluvionali e continentali quaternari presenti all'interno delle Apuane, oltre a quanto già descritto nel paragrafo 3.1.3, si può aggiungere che sono anche presenti limitati ravaneti attuali posti al di sotto dei tratti di crinale in degradazione (molto meno estesi di quelli di origine antropica presenti in corrispondenza delle cave di marmo); inoltre in alcuni canali sommitali si riconoscono talvolta dei corpi detritici di probabile origine glaciale, attualmente non alimentati e stabilizzati dalla vegetazione.

Riferimenti bibliografici

CARMIGNANI L., KLIGFIELD R., *The transition from compression to extension in mountain belts: evidence from the Northern Apennines Core Complex*, *Tectonics*, 9, 1275-1303, 1990.

CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., MECCHERI M., *Tettonica distensiva del complesso metamorfico delle Alpi Apuane*, guida all'escursione, G.I.G.S. 1993.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, *Foglio 96 Massa e Foglio 104 Pisa*, Min. Dell' Ind.

del Comm. e dell'Art., 1971 e 1969.

COLI M., *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex*, *Atti Tic. Sc. Terra*, 32, 47-56, 1990.

CNR, *Neotectonic map of Italy*, Progetto Finalizzato Geodinamica, 1983.

D'AMATO AVANZI G., NARDI R., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., *Valutazione del rischio di frana in Garfagnana e nella media valle del Serchio (Lucca)*, *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, 1987.

3.3. Uso del suolo

Gianluca GALLI

3.3.1. Generalità e metodologia d'indagine

L'area d'indagine, che risulta compresa nella parte alta dei bacini idrografici del torrente Cardoso, sul versante del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano, sul versante della Garfagnana nel bacino del fiume Serchio e che costituisce l'epicentro dell'evento meteorico del 19 giugno 1996, ha una superficie complessiva di 2583,5 ha; di questi, 1219,9 ha ricadono nel versante garfagnino e 1363,6 ha nel versante versiliese. La scelta della perimetrazione del territorio è stata condotta in relazione prevalente all'intensità dell'evento alluvionale, che ha qui avuto il suo epicentro. L'area di indagine, che riassume in sé molte delle caratteristiche ricorrenti nel complesso apuo-garfagnino, può anche essere considerata assai rappresentativa di altre situazioni simili, presenti su tutto il territorio nazionale (Figura 3.3.1).

All'interno dell'area di esame, di forma approssimativamente ellittica, con asse maggiore di circa 7,8 Km posto nella direzione da sud-est a nord-ovest e asse minore di circa 4,5 Km, ricadono gli abitati di Cardoso, Fornovolasco, Ponte Stazzemese, Pruno e Volegno. Il limite dell'area di studio è stato disegnato sulla base degli spartiacque idrografici, partendo a nord dalla Pania della Croce a quota 1869 m, procedendo verso la Pania Secca e riscendendo a valle dell'abitato di Fornovolasco, all'altezza del bacino del Trombacco; sul versante opposto risalendo a Col di Luca, Vetriceto e Colle delle Baldorie fino al Monte Croce a quota 1314 m., e riscendendo poi sul versante sud al Monte Procinto a quota 1174 m; da qui oltre i Bimbi, tagliando subito a valle dell'abitato di Stazzema, il confine riscende sul Cardoso all'altezza di Ponte Stazzemese, per risalire verso il Monte Alto da qui verso l'Antro del Corchia, lasciando a ovest i campi marmiferi, per risalire dalla foce di Mussetta fino a chiudersi a nord alla Pania della Croce. Il displuvio che separa il versante tirrenico dalla valletta del Turrite è segnato dal crinale che va dalla Pania della Croce verso il Monte Forato, passando dalla Costa Pulita e da questo fino al Monte Croce.

Per lo studio dell'uso del suolo dell'area in esame si è preso a base la carta dell'uso del suolo della Regione Toscana in scala 1:25.000, aggiornandola mediante fotointerpretazione dei rilievi aereofotogrammetrici post evento⁵.

3.3.2. Caratterizzazione dello stato attuale

In base ai dati rilevati planimetricamente sulla carta dell'uso del suolo è ricavata la Tabella 3.3.1, che riporta la ripartizione dell'uso del suolo nell'area di indagine.

Tabella 3.3.1 Ripartizione dell'uso del suolo nell'area di indagine.

Descrizione del suolo	Superficie ha	Percentuali
Area urbana	23,77	0,92
Seminativo semplice	29,86	1,16
Pascolo nudo	205,30	7,95
Prato pascolo o p. stabile	7,54	0,29
Pascolo arborato	107,04	4,14
Bosco ceduo degradato	196,05	7,59
Bosco ceduo rado	7,02	0,27
Bosco ceduo denso	1371,46	53,09
Boschi di castagno	317,25	12,28
Bosco ceduo avviato a fusto	11,03	0,43
Area denudata	67,12	2,60
Affioramento roccioso	237,16	9,18
Area estrattive o cava	2,90	0,11
	2583,50	100
Superficie totale area	2583,5	
Superficie versante Serchio	1219,9	
Superficie versante Cardoso	1363,6	

Si può notare come la grande maggioranza del territorio presenti soprassuoli di natura forestale, pari a circa il 78% dell'area, se si includono anche i pascoli arborati che tendono naturalmente a evolversi verso la copertura arborea. L'altro raggruppamento è quello delle aree denudate e degli affioramenti rocciosi, rappresentati dai territori alle quote maggiori e dalle vette dei monti, che rappresentano circa il 12% del territorio. Le destinazioni di tipo agricolo o ex agricolo (seminativi, seminativi arborati, prati) riguardano solo il 9.5% della superficie complessiva. Infine le aree con destinazione urbana occupano meno dell'1% dei complessivi 2583 ha presi in esame.

Da questo dato preliminare già emerge con evidenza la scarsa antropizzazione del territorio, la sua quasi completa copertura forestale, la presenza di estese aree rocciose alle quote superiori, che caratterizzano un territorio di tipo montano, con classi di

⁵ Cfr. Regione Toscana, Carta dell'uso dei suoli, quadrante 96 II, quadrante 104 I, 1985; e Regione Toscana, Volo aereo post evento, 21-23 giugno 1996.

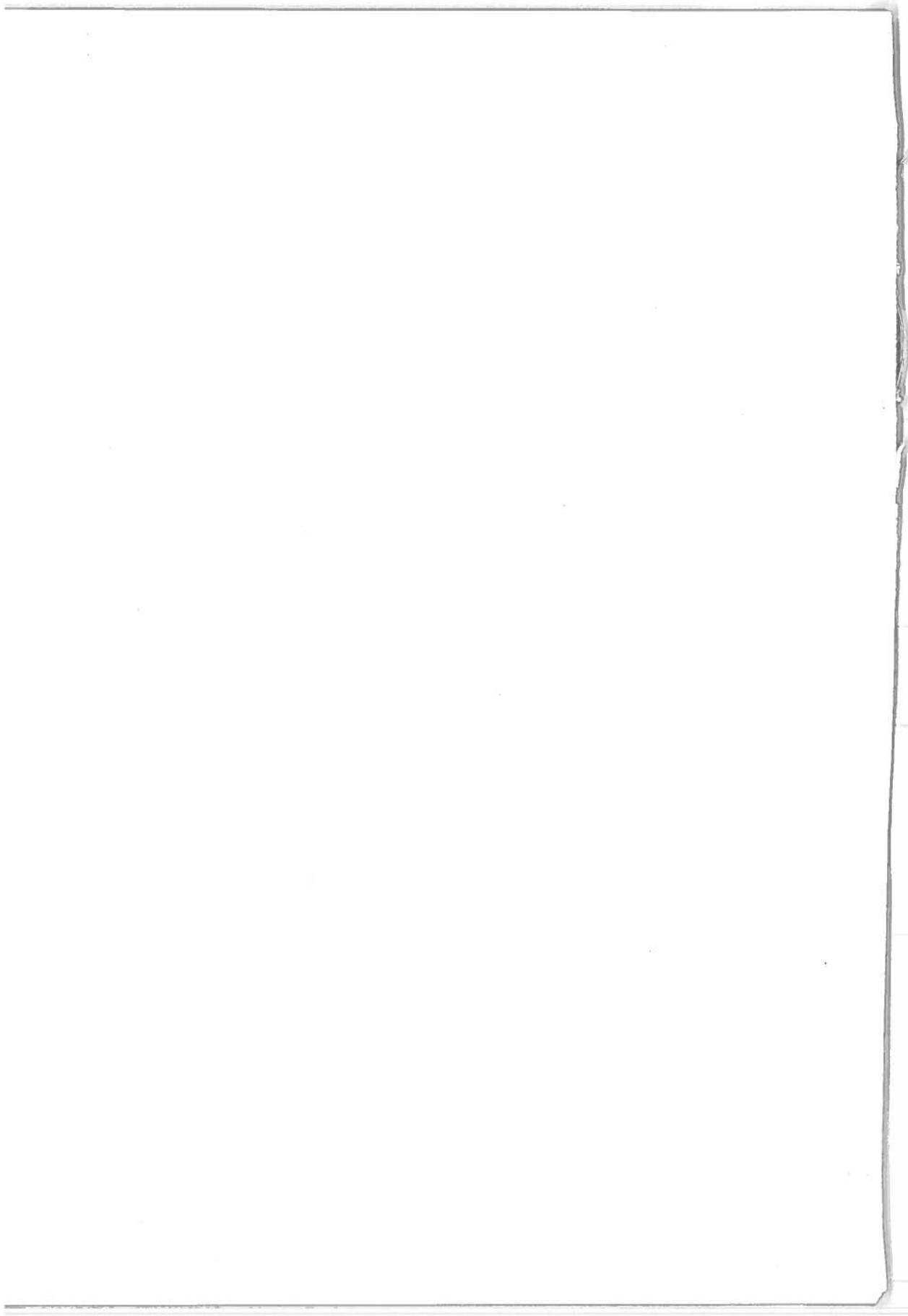
pendenza assai elevata e rapido passaggio dalle quote superiori alle zone di fondo valle, dove sono presenti gli insediamenti umani.

All'interno della categoria dominante di uso del suolo, ossia quella forestale, si riscontrano essenzialmente tre tipologie di copertura, costituite da Castagneti (*Castanea sativa*) fino a quota 800-1000 m, da Carpineti (*Ostria carpinifolia*) tra le quote 800 e 1200 m, da Faggete (*Fagus sylvatica*) a quote comprese tra 1000 e 1400 m.

Tralasciando in questa sede l'analisi floristica di tali formazioni, descritte nel successivo paragrafo 3.4, si possono fare comunque alcune osservazioni sull'evoluzione storica del paesaggio silvo-pastorale, che caratterizza in prevalenza il territorio in esame, e dell'uso del suolo del territorio stesso.

La coltura del castagno da frutto, che costituisce peraltro una pianta endemica dell'area, assieme a poche altre risorse di pastorizia e di agricoltura di autoconsumo, ha rappresentato la risorsa economica prevalente del territorio fino al cambiamento epocale legato alla civiltà dei consumi. Il conseguente spopolamento della montagna, non più in grado di soddisfare la nuova massa di bisogni, ha progressivamente condotto all'impossibilità di mantenere quella "struttura produttiva" rappresentata dal sistema bosco e, in particolare, dal sistema castagneto. Questo progressivo stato di riduzione della pressione antropica sul sistema bosco ha prodotto due conseguenze di segno opposto nei confronti della stabilità dei versanti e della capacità di difesa dagli eventi meteorologici. La riduzione del presidio umano ha condotto, da una parte, alla mancata manutenzione di tutte quelle sistemazioni idraulico-forestali di piccola scala, che erano appunto finalizzate all'utilizzazione del castagno per la sua massima redditività. Per contro, il bosco ha teso naturalmente a ristabilirsi in condizioni di equilibrio stazionario; ciò ha significato la ricostruzione del sottobosco e la reibridazione del popolamento forestale presente, con la reintroduzione, in particolare, di *Ostria carpinifolia*. La ricostruzione di questo equilibrio ecologico del complesso suolo-soprassuolo, anche se accompagnato dall'effetto negativo della perdita di efficacia delle sistemazioni antropiche, ha nel complesso significato una maggiore naturalità anche delle tipologie di bosco generate dalla selezione umana, che può essere intesa anche come migliore capacità di resistere alle avversità.

In conclusione, l'area indagata per un complesso di circa 2.600 ha è prevalentemente interessata da soprassuoli forestali, che si estendono per circa l'ottanta per cento dell'area complessiva; le restanti superfici sono costituite dagli affioramenti rocciosi delle cime dei monti (12%) e solo in parte minore da abitati e coltivi o ex coltivi. Il relativo grado di rinaturalizzazione del territorio, dovuto al diminuito sfruttamento delle risorse forestali, segna quindi un progressivo ristabilirsi degli equilibri naturali, che si attua, in particolare, in quelle aree un tempo destinate alla castanicoltura da frutto. Tale elemento, oggetto di valutazioni, può essere considerato un elemento favorevole alla capacità di autodifesa del territorio.



3.4. La vegetazione e la flora

Filippo BUSSOTTI

3.4.1. Generalità

La flora delle Alpi Apuane è caratterizzata da un gran numero di piante rare, endemiche o di rilevante interesse fitogeografico. Tale ricchezza è dovuta all'isolamento del gruppo montuoso apuano rispetto anche ai vicini contrafforti appenninici: tale gruppo è infatti circondato completamente da pianura o da profonde vallate con flora ben diversa e che non può avere contatto con quella delle vette. L'isolamento della regione apuana è molto antico, per cui piante che in altre epoche vi hanno trovato rifugio si sono conservate seguendo talvolta linee evolutive proprie. Un altro fattore di isolamento è dato dalle diverse matrici geologiche che vi si trovano: si va infatti da calcare quasi puro (marmo) e dalla dolomia (grezzone) alla selce quasi pura (verrucano, scisti, diasprini) con flora nettamente diversa che solo raramente può mescolarsi. Per questi motivi le Alpi Apuane sono sempre state considerate dai botanici un territorio di grande interesse: gli studi su questo territorio sono numerosi e servono da base conoscitiva per la seguente trattazione (Ferrarini, 1957, 1964, 1966, 1967, 1972, 1992).

In Tabella 3.4.1 si fornisce una lista di specie endemiche per le Alpi Apuane.

Tabella 3.4.1 Piante endemiche.

<i>Silene lanuginosa</i> Bertol.	<i>Galium purpureum</i> L. var. <i>apuenum</i> Fiori
<i>Athamanta cortiana</i> Ferr.	<i>Saxifraga autumnalis</i> L. var. <i>atrorubens</i> Bertol.
<i>Carum apuanum</i> (Viv.) Grande	<i>Santolina pinnata</i> Viv.
<i>Centaurea rupestris</i> L. var. <i>arachnoidaea</i> Viv.	<i>Draba bertolonii</i> Nyman
<i>Centaurea montis borfae</i> Soldano	<i>Solidago litoralis</i> Savi
<i>Salix crataegifolia</i> Bertol.	<i>Polygala carueliana</i> (Benn.) Burnat
<i>Astrantia pauciflora</i> Bertol.	<i>Aquilegia bertolonii</i> Schott.

Per quanto riguarda la vegetazione, la regione apuana viene normalmente intesa in senso ampio e comprende una vasta zona, che va dalla costa tirrenica fino ad arrivare alle vette rocciose per scendere successivamente lungo il versante della Garfagnana. Ne consegue che gli aspetti vegetazionali sono assai vari e possono essere distinti

in piani o orizzonti. Nei paragrafi successivi vengono descritti i principali aspetti ecologici e floristici dei distinti piani di vegetazione, partendo dal basso fino alle quote più elevate.

L'ambito geografico qui considerato comprende l'intera area delle Alpi Apuane, dalla costa versiliese ai versanti della Garfagnana. Tuttavia, vengono trattate in particolare le formazioni di tipo forestale del piano montano e submontano, che caratterizzano la zona maggiormente interessata dall'evento meteorico del 19 giugno 1996 e dai fenomeni di dissesto che sono l'oggetto del presente volume. I riferimenti bibliografici principali per tale trattazione sono tratti da Ferrarini (1972 e 1992).

3.4.2. I piani vegetazionali

Selva planiziaria

La selva planiziaria è stata distrutta dall'uomo e attualmente è ridotta a lembi più o meno estesi a prevalenza di farnia (*Quercus robur*) e *Fraxinus angustifolia* (Corti, 1955). Essa si giova di una falda freatica superficiale e di un clima relativamente umido e piovoso, sia pure in piena regione mediterranea. In questa formazione sono conservati alcuni relitti testimoni di migrazioni da regioni pontiche (*Periploca graeca*) e atlantiche (*Hypericum helodes*). Le piante della selva planiziaria sono elencate in Tabella 3.4.2.

Tabella 3.4.2 Piante della selva planiziaria.

<i>Acer campestre</i> L.	<i>Periploca graeca</i> L.
<i>Alnus glutinosa</i> (L.) Gaert.	<i>Populus alba</i> L.
<i>Carpinus betulus</i> L.	<i>Quercus cerris</i> L.
<i>Fraxinus angustifolia</i> Vahl.	<i>Quercus robur</i> L.
<i>Fraxinus ornus</i> L.	<i>Ulmus minor</i> Mill.
<i>Hypericum elodes</i> L.	

Sclerofilleto sempreverde mediterraneo

Il bosco mediterraneo di sclerofille sempreverdi si estende dalla costa fino a primi rilievi collinari, ed è spesso degradato da taglio e incendi e ridotto a macchia. È interessante osservare come il leccio possa raggiungere anche quote piuttosto elevate (Arrigoni, 1956), rifugiandosi in stazioni rupestri calcaree, con esposizione meridionale. Le piante degli sclerofilletti sono elencate in Tabella 3.4.3.

Tabella 3.4.3 Piante degli sclerofilleti.

Arbutus unedo L.	Genista salzmannii DC	Quercus pubescens Willd.
Asparagus acutifolius L.	Lonicera implexa Aiton	Rhamnus alaternus L.
Buxus sempervirens L.	Minuartia laricifolia (L.) Sch. et Th.	Ruta chalepensis L.
Carlina corymbosa L.	Myrtus communis L.	Silene paradoxa L.
Cistus salvifolius L.	Oenanthe pimpinelloides L.	Smilax aspera L.
Clematis flammula L.	Ostrya carpinifolia Scop.	Spartium junceum L.
Cytisus villosus Pourret	Phillyrea latifolia L.	Tamus communis L.
Dorycnium irsutum (L.) Ser.	Pinus pinaster Aiton	Teucrium flavum L.
Erica arborea L.	Pistacia lentiscus L.	Teucrium scorodonia L.
Euphorbia dendroides L.	Pistacia terebinthus L.	Ulex europaeus L.
Euphorbia spinosa L.	Pulicaria odora (L.) Rchb.	Viburnum tinus L.
Genista januensis Viv.	Quercus ilex L.	

Querceto-carpineto

I querceto-carpineti sono diffusi in tutti i terreni calcarei del versante tirrenico delle Apuane, e vanno dal piano basale fino a quota 1400 m. La specie dominante è il carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), ma sono abbastanza frequenti anche la roverella (*Quercus pubescens*) e l'orniello (*Fraxinus ornus*), mentre sono sporadici gli aceri (*Acer opalus*, *Acer campestre*). Il carpino nero forma cenosi chiuse a ceduo nei versanti esposti a nord; in quelli a sud alle quote più basse lascia il posto alla macchia mediterranea, ad altitudine maggiore spesso si dirada per ridursi ad arbusti nei pendii assolati di marmo. La capacità di colonizzazione di *Ostrya carpinifolia* è notevole: un terreno quasi nudo se viene recintato e protetto da incendi, in pochi anni può trasformarsi in un bosco chiuso.

Le specie che accompagnano il carpino sono *Erica carnea*, *Brachypodium pinnatum*, *Sesleria tenuifolia*, *Amelanchier ovalis*, *Viburnum lantana*, *Coronilla emerus*, *Teucrium chamaedrys*; nelle quote più basse sono frequenti anche alcune piante mediterranee. Le piante del querceto-carpineto sono elencate in Tabella 3.4.4.

Tabella 3.4.4 Piante del querceto-carpineto.

Acer campestre L.	Helianthemum nummularium Mill.
Acer opalus Mill.	Hepatica nobilis Mill.
Amelanchier ovalis Med.	Ilex aquifolium L.
Brachypodium pinnatum (L.) Beauv.	Juniperus communis L.
Castanea sativa Mill.	Laburnum anagyroides Med.
Clematis flammula L.	Ligustrum vulgare L.
Clematis vitalba L.	Lonicera etrusca Santi
Cornus mas L.	Ostrya carpinifolia Scop.
Cornus sanguinea L.	Prunus mahaleb L.
Coronilla emerus L.	Prunus spinosa L.
Corylus avellana L.	Quercus ilex L.
Cotoneaster nebrodensis Guss.	Quercus petraea (Matt.) Liebl.
Crataegus monogyna Jacq.	Quercus pubescens Willd.
Dactylis glomerata L.	Rosa sp.
Daphne laureola L.	Rubus ulmifolius Schott
Daphne oleoides Schr.	Sesleria autumnalis (Scop.) Sch.
Dorycnium hirsutum (L.) Ser.	Sesleria tenuifolia Schrader
Erica arborea L.	Smilax aspera L.
Erica carnea L.	Sorbus aria (L.) Crantz
Euonymus europaeus L.	Spartium junceum L.
Fagus sylvatica L.	Teucrium chamaedrys L.
Fraxinus ornus L.	Thymus vulgaris L.
Genista pilosa L.	Viburnum lantana L.
Genista tinctoria L.	Vincetoxicum hirundinaria Med.
Hedera helix L.	

Cerreto-carpineto

Un tempo i cerreto-carpineti dovevano essere molto estesi nelle pendici più fresche delle Apuane, sotto alla fascia del faggio. L'uomo, con lavoro paziente di secoli, li ha sostituiti con i castagneti più redditizi. Attualmente essi sono confinati nei terreni più impervi o nelle vallate più ombrose dove il castagno, notoriamente eliofilo, non può vivere. I cerreto carpineti presentano sempre il cerro (*Quercus cerris*), ora dominante e ora sparso qua e là fra i carpini neri (*Ostrya carpinifolia*) o, più raramente, fra i carpini bianchi (*Carpinus betulus*). Quasi sempre sono presenti fra gli alberi alcuni aceri (*Acer opalus*, *A. campestre*), l'orniello (*Fraxinus ornus*), il nocciolo (*Corylus avellana*); fra gli arbusti il biancospino (*Crataegus monogyna*), il maggiociondolo (*Laburnum anagyroides*), il prugnolo (*Prunus spinosa*); fra le liane l'edera (*Hedera helix*), la vitalba (*Clematis vitalba*), il rovo (*Rubus ulmifolius*); fra le camefite suffruticose il brugo (*Calluna vulgaris*), *Genista pilosa*, *Genista germanica*; fra le emicriptofite *Brachypodium pinnatum*, *Trifolium medium*, *Trifolium ochroleucum*, *Primula acaulis*, *Fragaria vesca*, *Galium verum*; fra le geofite *Pteridium aquilinum*. Le piante mediterranee sono molto rare in queste cenosi, al contrario sono frequenti, specialmente nelle quote più alte, piante considerate caratteristiche delle faggete (*Anemone nemorosa*, *Geranium nodosum*, *Sanicula europaea*). Le piante del cerreto-carpineto sono elencate in Tabella 3.4.5.

Tabella 3.4.5 Piante del cerreto-carpineto.

Acer campestre L.	Genista tinctoria L.
Acer opalus Mill.	Geranium nodosum L.
Anemone nemorosa L.	Hedera helix L.
Betula pendula Roth.	Laburnum anagyroides Med.
Brachypodium pinnatum (L.) Beauv.	Ostrya carpinifolia Scop.
Calluna vulgaris L.	Oxalis acetosella L.
Carpinus betulis L.	Prenanthes purpurea L.
Cistus salvifolius L.	Primula acaulis (L.) Hill
Clematis vitalba L.	Primula vulgaris Hudson
Cornus mas L.	Prunus spinosa L.
Coronilla emerus L.	Pteridium aquilinum (L.) Kuhn.
Corylus avellana L.	Quercus cerris L.
Crataegus monogyna Jacq.	Quercus pubescens Willd.
Cruciata glabra (L.) Ehrend.	Rubus ulmifolius Schott
Cruciata laevipes Opiz.	Salix capraea L.
Erica arborea L.	Sanicula europaea L.
Festuca heterophylla Lam.	Sorbus aria (L.) Crantz
Fragaria vesca L.	Trifolium medium L.
Fraxinus ornus L.	Trifolium ochroleucum Hudson
Galium verum L.	Vaccinium myrtillus L.
Genista germanica L.	Viburnum lantana L.
Genista pilosa L.	

Castagneto

I castagneti ricoprono estese aree nelle pendici apuane, sia sul versante tirrenico che in quelli interni lunigianese e garfagnino. Il castagno ha superato le glaciazioni quaternarie rifugiandosi nelle quote più basse della regione apuana (Ferrarini e Covella, 1985). Da tali stazioni si è poi ridiffuso gradualmente su tutto il territorio.

Nei secoli passati l'uomo aveva piantato o favorito il castagno in tutti i terreni leggermente acidi adatti a questo tipo di coltura, quali i terreni in prevalenza su roccia madre silicea, ma qualche volta anche su detriti calcarei notevolmente dilavati, per ricavarne castagne, pali da vite, legname da opera e legna da ardere. La maggior parte dei castagneti apuani deriva dalla distruzione dei cerreto-carpineti; estesi sono anche i castagneti che derivano da querceto, mentre limitati sono quelli da faggeta. Sono state selezionate e diffuse varietà locali da frutto e da legno. Comunque il castagno, sia pure largamente diffuso e coltivato in formazioni artificiali, si trova nel proprio ambiente naturale e optimum climatico (Ferrarini, 1992): lo provano l'abbondante rinnovazione di questa specie nei terreni abbandonati, all'interno dei boschi di castagno, e anche la sua capacità di colonizzare le cerrete.

La coltura del castagno in tempi recenti ha perso importanza a causa dello spopolamento della montagna e delle avversità patologiche cui questa specie è soggetta (*Phytophthora cambivora* e, soprattutto, *Endothia parasitica*) Ne consegue che i castagneti vengono trasformati in altro tipo di coltura o abbandonati. Attualmente i castagneti da frutto vengono tagliati e si trasformano in cedui negli ambienti più favorevoli al castagno, mentre ai margini della fascia del castagneto questa cenosi cede il posto

ad altre: così nelle colline che sovrastano la pianura costiera ha ceduto il posto alle pinete di pino marittimo, mentre nelle vallate più fresche della Garfagnana e della Lunigiana al cerreto-carpineto.

Secondo Tomaselli (1989), i boschi governati a castagneto da frutto sono ecologicamente stabili sia dal punto di vista fisionomico-strutturale che floristico. L'abbandono di tali castagneti innesca un processo di successione secondaria che può portare all'evoluzione verso un bosco misto mesofilo caratterizzato nei primi stadi evolutivi dal ruolo dominante di *Ostrya carpinifolia*.

Le piante più frequenti nei castagneti apuani sono *Calluna vulgaris*, *Genista pilosa*, *Genista germanica*, *Festuca ovina*, *Pteridium aquilinum*, *Ulex europaeus*, piante che si ritrovano di regola nei vicini cerreto-carpineti. Nei castagneti posti più in alto si trovano anche piante caratteristiche della faggeta (*Oxalis acetosella*, *Anemone nemorosa*, *Geranium nodosum*) mentre nelle quote più basse si trovano anche piante. Nei castagneti non si trovano piante rare. Fa eccezione la piccola felce *Hymenophyllum tunbridgense* che vegeta di solito nei castagneti esposti a Nord delle vallate umide della base delle Apuane. Le specie dei castagneti sono elencate in Tabella 3.4.6.

Tabella 3.4.6 Specie dei castagneti.

<i>Acer campestre</i> L.	<i>Dryopteris filix-mas</i> (L.) Schott	<i>Ostrya carpinifolia</i> Scop.
<i>Ainus glutinosa</i> (L.) Gaert.	<i>Erica arborea</i> L.	<i>Oxalis acetosella</i> L.
<i>Anemone nemorosa</i> L.	<i>Erica carnea</i> L.	<i>Phyllitis sagittata</i> (DC) Gu. & Hey.
<i>Anemone trifolia</i> L.	<i>Festuca heterophylla</i> Lam.	<i>Polypodium vulgare</i> L.
<i>Angelica viridis</i>	<i>Festuca ovina</i> L.	<i>Prenanthes purpurea</i> L.
<i>Arbutus unedo</i> L.	<i>Fragaria vesca</i> L.	<i>Pteridium aquilinum</i> (L.) Kuhn.
<i>Arum italicum</i> Mill.	<i>Fraxinus ornus</i> L.	<i>Pteris cretica</i> L.
<i>Asplenium adiantum-nigrum</i> L.	<i>Genista germanica</i> L.	<i>Pulicaria odora</i> Rchb.
<i>Asplenium trichomanes</i> L.	<i>Genista pilosa</i> L.	<i>Pulmonaria vallisarsae</i> Kerner.
<i>Blechnum spicant</i> (L.) Roth	<i>Genista tinctoria</i> L.	<i>Quercus pubescens</i> Willd.
<i>Calluna vulgaris</i> (L.) Hull.	<i>Gentiana asclepiadea</i> L.	<i>Rubia peregrina</i> L.
<i>Carpinus betulus</i> L.	<i>Geranium nodosum</i> L.	<i>Rubus ulmifolius</i> Schott
<i>Castanea sativa</i> Mill.	<i>Geranium robertianum</i> L.	<i>Salix capraea</i> L.
<i>Cistus salvifolius</i> L.	<i>Hedera helix</i> L.	<i>Sambucus nigra</i> L.
<i>Clematis vitalba</i> L.	<i>Helleborus viridis</i> L.	<i>Sanicola europaea</i> L.
<i>Cornus mas</i> L.	<i>Hymenophyllum tunbridgense</i> (L.) Sm.	<i>Solidago virgaurea</i> L.
<i>Corylus avellana</i> L.	<i>Hypericum androsaemum</i> L.	<i>Stachys officinalis</i> (L.) Trev.
<i>Crataegus monogyna</i> Jacq.	<i>Ilex aquifolium</i> L.	<i>Ulex europaeus</i> L.
<i>Cyclamen neapolitanum</i> Ten.	<i>Luzula pedemontana</i> Boiss.	<i>Urtica dioica</i> L.
	<i>Omphalodes verna</i> Moench.	<i>Vaccinium myrtillus</i> L.

Faggeta

I boschi di faggio si estendono soprattutto nel versante Nord delle Apuane, nella Garfagnana e nella Lunigiana, da quota 800-900 m fino a 1600-1700 m. Nel versante tirrenico le faggete sono poco estese, specialmente sul marmo dove la fascia del faggio è compresa, in alcune stazioni su pendii a solatio del Monte Tambura e del Monte

Sella, fra le quote 1200 e 1400 m. In qualche valle profonda e fresca però il faggio scende molto più in basso. Le piante della faggeta sono elencate in Tabella 3.4.7.

Tabella 3.4.7 Piante della faggeta.

<i>Acer opalus</i> Mill.	<i>Digitalis lutea</i> L.	<i>Oxalis acetosella</i> L.
<i>Acer pseudoplatanus</i> L.	<i>Erica carnea</i> L.	<i>Polygonatum</i> sp.
<i>Anemone nemorosa</i> L.	<i>Fagus sylvatica</i> L.	<i>Prenanthes purpurea</i> L.
<i>Athyrium filix-femina</i> (L.) Roth	<i>Fraxinus excelsior</i> L.	<i>Rubus idaeus</i> L.
<i>Betula pendula</i> Roth.	<i>Fraxinus ornus</i> L.	<i>Saxifraga rotundifolia</i> L.
<i>Calluna vulgaris</i> (L.) Hull	<i>Galium odoratum</i> (L.) Scop.	<i>Sorbus aria</i> (L.) Crantz
<i>Cardamine bulbifera</i> (L.) Crantz	<i>Geranium nodosum</i> L.	<i>Sorbus aucuparia</i> L.
<i>Cardamine chelidonia</i> L.	<i>Hepatica nobilis</i> Mill.	<i>Taxus baccata</i> L.
<i>Cardamine trifolia</i> L.	<i>Ilex aquifolium</i> L.	<i>Thalictrum aquilegifolium</i> L.
<i>Carpinus betulus</i> L.	<i>Laburnum alpinum</i> (Mill.) B. & Presl.	<i>Vaccinium gaultherioides</i> Bigelow
<i>Cephalanthera</i> sp.	<i>Lathyrus vernus</i> (L.) Bernh.	<i>Vaccinium myrtillus</i> L.
<i>Cornus mas</i> L.	<i>Luzula nivea</i> (L.) Lam.	<i>Veronica urticifolia</i> Jacq.
<i>Corylus avellana</i> L.	<i>Malus sylvestris</i> Mill.	<i>Viburnum lantana</i> L.
<i>Crataegus monogyna</i> L.	<i>Mycelis muralis</i> (L.) Dumort.	<i>Vincetoxicum hirundinaria</i> Med.
<i>Cyclamen neapolitanum</i> Ten.	<i>Orchis maculata</i> L.	<i>Viola biflora</i> L.
<i>Daphne laureola</i> L.	<i>Ostrya carpinifolia</i> Scop.	

Vegetazione dei piani montano e cacuminale

Nelle Alpi Apuane si hanno, al di sopra delle faggete, piani di vegetazione arbustiva ed erbacea che consiste in brughiere, praterie a brachipodio (brachipodieti) e vegetazione rupestre ipsofila. Tali formazioni sono caratterizzate da scarsissimo suolo e diffusa rocciosità affiorante. Esse non sono state interessate dai fenomeni di dissesto oggetto del presente studio, tuttavia è necessario tenerne conto poiché è in queste zone che sono localizzati la gran parte degli endemismi e delle specie di maggiore importanza floristica e corologica.

Considerazioni finali

La vegetazione e la flora del massiccio delle Alpi Apuane presentano caratteristiche peculiari in confronto agli ambienti circostanti a causa del relativo isolamento, che si è determinato in virtù delle vicende geologiche. In particolare le Alpi Apuane sono ricche di endemismi (cioè specie che non si ritrovano in nessun altro luogo) e hanno costituito un rifugio per numerose altre specie nel corso delle migrazioni dovute alle glaciazioni. Per quanto riguarda le caratteristiche forestali attuali, si osserva un notevole sviluppo dei castagneti, sia su substrati silicei che su suoli calcarei lisciviati. Il castagno è sicuramente spontaneo della zona, ma l'attuale estensione di questi boschi è dovuta alla coltivazione dell'uomo. Si tratta di formazioni vitali e in equilibrio ecologico con l'ambiente. Attualmente vaste aree di castagno sono in abbandono colturale e stanno evolvendo spontaneamente verso altre forme di bosco, soprattutto cerreto-carpineti.

Riferimenti bibliografici

- ARRIGONI P.V., *Sui limiti altimetrici dei consorzi rupestri di leccio in Garfagnana*, Nuovo giornale botanico italiano, vol. 63, p. 531-590, 1956.
- CORTI R., *Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria. X. Aspetti geobotanici della selva costiera. La selva pisana di San Rossore e l'importanza di questa formazione relitta per la storia della vegetazione mediterranea*, Nuovo giornale botanico italiano, vol. 62, p. 75-262, 1955.
- FERRARINI E., *Flora e vegetazione dei castagneti e dei cerreti dell'Alta Valle del Taverone Alta Lunigiana*, Nuovo giornale botanico italiano, vol. 64, p. 485-640, 1957.
- FERRARINI E., *Vegetazione di pinete e castagneti apuani*, Annali dell'Accademia italiana di scienze forestali, vol. 13, p. 247-316, 1964.
- FERRARINI E., *Studi sulla vegetazione di altitudine delle Alpi Apuane. I*, Webbia, vol. 21, p. 521-600, 1966.
- FERRARINI E., *Studi sulla vegetazione di altitudine delle Alpi Apuane. II*, Webbia, vol. 22, p. 295-404, 1967.
- FERRARINI E., *Carta della vegetazione delle Alpi Apuane e delle zone limitrofe. Note illustrative*, Webbia, vol. 27, p. 551-584, 1972.
- FERRARINI E., *Considerazioni sulle ricerche floristiche nelle Alpi Apuane*, Atti del Convegno "Studi sulla flora dell'Appennino settentrionale e Alpi Apuane in celebrazione di Antonio Bertoloni (1775-1869)", Memorie della Accademia Lunigianese di scienze "Giovanni Cappellini", vol. 60-61, p. 258-616, 1992.
- FERRARINI E., COVELLA G., *Analisi pollinica dei fanghi lagunari in Versilia (Toscana settentrionale) con considerazioni sull'indigenato del castagno in Italia*, Atti della Società toscana di Scienze naturali, Memorie, Serie B, vol. 92, p. 167-176, 1985.
- TOMASELLI M., *Osservazioni sul dinamismo di alcuni boschi decidui in alta Lunigiana (Toscana NW)*, Monti e boschi, vol. 2, p. 53-57, 1989.

3.5. Caratterizzazione idrologica della capacità di assorbimento del terreno

Marco MANCINI, Renzo ROSSO

3.5.1. Introduzione

L'analisi dei caratteri geolitologici, dell'uso del suolo e dei piani vegetazionali dell'area in esame trova una sintesi quantitativa nella determinazione delle proprietà di assorbimento del terreno, finalizzata a fornire i necessari parametri di ingresso alla modellazione idrologica, condotta nel successivo capitolo 4. La parametrizzazione della capacità di assorbimento del terreno, che gioca un ruolo essenziale nel determinare i flussi di ruscellamento e che, nel caso del nubifragio del 19 giugno 1996, ha notevolmente influito sulla risposta idrologica dei bacini, dipende dal modello di assorbimento adottato per valutare il rifiuto del terreno. In questa sede, è stato applicato un modello assai semplice e collaudato, basato sulla procedura messa a punto dal Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti, la cui peculiarità risiede nella capacità di combinare i due elementi essenziali, che contribuiscono a determinare la capacità del terreno di assorbire gli scrosci di pioggia ovvero di rifiutarne una quota più o meno consistente: la natura idrologica del suolo e l'uso del suolo stesso in ragione della sua copertura vegetale e del suo grado di urbanizzazione. Questa scelta deriva dalla considerazione che altri modelli, più sofisticati, sono sì in grado di descrivere con maggiore precisione la dinamica del suolo insaturo, ma poco si adattano a descrivere gli effetti dell'uso del suolo e della copertura vegetale, la cui comprensione si pone tra gli obiettivi principali dello studio idrologico sulla piena del giugno 1996 in Versilia e Garfagnana. Il paragrafo seguente riporta una breve sintesi del modello di assorbimento adottato, finalizzata a comprendere le modalità con cui è stata condotta la caratterizzazione idrologica di dettaglio della capacità di assorbimento del terreno, la cui parametrizzazione viene illustrata e discussa nel paragrafo successivo.

3.5.2. Il modello di assorbimento del terreno

Volume specifico di ruscellamento in base al metodo *SCS Curve Number*

Generalmente noto come metodo del “numero di curva” dalla denominazione inglese di *Curve Number*, legata al simbolo *CN* usato per indicare il parametro adimensionale di assorbimento, questo metodo assume che, in un evento di piena, il volume specifico del deflusso superficiale, *R*, sia proporzionale a quello precipitato, *P*, depurato dell’assorbimento iniziale, *I_a*, in ragione del rapporto tra volume specifico infiltrato, *F*, e un volume specifico limite, *S*, che caratterizza la *massima ritenzione potenziale* del terreno (U.S. Department of Agriculture, 1972). Nell’ipotesi che

$$\frac{F}{S} = \frac{R}{P - I_a} \quad (3.5.1)$$

il bilancio di massa

$$F = P - I_a - R \quad (3.5.2)$$

consente di ottenere la relazione

$$R = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (3.5.3)$$

che porge la stima del volume specifico di ruscellamento *R* in funzione di quello di pioggia *P* e di due grandezze caratteristiche del bacino: la capacità di assorbimento iniziale, *I_a*, e la massima ritenzione potenziale, *S* (Figura 3.5.1).

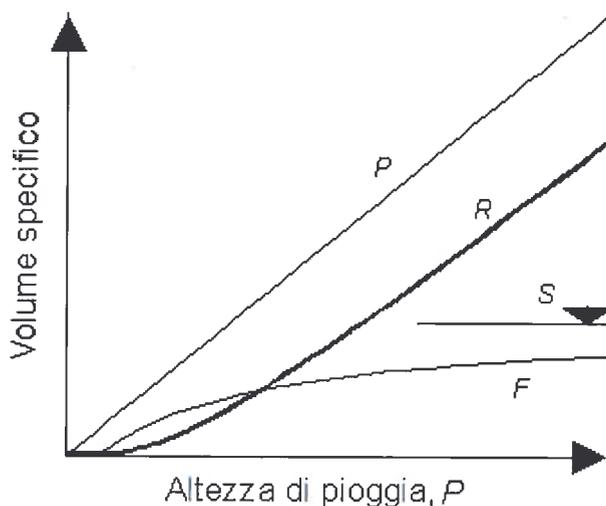


Figura 3.5.1 Relazione tra pioggia netta, *R*, e pioggia lorda, *P*, secondo il metodo *SCS-CN*.

Per un certo stato iniziale di imbibimento del bacino al verificarsi di un nubifragio, la massima ritenzione potenziale, S , dipende fondamentalmente dalla combinazione di due fattori, la natura del terreno e l'uso del suolo. L'effetto combinato di questi due fattori viene rappresentato globalmente dal parametro adimensionale CN , legato a S dalla relazione

$$S = S_0 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (3.5.4)$$

dove $0 < CN < 100$, e S_0 è una costante di scala, che dipende dall'unità di misura adottata e che, per valori di S , F , P e R misurati in mm, è pari a 254 mm, ovvero 10 pollici. Invertendo la (3.5.4) si evidenzia come il valore di CN possa variare teoricamente tra il valore 0, ossia il valore che corrisponde al limite superiore di S , che tende a infinito, e il valore 100, che corrisponde al limite inferiore di S , ovviamente pari a 0 nel caso di impermeabilità assoluta. Di conseguenza, valori elevati del parametro CN caratterizzano le proprietà di assorbimento di superfici poco permeabili, mentre valori modesti descrivono quelle di terreni ad alta permeabilità. Come descritto più dettagliatamente in seguito, il valore di CN può essere ricondotto all'effetto combinato delle proprietà idrologiche del suolo e delle caratteristiche di uso del suolo stesso.

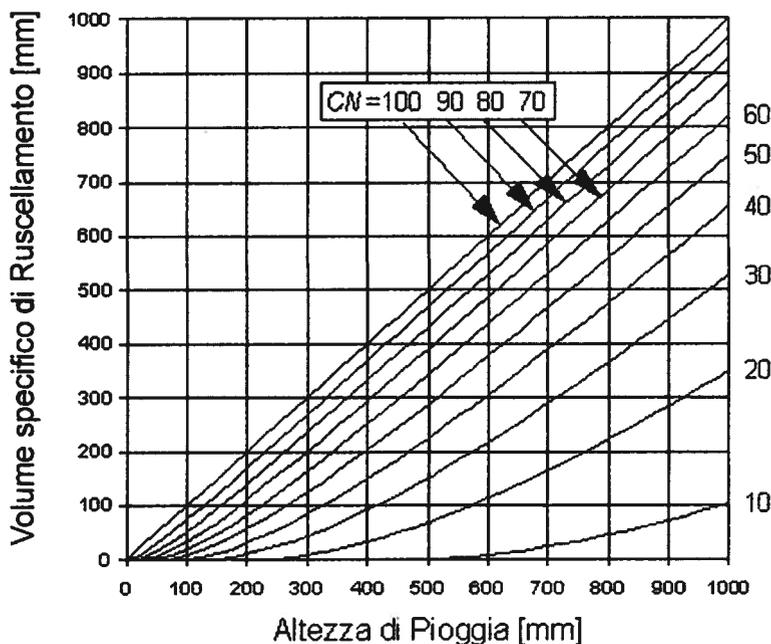


Figura 3.5.2 Abaco per la determinazione della pioggia netta, R , a partire dalla pioggia lorda, P , in base ai diversi valori del parametro CN del metodo $SCS-CN$ ($c=0.2$).

A rigore, il metodo *SCS Curve Number* prevede la stima di due parametri, I_a e S , ovvero CN . Una taratura affidabile di entrambi i parametri è possibile soltanto in presenza di osservazioni congiunte di piogge e portate. In assenza di tali osservazioni, il termine di assorbimento iniziale I_a , che rappresenta il volume specifico di pioggia sottratto a priori al bilancio in esame e descrive in modo globale un certo numero di processi differenti, quali l'intercettazione da parte della vegetazione, l'accumulo nelle depressioni superficiali, e l'imbibimento iniziale del terreno, non è facilmente valutabile. Così definito, infatti, esso risulterebbe di difficile valutazione, dovendo tenere conto di fattori climatici, geopedologici, e antropici assai complessi. Poiché i dati sperimentali indicano come questo parametro risulti sempre abbastanza correlato con la massima ritenzione potenziale, S , la procedura consigliata dal Soil Conservation Service del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti suggerisce di esprimerne il valore, almeno in prima approssimazione, quale una quota parte di S , ponendo cioè $I_a = cS$, dove il coefficiente c viene generalmente assunto pari a 0.2 (Figura 3.5.2). Questa procedura consente di ovviare alle difficoltà di taratura in assenza di osservazioni dirette di piogge e portate e, nello stesso tempo, limita in pratica la parametrizzazione del modello al solo parametro CN .

Parametrizzazione

Il valore di CN dipende, innanzi tutto, dalle caratteristiche idrologiche del suolo, in relazione alla maggiore o minore permeabilità, secondo i quattro tipi di Tabella 3.5.1. Inoltre, per un dato *tipo idrologico di suolo*, il valore di CN varia, anche notevolmente, a seconda della tipologia di *uso del suolo* stesso, ossia della sua copertura vegetale e del suo grado di antropizzazione. Sempre in Tabella 3.5.1 si riportano, a titolo di esempio, alcuni valori caratteristici di taratura del parametro CN , il cui valore si ottiene per incrocio delle caratteristiche idrologiche del suolo, secondo i quattro tipi idrologici A , B , C , e D a permeabilità decrescente, e delle caratteristiche di uso prevalente del suolo e, più in generale, del territorio. I valori riportati dai manuali si riferiscono generalmente a condizioni di imbibimento medie all'atto dell'evento di piena, ossia per AMC di tipo II, e forniscono quindi il valore di CN_{II} . Va inoltre rilevato che, nei bacini idrografici, si riscontra generalmente un'elevata variabilità spaziale, sia per quanto riguarda il tipo idrologico del suolo, sia per l'uso del suolo (Mancini e Rosso, 1989). È quindi consigliabile determinare il valore (medio) caratteristico del parametro S a scala di bacino integrando nello spazio i diversi valori di S , e non quelli di CN , a causa della relazione non-lineare che intercorre tra questi due parametri (Carrara *et al.*, 1988).

Stato di imbibimento del terreno

Poiché il rifiuto del terreno è un fenomeno dinamico, che dipende dallo stato del sistema, ovvero dallo stato di imbibimento del bacino, si assume anche che il valore di CN possa variare in relazione alle condizioni iniziali di imbibimento all'atto della pie-

na. Lo stato di imbibimento viene espresso, in modo quali-quantitativo, in base a un indice di pioggia, ovvero la pioggia totale caduta nei cinque giorni che precedono l'evento di piena, AP_5 . A seconda del valore di AP_5 , vengono identificate le tre classi AMC I, II e III, che rappresentano rispettivamente terreno inizialmente asciutto, mediamente imbibito e fortemente imbibito. Noto il valore di CN per le condizioni medie di imbibimento, ossia CN_{II} , i valori relativi alle classi AMC I e III si possono valutare rispettivamente tramite le relazioni

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2.38 - 0.0138CN_{II}} \quad (3.5.5)$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.43 + 0.0057CN_{II}} \quad (3.5.6)$$

Nei bacini dove ha rilevanza la copertura vegetale, i valori di soglia pluviometrica, che sono riportati in Tabella 3.5.2, dipendono dalla fase di sviluppo della vegetazione.

Variabilità temporale della precipitazione

In caso di afflusso meteorico variabile nel tempo, a ogni passo temporale t_k secondo la discretizzazione adottata (ossia per $t_k = k\Delta t$, con $k = 1, 2, \dots, N$) si può valutare in modo sequenziale il valore della pioggia netta, $R_k = R(t_k)$, in base alla (3.5.3), ossia

$$R_k = \begin{cases} 0, & \text{se } P_k < cS \\ \frac{(P_k - cS)^2}{P_k + (1-c)S}, & \text{se } P_k \geq cS \end{cases} \quad (3.5.7)$$

dove il valore della pioggia lorda cumulata, $P_k = P(t_k)$ è dato da

$$P_k = \int_0^{t_k} i(t) dt, \quad (3.5.8)$$

essendo $i(t)$ lo ietogramma di ingresso. In base al valore di R_k , si ricava

$$\Delta P_k = R_k - R_{k-1}. \quad (3.5.9)$$

Si può facilmente verificare come, a scala di evento, questa procedura di discretizzazione conservi la (3.5.3), alla base della corretta applicazione del metodo.

3.5.3. Distribuzione spaziale della capacità di assorbimento

Modello digitale del terreno

Come appena descritto, il modello di assorbimento idrologico basato sulla combinazione tra caratteristiche idrologiche del terreno e uso del suolo richiede una valutazione spazialmente distribuita, che sia in grado di fornire la previsione locale in

base all'incrocio delle due proprietà locali. A tal fine è stato utilizzato, per l'intera area di studio, un modello topografico digitale in forma *raster*. Questa forma, nota in letteratura idrologica sotto la dizione di *Grid-Based Digital Elevation Model*, o DEM (Band, 1986; Moore *et al.*, 1991), comporta una modalità di rappresentazione basata su una codifica cellulare dell'oggetto da rappresentare, come appunto quella del modello digitale delle quote, che rappresenta la topografia del bacino attribuendo i valori numerici dell'altitudine a celle rettangolari di dimensione fissata in base al sistema di coordinate geografiche utilizzate. Esso fornisce la quota del terreno tramite una discretizzazione in maglie rettangolari con dimensioni medie pari a $\Delta x = 100$ m, in direzione Est-Ovest, e $\Delta y = 100$ m in direzione Nord-Sud.

Sullo stesso riferimento spaziale, sono state poi utilizzate la carta tematica della permeabilità e quella dell'uso del suolo, i cui dati sono stati resi congruenti rispetto alla griglia del raster (Figure 3.5.3-4). Utilizzando un algoritmo di partizione automatica derivato dall'originale procedura di Band (1986), sono stati delimitati, a partire dalla mappa topografica di forma numerico-matriciale, i bacini del fiume Versilia e del torrente Turrute di Galliciano, individuando la matrice corrispondente alla zona in esame, per una dimensione complessiva $i \times j$ della matrice, dove ogni elemento indica una cella elementare di dimensione $\Delta x \times \Delta y$. Ogni tematismo viene poi rappresentato nella generica cella da un codice numerico, che codifica l'attributo idrologico a esso relativo.

Come ricordato in precedenza, disponendo per i bacini esaminati delle carte tematiche della permeabilità e dell'uso del suolo digitalizzate su una maglia coerente con quella del modello digitale delle quote, è possibile, a partire da queste, determinare per ogni cella del modello digitale il valore dell'indice *CN* e, conseguentemente del parametro *S*, definito come massima capacità di ritenzione potenziale del terreno. A tal fine, sono state prese in considerazione le quattro classi di permeabilità del terreno, coerenti con la classificazione prevista per l'applicazione del metodo SCS-CN, nonché le undici classi di uso del suolo della cartografia tematica regionale. Emerge qui una prima osservazione relativa alla non perfetta corrispondenza tra la classificazione fornita dal GIS e quella tabulata dal SCS: se, infatti, da un lato la classificazione litologica del GIS si presenta coerente con quella del metodo SCS-CN, dall'altro la classificazione dell'uso del suolo di tipo digitale risulta, con le sue sole undici classi, poco dettagliata rispetto alle potenzialità del metodo. Il problema è stato affrontato ipotizzando un criterio associativo tra classi GIS e SCS-CN, riportato in Tabella 3.5.3, che permette di identificare, per ogni cella del DEM, la tipologia del terreno e l'uso del suolo in base alla tradizionale classificazione del SCS, in modo da ricavare direttamente il valore del parametro di assorbimento. È tuttavia da sottolineare il fatto che tale criterio associativo è stato determinato in base a ipotesi piuttosto generali (quali, ad esempio, l'impermeabilità dei materiali argillosi), che, pur potendosi considerare corrette per una valutazione indicativa, richiederebbero un adeguato approfondimento di dettaglio.

Variabilità spaziale

In Figura 3.5.5 viene riportata la mappa del parametro di assorbimento CN_{II} nei bacini esaminati, da cui si rileva una notevole variabilità spaziale della capacità di assorbimento. Per valutare le potenzialità di produzione del deflusso superficiale, sono state condotte alcune simulazioni preliminari, valutando, per esempio, il volume specifico di ruscellamento prodotto da una pioggia ipotetica di 100 mm uniformemente distribuita sui bacini esaminati in caso di bacino assolutamente secco (Figura 3.5.6) e fortemente imbibito (Figura 3.5.7). I risultati mostrano il notevole effetto dello stato di imbibimento del bacino ai fini dello smorzamento della variabilità spaziale del ruscellamento. Tale effetto si combina con la variabilità spaziale dei campi di precipitazione, evidenziata nel capitolo precedente, e può rendere assai ardua la previsione dei deflussi di piena. Per via della non linearità della (3.5.3) l'effetto della variabilità spaziale tende peraltro a diminuire al crescere del tasso medio di pioggia che caratterizza il nubifragio. La visione "distribuita" dei processi idrologici consente comunque una valutazione di scenari plausibili, evidenziando il ruolo della variabilità spaziale nel fenomeno di formazione della piena (Rosso *et al.*, 1994).

In base al metodo adottato si può anche condurre una valutazione di massima del tempo di corrivazione del bacino, che, secondo tale procedura, è stimabile tramite la relazione

$$t_c = 0.0057L^{0.8}[(1000/CN_{II}) - 9]^{0.7}p^{-0.5}, \quad (3.5.10)$$

dove t_c è espresso in ore, L rappresenta la lunghezza massima, espressa in Km, del percorso canalizzato e p la pendenza media del bacino, espressa in unità adimensionali, m/m (U.S. Department of Agriculture, 1973). Utilizzando lo stesso algoritmo di partizione automatica impiegato per la delimitazione dei bacini, è stata perciò identificata la rete idrografica dei bacini esaminati e nella mappa di Figura 3.5.8 vengono visualizzati i tempi di corrivazione lungo il reticolo idrografico, quali risultano dall'applicazione della (3.5.10) con la risoluzione assai fine consentita dalla cartografica numerica.

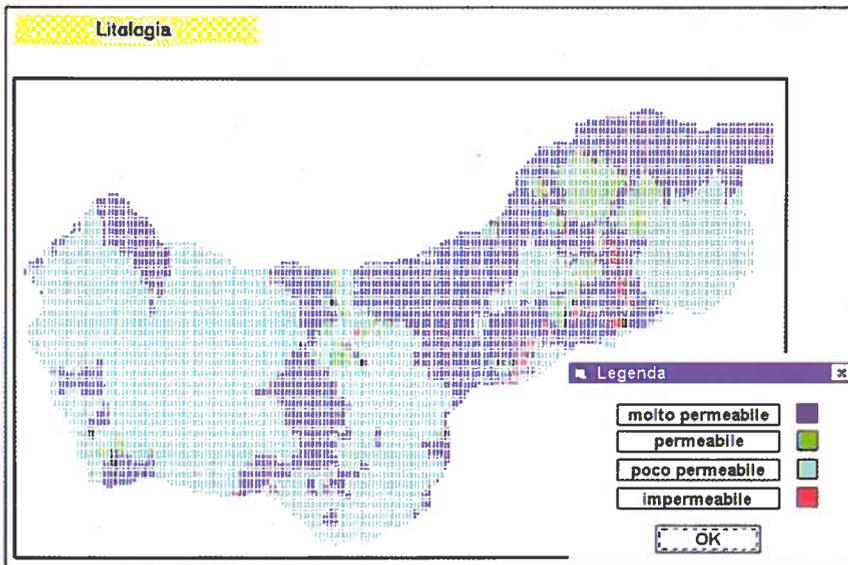


Figura 3.5.3 Classi di permeabilità nei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano.

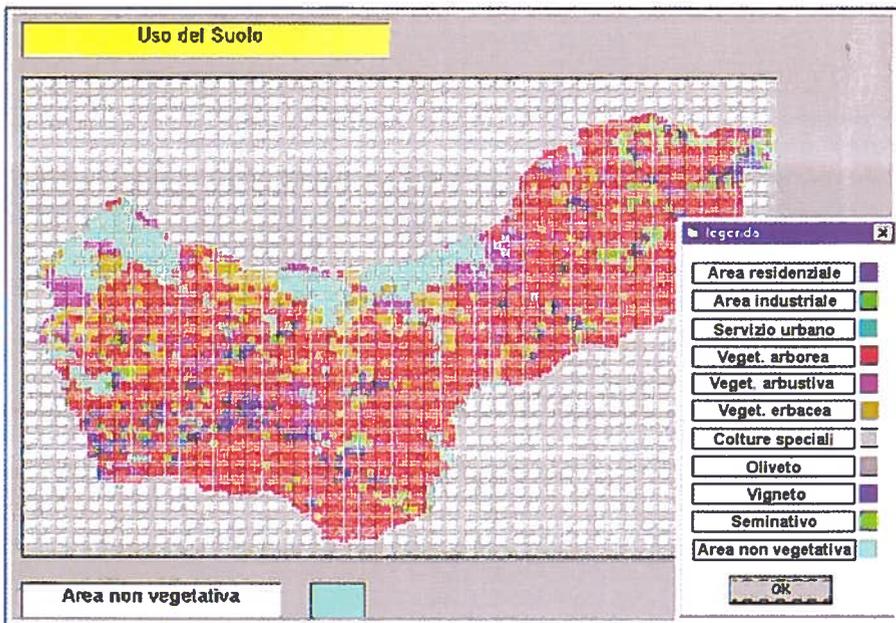


Figura 3.5.4 Classi di uso del suolo nei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano.

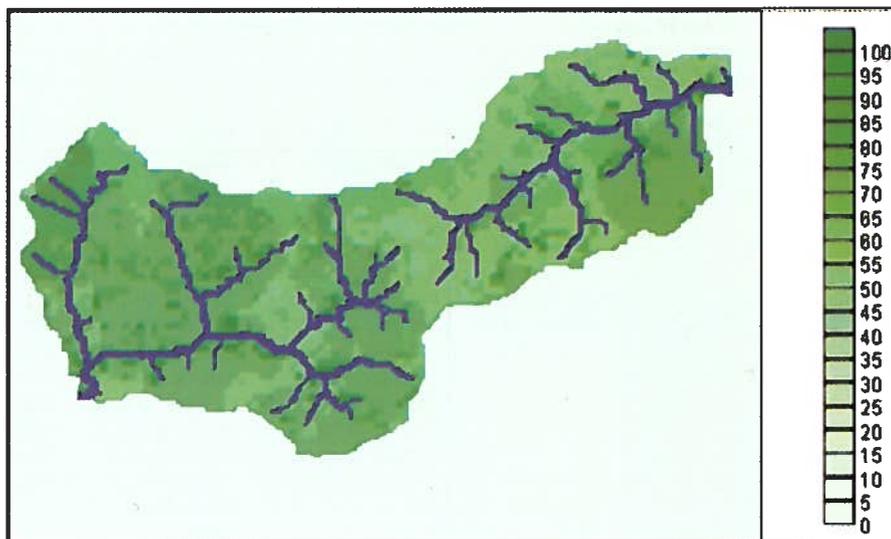


Figura 3.5.5 Variabilità del parametro di assorbimento CN_{II} nei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano.

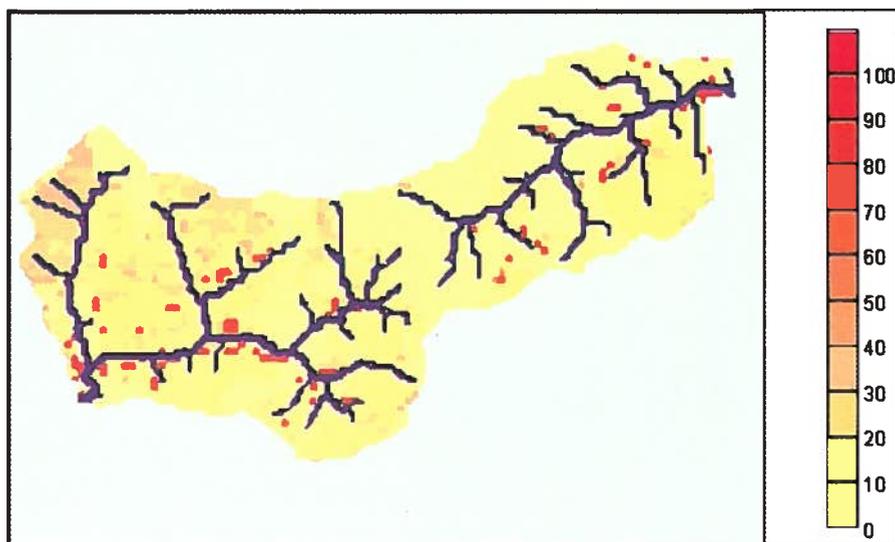


Figura 3.5.6 Variabilità del volume specifico di ruscellamento prodotto da una pioggia di 100 mm uniformemente distribuita sui bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano in condizioni iniziali di assoluta secca ($AMC\ I$).

Tabella 3.5.1 Esempio di determinazione dei valori caratteristici del parametro CN_{II} in zone urbane e rurali. I valori sono determinati incrociando il *tipo idrologico di suolo* con la *tipologia di uso del territorio*. Per i diversi tipi di uso antropico, copertura vegetale e coltivazione sono previste classificazioni di dettaglio.

		Tipo idrologico Suolo			
		Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarssissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazioni anche a saturazione.	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloid, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione.	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressoché impermeabili in vicinanza delle superfici
		A	B	C	D
Uso del Territorio					
Tipologia	Classe				
Terreni coltivati, in presenza di pratiche di conservazione del suolo	1	62	71	78	81
Terreni coltivati, in assenza di pratiche di conservazione del suolo	2	72	81	88	91
Terreno da pascolo in condizioni buone	3	39	61	74	80
.....	
.....	
.....	
Strade battute in terra	22	72	82	87	89

Tabella 3.5.2 Valutazione della classe di imbibimento AMC in funzione della pioggia antecedente.

AMC	Pioggia totale nei cinque giorni precedenti, AP ₅ , mm	
	Riposo vegetativo	Crescita vegetativa
I	<13	<36
II	13 + 28	36 + 53
III	>28	>53

Tabella 3.5.3 Criteri di corrispondenza tra la classificazione delle carte tematiche dei bacini esaminati e la classificazione del metodo SCS-CN (AMC II).

Valori del parametro CN (adimensionale)			Geolitologia			
			Tematismo			
			Classe Codice			
Uso del suolo			molto permeabili	poco permeabili	permeabili	impermeabili
			1	2	3	4
Tematismo		Uso Suolo SCS-CN	Tipo idrologico SCS-CN			
Classe	Codice		A	B	C	D
area residenziale	1	19	98	98	98	98
area industriale	2	12	89	92	94	95
servizio urbano	3	20	98	98	98	98
vegetazione arborea	4	811	57	66	74	79
vegetazione arbustiva	5	831	58	67	80	85
vegetazione erbacea	6	802	50	71	81	89
colture speciali	7	502	51	67	76	80
oliveto	8	442	62	71	78	81
vigneto	9	441	66	74	80	82
seminativo	10	501	63	73	80	83
area non vegetativa	11	10	68	79	86	89

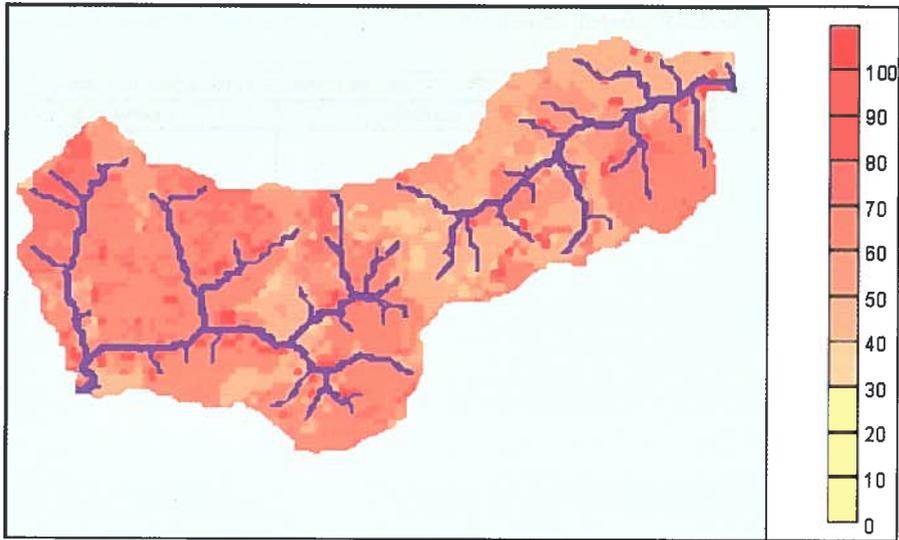


Figura 3.5.7 Variabilità del volume specifico di ruscellamento prodotto da una pioggia di 100 mm uniformemente distribuita sui bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano in condizioni iniziali di elevato imbibimento (*AMC III*).

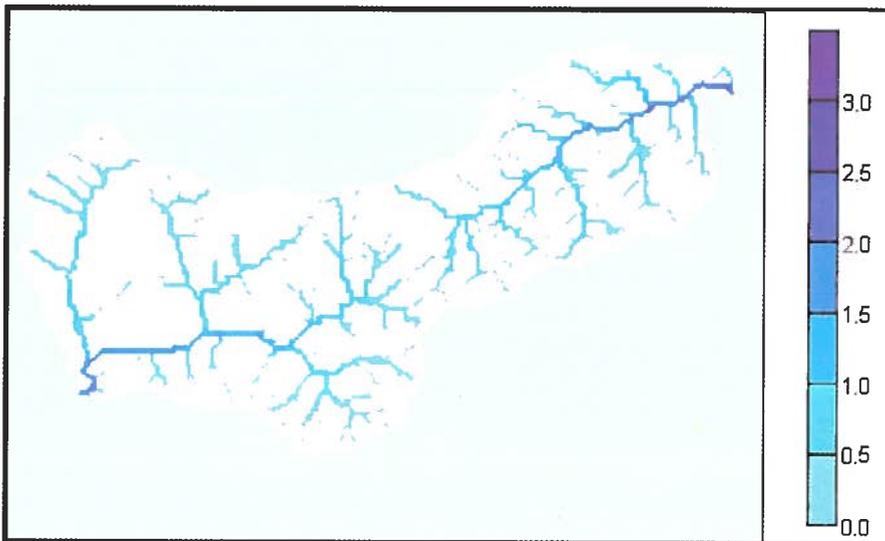


Figura 3.5.8 Variabilità del tempo di corrivazione lungo le reti idrografiche dei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano.

Riferimenti bibliografici

- BAND L.E., *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*, Water Resour. Res., 22, 15-24, 1986.
- CARRARA A., MANCINI M., ROSSO R., *Taratura del coefficiente di afflusso a scala di bacino a partire da un sistema informativo geografico*, Atti del XXI convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, l'Aquila, 5-8 settembre, vol. 2, p. 329-348, 1988.
- MANCINI M., ROSSO R., *Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale*, in New Directions for Surface Water Modelling, M.L. Kavvas ed., IAHS Publ. N. 181, p.435-444, 1989.
- MOORE I.D., GRAYSON R.B., LADSON A.R., *Digital terrain modelling*, A review of hydrological, geomorphological and biological application, Hydrol. Processes, 5 (1), 3-30, 1991.
- ROSSO R., PEANO A., BECCHI I., BEMPORAD G., EDS, *Advanced in Distributed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1994.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *A Method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds*, Technical paper 149, U.S. Department of agriculture, Washington D.C., 1973.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *National Engineering Handbook, Hidrology*, Sect. 4, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1972.



3.6. L'evoluzione storica del territorio

Alessandro LIPPI, Giuliano REBECHI

3.6.1. Identità storica, culturale e geografica

Centosettanta chilometri quadrati di territorio, con una loro identità storica, culturale e geografica: è la Versilia, quel «piccolo sistema territoriale»¹ che prende il nome dall'omonimo fiume che l'attraversa e che corrisponde al mediceo Capitanato (secolo XVI) e, in epoca più recente e fino all'unità d'Italia, al Vicariato Regio di Pietrasanta (1772-1860), unità amministrativa del Granducato di Toscana.²

Oggi la Versilia così intesa³ è formata dai comuni di Stazzema (80 Km² ca.), di Pietrasanta (41 Km² ca.), Seravezza (39 Km² ca.) e di Forte dei Marmi (9 Km²), piccolo comune costiero costituitosi nel 1914 per distacco dal comune di Pietrasanta.

Il territorio della Versilia, da un punto di vista morfologico, presenta caratteri molto diversi: una stretta pianura alluvionale di circa 35 Km² pari al 20% dell'intero

¹ Questa definizione la dà nel suo recente lavoro il giovane studioso Paolo Macchia in *La Versilia Storica. Aspetti geografici di un piccolo sistema territoriale*, edito dalla Banca di credito cooperativo della Versilia, Pietrasanta, 1997. Scrive Macchia a pag. 13: "Vicende storiche originali e ben delineate (...) hanno in definitiva creato quella forte individualità storica e geografica che ancora oggi caratterizza la Versilia Storica, che da sempre possiede i tratti di un piccolo ma integrato sistema territoriale, distinto e definito, una microregione quasi, con una forte coesione interna e un altrettanto forte senso di appartenenza e di comunità della popolazione che la abita".

² Si veda a questo proposito Regione Toscana-Giunta Regionale *La Toscana dal Granducato alla Regione. Atlante delle variazioni amministrative territoriali*, Marsilio, Venezia, 1992, con, in particolare, il secondo volume formato da una ricca e dettagliata cartografia.

³ Nel corso di questo secolo il termine Versilia ha assunto significati geografici assai diversi. Generalmente per Versilia oggi si intende il territorio che comprende i comuni di Camaiore, Forte dei Marmi, Pietrasanta, Seravezza, Stazzema e Viareggio e si parla di Versilia Storica in relazione al territorio del Vicariato Regio. Ma turisticamente il toponimo Versilia è sfruttato per un territorio ancora più vasto che va dalla foce del fiume Magra alla foce del fiume Serchio.

territorio versiliese, che presenta un fittissimo reticolo di canali e piccoli corsi d'acqua, oltre, al più importante, fiume Versilia: una fascia collinare di circa 17 kmq (10% dell'area); e una parte montana che è poi di gran lunga la più estesa con i suoi 120 kmq che occupano il 70% circa dell'intera area⁴.

Le ragioni della individualità del territorio versiliese sono riferibili in buona parte ad "una antichissima storia di popolamento e civilizzazione da parte dell'uomo che si perde nel passato più remoto"⁵. Volendo restringere il nostro campo di indagine ad un periodo temporale più definito, ad esempio quello post-unitario, è comunque possibile ricondurre ad alcune direttrici di fondo l'evoluzione del territorio versiliese.

A quel periodo storico, che va all'incirca dalla seconda metà dell'Ottocento ai giorni nostri, è riconducibile una serie di processi correlati tra loro, che non poco trasformano questa terra. Sono i processi dello sfruttamento intensivo delle risorse minerarie lapidee e la lavorazione a livello industriale dei marmi e delle pietre ornamentali; il superamento di un'economia agricola e di pastorizia, nell'entroterra montano; il progressivo abbandono e lo spopolamento della montagna; e quella fase, tuttora in atto, dello sviluppo economico del territorio versiliese fondato sui due poli dell'industria lapidea e dell'industria turistica che interessa prevalentemente quel 20% dell'intero territorio che abbiamo preso in considerazione, rappresentato dalla pianura alluvionale versiliese.

3.6.2. L'evoluzione dell'attività marmifera e il nuovo sistema viario

La necessità di un sistema viario che consenta di raggiungere in sicurezza e con tempi di percorrenza accettabili anche i più alti e remoti bacini marmiferi, da una parte, e lo sfruttamento intensivo, con mezzi moderni e sistemi nuovi di "attacco" del monte e di coltivazione della cava (quasi sempre a "cielo aperto"), dall'altra, sono i due fattori principali di trasformazione del paesaggio in rapporto all'evoluzione dell'industria marmifera in Alta Versilia.

Con l'apertura della strada d'Arni, nella primavera 1879, "un'era nuova stava cominciando anche per l'Alta Versilia"⁶. La strada, dichiarata di interesse pubblico di carattere provinciale⁷, in realtà viene ideata e realizzata per favorire l'escavazione dei marmi negli agri dove più complicato è il trasporto a valle dei blocchi. La via d'Arni

⁴ Questi dati sono stati tratti da P. Macchia, *Op. cit.* pag. 23.

⁵ P. Macchia, *Op. cit.* pag. 13.

⁶ Sulle complesse vicende che accompagnano la realizzazione della strada d'Arni e della galleria del Cipollaio (quella che verrà chiamata "un'opera unica in Italia"), si veda in particolare Fabrizio Federigi *Meraviglie versiliesi dell'Ottocento*, Edizioni di Versilia Oggi, Querceta, 1981.

⁷ In un Regio Decreto del 28 novembre 1875 la via d'Arni viene dichiarata provinciale; il 24 dicembre successivo il Prefetto di Lucca "le aggiunse la qualifica di opera di pubblica utilità". Cfr. F. Federigi, *Op. cit.* pag. 109.

va perciò a completare in maniera decisiva la funzionalità della precedente rete viaria di fondovalle che si immette sulla antica via di Marina e che assicura il rifornimento dei marmi al pontile caricatore del Magazzino, l'attuale Forte dei Marmi, da dove, via mare, i marmi, lavorati o grezzi, raggiungono ogni parte del mondo.

L'impulso che la via d'Arni dà all'escavazione dei marmi e delle pietre della montagna versiliese provoca sul territorio cambiamenti irreversibili a partire dalla fine del XIX secolo. Lungo le valli fioriscono opifici (segherie ma anche laboratori) che oltre a sfruttare l'energia del fiume e la capacità dello stesso di accogliere i reflui della lavorazione - in quest'ultimo caso con conseguenze facilmente immaginabili per l'alveo dei corsi d'acqua - sono ben serviti da una rete viaria che ormai ben collega i circa mille metri del paese di Arni alla costa⁸.

Le cave, comprese quelle in quota, sono progressivamente raggiunte dalle cosiddette "strade di arroccamento" che vanno a sostituire le non più economiche vie di lizza, le ultime delle quali sono dismesse verso la fine degli anni Sessanta.

Dalla ottocentesca locomotiva addetta al trasporto dei marmi o dalle carrette trascinate da quattro o sei paia di buoi si passa, nel corso di questo secolo, a potenti mezzi di trasporto su gomma mentre, i progressi tecnologici in cava portano il materiale estratto da poche decine di migliaia annue alle attuali 120-130 mila tonnellate.

Si formano lungo le pendici della montagna, in corrispondenza di ripidi canaloni, i caratteristici e imponenti "ravaneti" di pietrisco di scarti di cava; gli sbancamenti di alcuni bacini come quelli di Monte Altissimo o del Monte Corchia sono visibili fin dal mare. Ma è soprattutto il cambiamento della rete viaria a produrre mutamenti dalle conseguenze più dirette e indirette sul suolo e sull'assetto idraulico della regione. Alle strade fatte di sassi di fiume si sostituiscono l'asfalto o strade sterrate di collegamento, spesso prive di idonei sistemi di drenaggio e di canalizzazione delle acque. La cura e la manutenzione delle strade, fino alla fine dell'Ottocento assegnate ai contadini frontisti, passa ad enti pubblici o privati che non sempre assolvono fino in fondo i propri obblighi. Sono ormai un lontanissimo ricordo i cordoli a forma di "vu", con la punta rivolta verso la montagna, o lineari obliqui, realizzati lungo le antiche strade e mulattiere perché l'acqua ben si distribuisse ai lati e la terra dei sottostanti terrazzamenti, con i muri a secco, la potesse assorbire almeno in parte⁹.

⁸ Già alla fine del XIX secolo prende avvio anche nello stazzemese l'attività di trasformazione dei materiali lapidei. In quegli anni, sempre più spesso, fabbricati industriali, come le ferriere, o artigianali, come i mulini, sono convertiti in laboratori per la lavorazione del marmo. Su questi temi cfr. la tesi di laurea di Giulio Maria Bellatalla, Sergio Paolicchi e Maurizio Pierotti su *Storia e struttura territoriali del Comune di Stazzema*, voll. 2, Università degli Studi di Firenze, Facoltà di Architettura, ora in Biblioteca comunale "G. Carducci", Pietrasanta.

⁹ Su questo aspetto è interessante ascoltare le parole dello scrittore Carlo Gabriele Rosi nell'intervista rilasciata a Francesco Speroni nel documentario *19 giugno 1996, alluvione in Versilia*, prodotto da Video Arte, Seravezza, 1996.

3.6.3. I mutamenti dell'economia e degli insediamenti produttivi

Lo sfruttamento intensivo della montagna da parte dell'industria marmifera e il forte sviluppo che si registra nella fase di trasformazione¹⁰ portano ad un progressivo abbandono delle tradizionali attività agricole e dell'allevamento da parte delle popolazioni dei paesi e dei borghi dell'Alta Versilia.

Il fenomeno, da un punto di vista sociale, si accentua negli anni Cinquanta e Sessanta quando assume una dimensione diffusa.

La scolarizzazione di massa ma anche l'acquisita facilità di movimento legata allo sviluppo della motorizzazione privata; la disponibilità di strade asfaltate, percorribili in tempi relativamente brevi per raggiungere località di fondovalle o della pianura versiliese: sono questi fattori, insieme all'attrattiva del diploma e di un lavoro meglio retribuito, più sicuro e, spesso, meno pesante, che portano generazioni di potenziali agricoltori, pastori ma anche cavatori a dar vita ad un accentuato pendolarismo che, con il passare degli anni e con il boom economico (e quindi con una maggiore disponibilità di capitali), porterà all'abbandono dell'abitazione e del paese di origine a vantaggio di una nuova dimora e di un posto di lavoro lungo la fascia costiera dove la qualità della vita sembra migliore.

Il declino dell'agricoltura e dell'allevamento, iniziato già nella seconda metà del 1800, subisce una marcata accelerazione nel secondo dopoguerra con il completo abbandono delle tradizionali attività. Per la particolare configurazione del territorio dell'Alta Versilia, caratterizzato da terreni scoscesi e da pendii rocciosi, poco adatti alle vaste coltivazioni, l'attività agricola è limitata alla coltivazione di piccole aree (le cosiddette "piane"), ricavate dal terrazzamento delle pendici della montagna, dalle quali si ottengono soprattutto patate, ortaggi e pochissimi cereali. La coltivazione più importante è quella del castagno, specie essenziale alla sopravvivenza delle popolazioni montane, non solo perché fornisce la castagna, per secoli alimento principale di quelle popolazioni, ma anche per gli innumerevoli usi che se ne fanno. La cura del castagno e del terreno dove esso è piantato sono centrali nel lavoro quotidiano delle popolazioni contadine. Le cosiddette "arelle" o "ripiani" che ospitano la pianta sono costruite con muri a secco ed hanno lo scopo di fermare le castagne nella loro caduta

¹⁰ Dati statistici certi ed omogenei sull'andamento della produzione di marmi e sugli occupati nella industria estrattiva e in quella della trasformazione dei materiali lapidei nel comprensorio versiliese non ne esistono neppure per i periodi più recenti. Tuttavia su questo argomento si rinvia alle seguenti fonti: tesi di laurea di Massimo Fornaciari su *L'industria marmifera nel settore lucchese delle Alpi Apuane*, Università degli Studi di Pisa, ora in Biblioteca Comunale "G. Carducci", Pietrasanta; Paolo Macchia, *Op. cit.* in particolare ai capitoli "Le strutture produttive" e "Il settore lapideo"; annuali *Censimenti della Internazionale Marmi e Macchine di Carrara*; alle opere che Danilo Orlandi e Costantino Paolicchi hanno dedicato alla storia dell'economia del marmo in Versilia; a Regione Toscana-Giunta Regionale *7° Censimento Generale dell'Industria e dei Servizi, 21 ottobre 1991, Imprese, Unità Locali, Dati comunali*, Firenze, 1996.

a terra, facilitandone la raccolta, e proteggono il terreno dall'erosione impedendo frane e smottamenti. Ogni anno le selve sono ripulite e mondate alla fine dell'estate, prima della raccolta. Essenziale è la presenza dell'uomo nel mantenere pulito il bosco ed eliminare tutto ciò che è considerato nocivo all'ambiente, lungo i viottoli, lungo i ruscelli, là dove la natura ha bisogno di un intervento¹¹.

L'abbandono di queste aree da parte degli abitanti che si trasferiscono sulla costa per avvicinarsi ai posti di lavoro provoca un progressivo declino ed un accentuato cambiamento del paesaggio montano. I paesi sono abbandonati, crollano vecchi casolari, ciglioni e piane, si inselvaticisce il bosco, si allentano le difese idrauliche, scompaiono alpeggi e pascoli.

Accompagna questo processo di trasformazione dell'economia e della società un mutamento a volte sensibile dei rapporti di proprietà dei suoli. Tipico ed originalissimo caso è quello della liquidazione dei beni collettivi (beni comunali o comunitativi od usi a fine di "diritti essenziali" di pascolo, seminativo e legnatico) a vantaggio di diritti o usi a fine di utilità, realizzati attraverso il commercio e l'industria: vendita di legname, affitti per il pascolo e, soprattutto, apertura di cave. È la liquidazione dei cosiddetti comunelli dello stazzemeso e del conseguente acquisto, anche da parte di facoltosi imprenditori del marmo e di società di capitali, di circa 1400 ettari di territorio da parte di "dimoranti e non" nei medesimi comunelli di Levigliani, Retignano, Pruno e Volegno, Pomeziana, Farnocchia, Cardoso, Terrinca e Stazzema.¹²

Ma un altro processo di trasformazione accompagna e segue i passaggi e le accelerazioni che subiscono l'economia, le tradizioni ed i costumi delle popolazioni della montagna versiliese. L'attrazione dei centri urbani della piana provoca, si è detto, un progressivo spopolamento dei paesi dell'Alta Versilia. I residenti nel comune di Stazzema passano dagli 8.196 del 1861 ai 3.637 del censimento del 1991¹³. Cambia visibilmente l'urbanizzazione degli insediamenti abitativi montani. Tipico è il caso del paese di Arni che, in meno di cinquant'anni, da "villaggio stagionale si trasforma in insediamento di cavaatori con tipi di case simili a quelle di un piccolo borgo e alloggi tipo quartiere operaio"¹⁴. Altresì indicativo di quei cambiamenti è l'esempio di Levigliani

¹¹ Si veda a questo proposito la tesi *Storia e struttura territoriali del Comune di Stazzema*, citata, pagg. 192 e seguenti.

¹² È un processo che si manifesta nell'arco di circa trenta anni, dal 1794 al 1827, e che ha origine nella riforma leopoldina del 1776 che, appunto, prevede lo scioglimento di tutti i comunelli i cui beni sono unificati sotto la proprietà di Stazzema. Tutt'oggi, a distanza di oltre due secoli, su molti atti riguardanti quelle vendite, a privati o a società, pende il giudizio di nullità. Scrivono Bellatalla, Paolicchi e Pierotti alla pagina 239 della loro tesi citata: "Si suppone (...) che la soppressione, nel 1776, dei Comunelli, e la loro incorporazione nella Magistratura civica di Stazzema, non avesse dovuto avere riflesso sui beni comunali che sarebbero così rimasti sempre di spettanza dei vari Popoli. Per tal motivo solo questi ultimi avrebbero potuto legittimamente disporre dei beni di cui erano gli effettivi titolari".

¹³ Cfr. P. Macchia, *Op. cit.*, pag. 87 e seguenti.

¹⁴ Cfr. la tesi di M. Fornaciari, *L'Industria marmifera ...*, citata, pag. 249.

che a partire dagli anni Sessanta inizia a trasformarsi in località turistica. Le case con i tradizionali tetti a lavagna, proprietà di famiglie di ex cavatori ed ex contadini, vengono ora ristrutturate e affittate e, con i fitti estivi, si integra il bilancio familiare. Lo stesso paese vede sorgere alberghi e ristoranti. Altri paesi dello stazzemese, come Pruno, Farnocchia, Retignano e lo stesso Cardoso seguono lo stesso sviluppo.

3.6.4. I due poli dello sviluppo odierno: industria del marmo e industria del turismo

Le direttrici dell'economia versiliese poggiano oggi sull'industria lapidea e sull'industria turistica. La prima essenzialmente legata alla trasformazione e alla commercializzazione di marmi, graniti e pietre, lavorate in unità produttive concentrate nella maggior parte nella piana di Querceta e in quella di Pietrasanta (prevalentemente nella parte Nord Occidentale di questo comune). La seconda localizzata, in quanto a strutture ricettive ed a infrastrutture, lungo la costa interessata principalmente il territorio di Forte dei Marmi e di Marina di Pietrasanta.

Le due industrie hanno portato, negli ultimi cinquant'anni, ad un'accentuata urbanizzazione della fascia pianeggiante, con un'espansione edilizia particolarmente diffusa tanto da non esserci più soluzione di continuità tra una località e l'altra, dove è stata "praticamente eliminata l'originaria copertura vegetale che sussiste solo nei piccoli appezzamenti rimasti a pineta"¹⁵.

In questo contesto subisce forti modificazioni l'assetto dell'equilibrio idraulico della piana, con gravi rischi per l'uomo e per i centri abitati nonché per le attività produttive ed i collegamenti viari e ferroviari.

Nel periodo più recente il rapporto tra le due direttrici economiche con l'ambiente e il territorio va evolvendosi, se pure faticosamente, verso una sempre maggiore coscienza ecologica. Ne è esempio il fiume Versilia, liberato alla fine degli anni Ottanta dagli scarichi delle cosiddette "marmettole" derivanti dalle lavorazioni lapidee, ora collocate in apposita discarica autorizzata o recuperate come materia prima seconda, tanto che le acque del fiume sono tornate limpide e popolate di pesci mentre il suo alveo non è più compromesso dai continui scarichi.

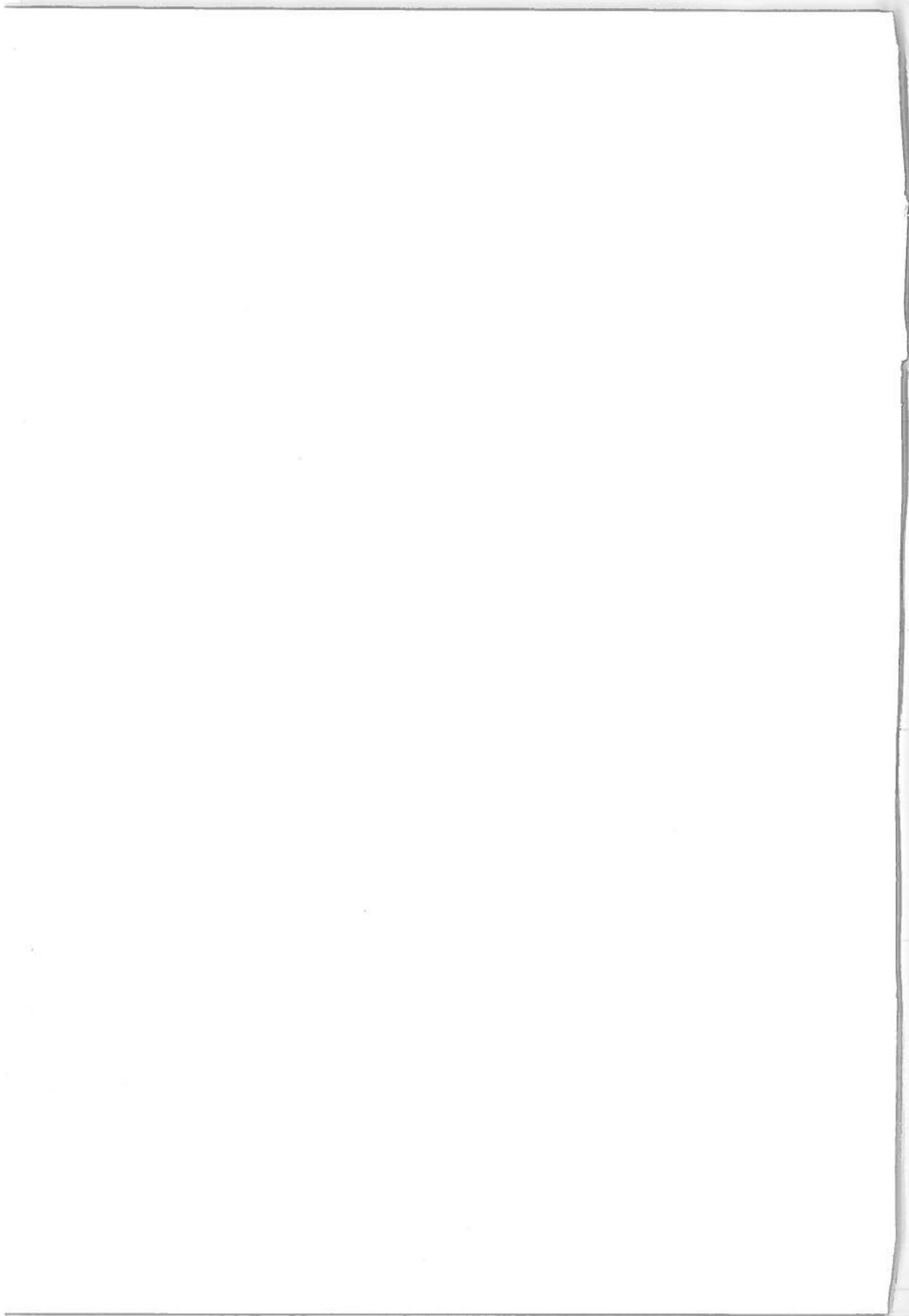
¹⁵ Cfr. P. Macchia, *Op. cit.*, pag. 33.

4. CARATTERI IDROLOGICI DELL'EVENTO

*The muddy rivers of spring
Are snarling
Under muddy skies.
The mind is muddy.*

Da: Wallace Stevens, *Mud Master*, in *Ideas of Order*, 1931

L'analisi idrologica consente di misurare la severità della sollecitazione idrologica sul territorio, affrontando una valutazione del periodo di ritorno dell'evento di piena del 19 giugno 1996 lungo le reti idrografiche dei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrite di Gallicano. A tal fine la ricostruzione idrologica dell'evento viene esaminata alla luce della previsione statistica delle piene temibili. Il modello dinamico impiegato per descrivere la trasformazione dell'afflusso meteorico in ruscellamento e deflusso alveato, con la conseguente propagazione delle onde di piena, che sarebbero transitate indisturbate lungo la rete idrografica, consente una ricostruzione estremamente dettagliata della sollecitazione idrologica del 19 giugno 1996. Utilizzando una rappresentazione idrologica distribuita nello spazio su una maglia geografica di 100 m, il modello restituisce infatti un quadro a grana molto fine delle modalità con cui l'evento di piena si è sviluppato lungo il reticolo, anche se svariate incertezze, legate soprattutto all'effettiva distribuzione spaziale della sollecitazione meteorica e agli effetti prodotti dalle esondazioni sugli idrogrammi di valle, suggeriscono una certa cautela nell'impiego di tale risultato. La stessa impostazione a fine risoluzione spaziale è stata anche utilizzata per la valutazione delle piene a frequenza assegnata, condotta per via indiretta tramite l'applicazione di un modello probabilistico geomorfoclimatico, i cui risultati sono anche corroborati dal confronto con quelli ricavabili con metodi alternativi di regionalizzazione statistica. L'implementazione automatica del modello tramite il codice FLORA consente una valutazione dettagliata delle piene temibili lungo le reti idrografiche esaminate, indicando la variabilità della sollecitazione idrologica rispetto ai massimi osservati a scala regionale. Il confronto tra i colmi di piene ricostruiti dal modello dinamico lungo la rete idrografica e le corrispondenti previsioni statistiche del modello geomorfoclimatico misura la diversa severità dell'evento, che ha presentato caratteristiche estreme soprattutto nella parte montana del torrente Veza e nella testata del bacino del torrente Turrite di Gallicano, laddove le portate di piena del 19 giugno 1996 presentano periodi di ritorno ultraduecentennali. Procedendo lungo la rete valliva del Veza, l'evento mostra un'eccezionalità progressivamente decrescente, mentre nel medio e basso bacino del Turrite di Gallicano, così come in quello del torrente Serra, l'eccezionalità di tale sollecitazione è invece modesta. Tali valutazioni scontano comunque l'ipotesi di stazionarietà del clima e vanno, quindi, guardate con una certa cautela.



4.1. Dinamica dell'evento di piena

Marco MANCINI

4.1.1. Introduzione

La ricostruzione degli idrogrammi di piena lungo il reticolo idrografico dei bacini della Versilia e della Garfagnana costituisce sia uno strumento di analisi del fenomeno alluvionale, sia uno strumento di pianificazione per gli eventuali interventi di gestione e sistemazione delle aree colpite.

La fase di analisi permette, infatti, di evidenziare ad un tempo l'aspetto più propriamente scientifico del problema tramite lo studio e la simulazione matematica dei singoli processi fisici e del loro ruolo all'interno del complesso fenomeno di formazione e propagazione dell'onda di piena e di identificare, quindi, le cause principali dei fenomeni di esondazione. La successiva fase di pianificazione permette la definizione della frequenza dell'evento di piena (paragrafo 4.2) e soprattutto la quantificazione per differenti tempi di ritorno della portata di progetto, così come riportato nelle direttive dei più recenti *Piani di Bacino*, indispensabile alla definizione dei nuovi assetti urbanistici delle zone alluvionate ed alla progettazione degli interventi di sistemazione. La conoscenza, infatti, dell'idrogramma di piena e dei relativi livelli idrometrici in sezioni strategiche per la sicurezza degli abitati e in siti destinati anche ad attività di tempo libero, si pone come presupposto indispensabile alla definizione ed alla progettazione di interventi non strutturali e strutturali a difesa degli obiettivi principali sia lungo le aste dei torrenti che dei versanti.

Si sono quindi individuati due bacini campioni dell'area colpita, quali quello del Fiume Versilia, rappresentativo del versante occidentale delle Alpi Apuane, e quello del Turrone di Galliciano, rappresentativo del versante orientale. Successivamente si sono identificate una serie di sezioni lungo il reticolo idrografico dei singoli sottobacini dove sono stati calcolati gli idrogrammi di piena relativi all'evento alluvionale. Attraverso la simulazione contemporanea degli idrogrammi nelle diverse sezioni, per la prerogativa del tipo di modellistica matematica utilizzata, è stato possibile ottenere una visione di insieme (in tutte le sezioni) di come, dove e con quale rapidità si

fosse formata e propagata l'onda di piena sull'area di studio, senza rinunciare al dettaglio della simulazione di piena nei singoli sottobacini.

L'accentuata topografia unita all'elevata variabilità spaziale delle precipitazioni, registrate durante l'evento alluvionale, ed all'esigenza di conoscere gli idrogrammi di piena in sezioni diverse del reticolo idrografico ha reso necessario la messa a punto di un *modello matematico distribuito della trasformazione afflussi-deflussi*, strumento in grado di riprodurre gli idrogrammi di piena in ciascuna sezione del reticolo idrografico, considerando l'effetto combinato della variabilità spaziale e temporale della precipitazione insieme con quelle delle caratteristiche di assorbimento e cinematiche del bacino.

I processi di formazione e scorrimento del deflusso superficiale sono stati quindi simulati dal modello idrologico sulle due principali unità morfologiche quali i versanti ed il reticolo alveato simulando i tempi caratteristici di ciascun processo in funzione delle caratteristiche di assorbimento locali del suolo e della distanza topologica rispetto alla sezione di calcolo (Figura 4.1.1). La loro corretta combinazione risulta tanto più importante nella ricostruzione di un idrogramma di piena, quanto minore è la superficie del bacino idrografico drenato dell'idrogramma di piena ossia quanto meno lineare si presenta il processo di trasformazione pioggia-portate (Rosso, 1994) alla scala di bacino.

4.1.2. Il modello matematico distribuito: descrizione e applicazione

Per una migliore comprensione della metodologia utilizzata per la simulazione degli idrogrammi di piena, si illustrano le principali caratteristiche del modello matematico che rientra in quella categoria nota nella letteratura scientifica come *modelli idrologici distribuiti*. La prerogativa di questo modello è quella di simulare la formazione e la propagazione del deflusso di piena considerando la variabilità spaziale dei dati di "ingresso" e dei parametri che definiscono i processi al suolo con una fine risoluzione spaziale e temporale (Mancini, 1990) permettendo di calcolare l'idrogramma di piena in una qualsiasi sezione del reticolo idrografico. La risoluzione spaziale deriva dalle dimensioni della cella elementare in cui si suddivide la superficie del bacino. All'interno di ciascuna cella le proprietà topografiche idrologiche ed idrauliche sono ipotizzate continue ed omogenee permettendo quindi di parametrizzare le equazioni dei singoli processi fisici localmente e di valutarne poi gli effetti complessivi in termini di portata nelle sezioni del reticolo idrografico. Il modello originario è stato migliorato e modificato per il presente studio introducendovi la possibilità di considerare al suo interno il comportamento di invasi artificiali e naturali, problema che si è presentato con l'invaso artificiale di Trombacco nel bacino del Turrite di Galliano.

L'architettura del modello (Figura 4.1.2) è costituita da quattro blocchi principali. Nel primo blocco vengono definite le direzioni di scorrimento e la struttura drenante del bacino attraverso l'identificazione dei versanti e della rete idrografica. L'analisi e

il processamento del modello digitale delle quote (DEM, dall'inglese Digital Elevation Model) permette di generare in modo automatico il reticolo idrografico, in base all'identificazione della direzione di scorrimento per ciascuna cella tramite il calcolo della direzione di massima pendenza, ed individuare versanti e reticolo alveato (Band, 1986; Carrara, 1988; Moore *et al.*, 1991). Quest'ultima distinzione è ottenuta stabilendo un'area di drenaggio minima, oltre la quale le celle in cui è suddivisa la superficie del bacino si considerano appartenere al reticolo di drenaggio alveato. Il confronto con il reticolo alveato riportato nella cartografia permette la definizione di questa soglia e la distinzione tra versanti e reticolo idrografico (Figura 4.1.1), che riveste un ruolo importante nella formazione della piena per le differenti caratteristiche cinematiche di scorrimento.

Nel secondo blocco si elabora l'informazione cartografica di tipo tematico per la definizione della capacità di assorbimento del suolo secondo la metodologia del metodo SCS-CN (paragrafo 3.5) che permette di definire per ciascuna cella il valore del parametro CN in base all'associazione della classificazione di permeabilità e di uso del suolo. La cartografia digitale dei tematismi permeabilità ed uso del suolo sono state ricavate rispettivamente dalla cartografia tematica regionale di uso del suolo a scala 1:10000 e da apposite analisi geolitologiche più approfonditamente descritte al capitolo 3 di questo volume.

Nel terzo blocco viene elaborata l'informazione pluviometrica e calcolato il deflusso superficiale per ciascuna cella. L'elaborazione pluviometrica, fornita alla scala puntuale dai pluviografi presenti sul bacino, può essere utilizzata sia come precipitazione media pesata sulla superficie del bacino che come precipitazione distribuita secondo le aree di influenza di ciascun pluviografo. Quest'ultima prerogativa rende possibile valutare gli effetti di variabilità spaziale dell'evento meteorico sugli idrogrammi di piena nelle diverse sezioni di interesse.

Nel quarto blocco, infine, sono implementate le equazioni che descrivono lo scorrimento superficiale del deflusso superficiale sui versanti e attraverso il reticolo idrografico.

Il trasferimento del deflusso superficiale a una o più sezioni di chiusura si ottiene con un metodo di propagazione idrologica basato sul modello di Muskingum, nella forma proposta da Cunge (1969). Il modello assume che, per un canale di estremi (i) e ($i+1$) (Figura 4.1.3) che colleghi due celle secondo la direzione di massima pendenza, valga una relazione lineare tra il volume invasato W nel tratto considerato e la portata entrante Q_i attraverso la sezione (i) e quella uscente Q_{i+1} attraverso la sezione ($i+1$):

$$W = K \cdot [\varepsilon \cdot Q_i + (1 - \varepsilon) \cdot Q_{i+1}] \quad (4.1.1)$$

dove k è il coefficiente di invaso ed ε è il fattore di peso che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente.

Indicando poi con la Q_{i+1}^{j+1} portata alla sezione $(i+1)$ al tempo $(j+1)\Delta t$, dove Δt è l'intervallo di discretizzazione temporale del modello, il metodo Muskingum assume la forma:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j \quad (4.1.2)$$

dove i coefficienti C , la cui somma deve essere pari all'unità, hanno le espressioni:

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t}, \quad (4.1.3)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t}, \quad (4.1.4)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) - \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t}, \quad (4.1.5)$$

con $k = \frac{\Delta x}{\Omega}$ ed $\varepsilon = \frac{1}{2} \cdot \left(1 - \frac{Q}{B \cdot \Omega \cdot S_0 \cdot \Delta x} \right)$ (Cunge, 1969) e dove $\Omega = \frac{dQ}{dA}$

rappresenta la celerità, Δx è la lunghezza del canale considerato, S_0 è la pendenza al fondo del canale assunta coincidente con la pendenza topografica, B è la larghezza in corrispondenza del pelo libero della sezione idrica, e A è l'area della sezione idrica.

L'equazione del metodo Muskingum nelle ipotesi di Cunge, scritta per ogni cella, viene infine modificata

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j + q_{i+1}^{j+1}, \quad (4.1.6)$$

aggiungendo nella cella di valle $(i+1)$ la produzione locale di deflusso superficiale:

$$q_{i+1}^{j+1} = A_0 \cdot \frac{P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]}{\Delta t}, \quad (4.1.7)$$

dove $P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]$ è il deflusso superficiale che la cella $(i+1)$ di area A_0 restituisce nell'intervallo temporale $j\Delta t, (j+1)\Delta t$ come illustrato in Figura 4.1.3.

Il valore di celerità $\Omega_{i,j}$ è assunto variabile nello spazio, ma costante nel tempo. Per quel che riguarda la variabilità spaziale $\Omega_{i,j}$ è calcolato in ogni cella come:

$$\Omega = 5/3V_m, \quad (4.1.8)$$

in cui V_m è la velocità media della corrente in ciascuna cella (sul versante o nel reticolo idrografico)

$$V_m = (Q_{rif}/B)^{0.4} S_o^{0.3} K_s^{0.6}, \quad (4.1.9)$$

e

$$Q_{rif} = Q_o (A_{ij}/A_{totale}), \quad (4.1.10)$$

è la portata di riferimento con la quale si calcolano i coefficienti C (4.1.3, 4, 5) dove Q_o è un parametro di taratura generalmente assunto pari a 2/3 del picco di portata osservato ed A_{ij} e A_{totale} sono rispettivamente l'area a monte di ciascuna cella e l'area totale del bacino e k_s il coefficiente di scabrezza della formula di Gauckler-Strickler-Manning.

Il calcolo di V_m per ciascuna cella del bacino si basa quindi sulla portata di riferimento, Q_{rif} , e su una geometria idraulica, che in assenza di specifico rilievo della geometria degli alvei, si ricava automaticamente dal DEM nelle ipotesi che: 1) la sezione idraulica del canale o del versante sia rettangolare e omotetica, dove cioè il rapporto ($r_f = B/y$) tra la larghezza in sommità, B , ed il tirante idrico, y , sia costante sul bacino; 2) la larghezza del canale in ciascuna delle celle attraversate dal reticolo idrografico è proporzionale all'area a monte (Leopold e Miller, 1956) tramite la misura della larghezza della sezione alla sezione di chiusura del bacino, B_o , (v. equazione 11). In caso invece di cella appartenente ai versanti si assume che la larghezza, B , coincida con la larghezza della cella (100 m nel caso in esame) della cartografia automatica disponibile.

$$B = B_o \frac{A_{i,j}}{A_{tot}} \quad (4.1.11)$$

Vincolare la velocità media alla (4.1.9) fissa nel tempo, ma non nello spazio, la celerità dell'intero processo di propagazione, permettendo una linearizzazione della (4.1.6) in ciascuna cella. Infatti, invece di considerare la celerità variabile con la portata per ogni istante di calcolo, si assume per ogni cella una celerità invariante nel tempo e proporzionale attraverso l'area sottesa ad un valore di portata rappresentativo della parte centrale dell'idrogramma di piena nella sezione di chiusura del bacino (4.1.9 e 4.1.10). La semplificazione introdotta permette quindi di calcolare C_1 , C_2 , C_3 per ciascuna cella del bacino in funzione dei parametri locali ma di una celerità costante nel tempo. Ciò rende la simulazione accurata rispetto a quella parte dell'idrogramma osservato, che si è assunta rappresentativa del processo di piena che si vuol riprodurre e provoca invece una minore accuratezza delle simulazioni nella fase di risalita ed esaurimento dell'idrogramma in cui maggiori sono le variazioni di celerità. In Tabella 4.1.1 sono riportati i parametri di taratura del modello per i due bacini in studio.

4.1.3. L'area di studio e i dati disponibili

Un'analisi dei diversi fattori del fenomeno alluvionale quali soprattutto l'estrema intensità e localizzazione dell'evento meteorico a cavallo tra lo spartiacque del versan-

te versiliese e quello della Garfagnana, la diversa tipologia dei dissesti dei versanti, e soprattutto la diversa natura dei fenomeni esondativi nella parte montana e nella parte valliva, dove le esondazioni sono da attribuire non tanto all'elevata portata di piena quanto a fenomeni locali di interazione della corrente fluviale con ponti e crisi delle sezioni arginali, ha indotto a scegliere come area di studio dell'evento alluvionale la zona montana della Versilia e della Garfagnana. Per il versante versiliese, ossia quello esposto ad Occidente, si è scelta la parte montana del bacino idrografico del fiume Versilia chiuso alla sezione di Ponte Faggi con un'area drenante di circa 70 Km² (Sezione M in Figura 4.1.10). La sezione di chiusura è immediatamente a valle della sezione di Seravezza sezione dove la confluenza dei torrenti Vezza e Serra danno origine al fiume Versilia che con un'alveo rettificato ed arginato sfocia sul litorale tirrenico a Cinquale dopo aver attraversato la pianura versiliese. Per il versante garfagnino si è scelto il bacino del Turrone di Galliciano che confina a monte con quello del Versilia ed è chiuso a Galliciano alla confluenza con il Fiume Serchio con una superficie di 44 Km² (sezione Φ in Figura 4.1.10)

Le misure idrometriche

Le registrazioni di portata sul bacino del Versilia sono assenti, a meno di non considerare la registrazione parziale dei soli livelli idrici a Seravezza, identificata dalla sezione L in Figura 4.1.10. Questa sezione che era stata dotata di misuratore dei livelli da poco tempo e per tale motivo non era ancora stata ricavata la scala di deflusso, ha subito l'asportazione dell'idrometro da parte dell'onda di piena avvenuta verso le 15:00 del 19 Giugno. Tuttavia la forma rettangolare della sezione idraulica incassata tra due muri arginali nel tratto che attraversa l'omonimo paese e la stima della velocità della corrente di 5,65 m/sec, ottenuta dalle immagini della piena disponibili nella videocassetta *Alluvione in Versilia* (Videoarte, 1996) ha reso possibile una stima a posteriori della portata di picco in condizioni di moto uniforme di 565 m³/s relativa a un tirante idrico di 4,60 m, che implica un'area liquida di 100 m² (Paris, 1996). Tale valore di portata, sebbene indicativo, non sembra essere utilizzabile per la taratura del modello idrologico, che simula un idrogramma indisturbato, perché il valore di 565 m³/s risente degli effetti di laminazione e di invasi temporanei causati dalle esondazioni nelle sezioni a monte dell'abitato di Seravezza.

Per quanto riguarda invece il bacino del Turrone di Galliciano sono disponibili i livelli e le portate fuoriuscite dall'invaso artificiale della diga di Trombacco che costituisce un volume di compenso di circa 640.000 m³ della centrale di Galliciano e drena una superficie di circa 24,9 Km².

La presenza di questo piccolo invaso, le registrazioni dei livelli durante l'evento alluvionale con una scansione temporale di 5 minuti e la conoscenza della geometria dello stesso (ANIDEL, 1951) hanno permesso di valutare in prima approssimazione il volume totale dell'idrogramma di piena prodotto dall'evento meteorico sul bacino a monte della diga (24,9 Km²) pari a circa 1,9 Mm³ (Figura 4.1.7) permettendo così di

stimare le condizioni iniziali di umidità del suolo e l'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco.

La misura del volume totale prodotto durante l'evento è significativa sia per la stima dell'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco che per la stima delle condizioni iniziali (pre-evento) di umidità del suolo, parametri fondamentali per la calibrazione del modello idrologico, allorché si vogliono ricostruire gli idrogrammi di piena in sezioni prive di misure e drenanti piccole superfici.

Le misure di precipitazione

L'elevata variabilità spaziale della precipitazione responsabile dell'evento alluvionale è testimoniata dalle registrazioni pluviometriche che hanno fatto rilevare un'elevatissima concentrazione dell'evento meteorico specialmente nella zona dello spartiacque tra il versante occidentale ed orientale, interessando solamente alcuni dei sottobacini dell'area in studio. Valori eccezionali (Capitolo 2) sono stati registrati solo nei pluviografi della zona montana della Versilia e della Garfagnana, con valori cumulati di 478 mm a Pomezzana e di 450 mm a Fornovolasco, mentre precipitazioni quasi nulle sono state registrate nelle stazioni posizionate lungo il litorale tirrenico e lungo la valle del Serchio (Figura 4.1.4).

Gli ietogrammi di pioggia disponibili ed utilizzati per la ricostruzione dell'evento di piena sono quindi relativi ai sei pluviografi del Servizio Idrografico e Mareografico di Pisa, i cui dati sono stati acquisiti in tempo reale con una scansione temporale di 15'. Per ciascuno degli strumenti si sono riportate in Tabella 4.1.1 le coordinate spaziali, il valore cumulato di precipitazione e la percentuale di area di influenza secondo lo schema di Thissen sui bacini del Turrone di Galliciano e del Versilia chiuso a Ponte Faggi, mentre in Figura 4.1.5 vengono illustrati gli ietogrammi delle singole stazioni e le relative aree di influenza. Sia in quest'ultima figura che in Tabella 4.1.2 è indicato un pluviografo ausiliario introdotto per ridurre l'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco in base all'analisi del volume invasato dal serbatoio di Trombacco durante l'evento e descritto in dettaglio al paragrafo successivo.

Come si osserva dall'andamento temporale delle registrazioni ai singoli pluviografi l'evento di pioggia presenta una struttura temporale caratterizzata principalmente da un doppio picco di precipitazione rispettivamente nelle prime ore della mattina e del pomeriggio del 19 Giugno. L'intensità del secondo picco sembra essere viepiù preponderante sul primo, man mano che ci si sposta verso l'alta valle del Veza fin verso lo spartiacque con il bacino del Turrone di Galliciano e lo si supera fino a Fornovolasco dove il primo picco è di appena 5 mm in mezz'ora rispetto ai quasi 50 mm del secondo piovuti nello stesso intervallo temporale.

L'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco, in assenza di ulteriori pluviografi su cui costruire la funzione di autocorrelazione spaziale (Rodriguez-Iturbe *et al.*, 1974), è calcolabile in prima approssimazione imponendo che il prodotto tra la precipitazione cumulata e l'area debba essere uguale almeno al volume cumulato defluito

alla diga, con la condizione che l'area sia maggiore o uguale all'area sottesa dalla sezione di Fornovolasco (8,7 Km²).

$$\begin{cases} Area \cdot P = V_{totale} \\ Area \geq 8.7 km^2 \end{cases}$$

Infatti non avrebbe senso considerare un'area minore sia perché la misura della precipitazione è stata eseguita a Fornovolasco sia perché la precipitazione misurata a Palagnana (460 mm), nel versante versiliese a ridosso dello spartiacque, esclude un'attenuazione della precipitazione tra Fornovolasco e lo spartiacque del bacino del Turrîte. Osservando, inoltre, le curve dei volumi cumulati, calcolati per l'area minima di 9 Km² (Figura 4.1.8), relativi allo ietogramma di Fornovolasco depurato con il metodo SCS-CN per le tre diverse condizioni di umidità precedente, e confrontandole con quella misurata al serbatoio, si osserva come il volume misurato rispecchi maggiormente la condizione *AMC I*, ossia quella di suolo secco. Tale condizione è ulteriormente confermata dalla quasi assenza di precipitazioni nei 5 giorni precedenti l'evento, come suggerisce il metodo SCS.

In definitiva sembra lecito assumere che le condizioni iniziali siano caratterizzate da condizioni *AMC I*, in quanto condizioni di imbibimento maggiori condurrebbero a valori del volume affluito al serbatoio maggiori di quelli misurati.

Anche l'ipotesi di un'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco di circa 9 km² sembra essere accettabile in quanto valori minori non sembrano credibili, se si considera la distribuzione spaziale della precipitazione e la misura effettuata al pluviografo di Fornovolasco. Al contrario, valori maggiori sarebbero caratterizzati da volumi affluiti maggiori di quelli misurati ed imputabili al solo deflusso superficiale.

Per limitare quindi l'area di influenza del pluviografo di Fornovolasco sul bacino del Turrîte, secondo lo schema di Thissen, è stato necessario introdurre un pluviografo ausiliario caratterizzato da pioggia nulla 1 Km a valle di Fornovolasco (Tabella 4.1.1).

Informazione cartografica e calibrazione dei parametri di assorbimento

Per l'area di studio è disponibile il modello digitale delle quote, noto nella letteratura anglossasone con l'abbreviazione di DEM, a una risoluzione spaziale di 100×100 m realizzato dalla Regione Toscana. All'informazione della matrice delle quote si aggiunge la cartografia tematica regionale in scala 1:25000, successivamente digitalizzata alla risoluzione del DEM, di Uso del Suolo le cui classi e distribuzione spaziale sono visualizzate nel Paragrafo 3.6 (Figura 3.6.4). Questa informazione evidenzia un bacino sicuramente poco antropizzato, almeno per quel che riguarda i versanti, che presentano una fitta vegetazione arborea formata prevalentemente da castagneti.

Le caratteristiche di permeabilità dei bacini del Turrîte e del Versilia (Figura 3.6.3) sono ricavate da appositi rilievi (Capitolo 3 e Paragrafo 4.2) che hanno integrato la carta geologica preesistente allo scopo della definizione delle quattro classi di permea-

bilità utilizzate dal metodo del parametro *CN* proposto da *Soil Conservation Service* (1972, 1973). La scelta del metodo di depurazione della precipitazione lorda rispetto agli altri metodi proposti in letteratura è dettata dalla duplice considerazione che la metodologia utilizzata è stata parametrizzata alla scala della parcella agraria, che è simile alle dimensioni della cella elementare, ed, inoltre, che la metodologia del SCS è uno dei pochi metodi in cui l'utilizzo del suolo riveste un ruolo determinante nella determinazione delle capacità di infiltrazione (Mancini, 1996).

Per quanto riguarda la stima del parametro *CN* si assumono validi i ragionamenti basati sul volume misurato al serbatoio di Trombacco, discussi al paragrafo precedente e che hanno condotto a classificare con *AMC I* le condizioni iniziali di umidità e si assume che tale valutazione delle condizioni iniziali sia valida anche sul bacino del Versilia, condizione vieppiù confermata dalla assenza di precipitazione nei 5 giorni precedenti l'evento di piena.

Come però si osserva, la curva del volume cumulato misurato al serbatoio (Figura 4.1.7) si differenzia da quella del solo deflusso superficiale per l'andamento della derivata e per il valore del massimo volume. La prima differenza è dovuta ai fenomeni di propagazione sui versanti e nella rete idrografica che, influenzando l'idrogramma in ingresso, ne influenzano anche la curva dei volumi misurata, mentre la seconda è dovuta alla circostanza che la curva dei volumi osservati, soprattutto nella sua ultima parte, risente anche del deflusso profondo e presenta, quindi, dei volumi non riproducibili dal modello idrologico utilizzato, che continuano ad affluire anche al termine della pioggia.

Una successiva e più accurata calibrazione del modello idrologico, definita sia l'area di influenza di Fornovolasco sia la classe di umidità nelle condizioni iniziali, ha permesso di calibrare il coefficiente c , che definisce per ogni cella elementare il termine di detrazione iniziale, $I_a = cS$, nella metodologia SCS-CN utilizzata per valutare il deflusso superficiale. Il volume affluito al serbatoio dovuto al solo deflusso superficiale è ricavato dalla curva dei volumi misurati per un tempo, $t_{V_{max}}$, pari alla somma del tempo in cui cessa la pioggia t_p (verso le ore 15:15) più quello di corrivazione calcolato con la formula del SCS; il tempo $t_{V_{max}}$ così calcolato è pari a 110 minuti e vi corrisponde, sulle curve di volumi in ingresso, un volume di 318.252 m³ (Figura 4.1.8). Il valore di c che, fissate le condizioni di umidità *AMC I*, produce un volume cumulato di deflusso superficiale pari a tale volume osservato è $c = 0,28$, un valore che non si discosta di molto dalla stima, consigliata in assenza di osservazioni, di $c = 0,2$.

4.1.4. La simulazione degli idrogrammi di piena

Le simulazioni degli idrogrammi di piena sono state effettuate, come ricordato precedentemente, per il versante versiliense sul bacino del Fiume Versilia chiuso alla stazione di Ponte Faggi e per il versante garfagnino sul torrente del Turrite di Galliano chiuso all'abitato di Gallicano. Per poter meglio valutare l'evento alluvionale in

termini di portata nella sua evoluzione temporale e spaziale le sezioni di calcolo degli idrogrammi di piena sono state individuate allo sbocco dei principali sottobacini e dove maggiori sono stati i danni delle esondazioni. Tale criterio ha permesso quindi di individuare diciotto sezioni per il Fiume Versilia e sette per il Torrente del Turrone di Galliciano riportate in Tabella 4.1.3 e in Figura 4.1.10. Per ciascuna delle sezioni identificate è stata quindi possibile, grazie alle prerogative della modellistica matematica utilizzata, la simulazione in contemporanea degli idrogrammi di piena alle diverse sezioni, ottenendo una visione particolare (ad ogni sezione di osservazione) e di insieme (su tutte le sezioni) al tempo stesso di come, dove e con quale rapidità si sia formata e propagata l'onda di piena sui bacini in esame.

Ricostruzione della piena sul versante orientale

L'evento di piena sul versante orientale delle Alpi Apuane ha maggiormente interessato la sola parte montana del bacino del Turrone di Galliciano, affluente di destra del Serchio, che si presenta come un bacino dalla morfologia poco accentuata, ricoperto di fitti boschi e caratterizzato da un'unica valle principale, che si estende dallo spartiacque delle Alpi Apuane a Ovest fino alla confluenza con il Fiume Serchio ad Est presso l'abitato di Galliciano.

La limitata estensione spaziale delle meteore di pioggia, che ha investito principalmente le aree di monte del bacino per circa 9 Km^2 , evidenzia come l'onda di piena si sia originata in questa parte del bacino mentre trascurabile risulta il contributo della rimanente superficie imbriferà, e come il trasferimento a valle della piena sia stato solamente un processo di propagazione lungo l'asta principale a valle della diga di Trombacco. Ciò si evince sia dalla quasi assenza di danni a valle del serbatoio, sia dalle simulazioni degli idrogrammi di piena alle sette sezioni idrauliche individuate lungo il reticolo idrografico (Tabella 4.1.3) e riportate in Figura 4.1.12. In generale gli idrogrammi presentano una risposta molto rapida alla precipitazione e sono caratterizzati da un unico picco di piena, così come da un unico massimo è caratterizzato lo ietogramma di Fornovolasco al contrario di quelli generatesi lungo il Veza.

Gli idrogrammi di piena calcolati nelle sezioni lungo il reticolo del bacino mostrano una propagazione di tipo prettamente cinematico, caratteristica che appare maggiormente osservando gli idrogrammi tra l'uscita della diga e la sezione di Galliciano. L'effetto del serbatoio di Trombacco non risulta essere stato determinante nella laminazione della piena proprio per la piccola disponibilità di invaso di circa 300.000 m^3 disponibile prima dell'evento alluvionale rispetto a circa $1.900.000 \text{ m}^3$ del totale volume affluito (Figura 4.1.12).

Ricostruzione della piena sul versante occidentale

Il versante occidentale, quello cioè del bacino dell'alto corso del fiume Versilia è sicuramente quello che ha subito in maniera maggiore l'impatto delle eccezionali pre-

cipitazioni in termini di portate di piena, come ricordano la spaventosa distruzione di Cardoso e gli altri fenomeni esondativi, specialmente lungo il corso del Vezza. In mancanza di altre misure di taratura, al di fuori di quelle ottenibili dalla misura dei livelli del serbatoio di Trombacco nel confinante bacino del Turrite di Gallicano, e avendo constatato una similitudine nella topografia e nella copertura vegetale tra i due bacini, si è assunto che i parametri tarati sul Turrite di Gallicano fossero gli stessi anche per il Versila (Tabella 4.1.2). Come nell'altro versante si evidenziano quindi la stessa rapidità di risposta alla sollecitazione di pioggia ed un carattere prettamente cinematico nella propagazione dell'onda di piena tra le diverse sezioni. A differenza del bacino del Turrite, la struttura degli idrogrammi di piena presenta una struttura con due picchi, che si ritrova nelle registrazioni dell'evento meteorico, con la differenza che a due picchi di pioggia, manifestazioni quasi di due eventi pluviometrici simili e molto ravvicinati, corrispondono due picchi di portata, in cui il secondo è decisamente maggiore del primo. Ciò è causato dalla diversa risposta del bacino alla sollecitazione meteorica: infatti mentre il primo scroscio è quasi completamente assorbito dal suolo, il secondo picco trova una superficie del bacino ormai satura e contribuisce per la quasi totalità alla formazione del secondo e più disastroso picco di piena. Tale deduzione, osservabile dalle simulazioni del modello matematico, si riscontra anche dalle immagini e dalle testimonianze della piena a Ponte Stazzamese (Videoarte, 1996).

Tabella 4.1.1 Valori dei parametri adottati nella simulazione con il modello dinamico.

$\Delta x = 100$ m	Risoluzione spaziale della cella
$\Delta t = 5$ minuti	Risoluzione temporale di calcolo
r_f canale = 5	Valore utilizzato per descrivere il comportamento della rete durante la piena (rapporto tra la larghezza del pelo libero ed il tirante d'acqua).
r_f versante = 100	Valore utilizzato per descrivere il comportamento del versante.
$Q_{rif} = 100$ m ³ /s	Valore tarato sull'idrogramma in ingresso alla diga di Trombacco sul Turrone di Galliciano.
$Q_{rif} = 100$ m ³ /s	Valore scelto per il Versilia.
K_s canale = $25 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$	Nel reticolo alveato, rete, il parametro di scabrezza di Gauckler-Strickler è costante su tutto il bacino (aree maggiori di 0.1 km ²). Rappresenta il valore di scabrezza secondo Gauckler-Strickler per lo scorrimento superficiale dell'acqua sul versante (Kouwen e Li, 1980; Newson e Harris, 1978; Bathurst, 1986). Il versante è definito come la porzione di bacino la cui area risulta minore o uguale a 0.1 km ² , ossia 10 celle.
K_s versante = $5 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$	
AMC I	Condizioni di umidità del terreno antecedenti l'evento.
$c = 0.28$	Coefficiente per il calcolo del volume di precipitazione che non partecipa alla propagazione perché sottratto inizialmente dalle depressioni superficiali e dalla coltre vegetale.

Tabella 4.1.2 Altezze cumulate di precipitazione ai pluviografi funzionanti durante l'evento ed estremi dell'area di studio.

PLUVIOGRAFI	Coordinate Gauss-Boaga		Precipitazione Cumulata (mm)	Area di influenza per i bacini	
	Longitudine (m)	Latitudine (m)		Versilia (%)	T. Gallicano (%)
RETIGNANO	1.602.200	4.873.300	394.5	35.472	/
PALAGNANA	1.609.200	4.872.300	285.2	2.487	2.551
FORNOVOLASCO	1.609.000	4.875.950	411.1	6.162	20.039
POMEZZANA	1.605.700	4.871.100	465.0	20.605	/
AZZANO	1.598.800	4.875.000	252.2	21.552	/
CERVAIOLE	1.599.000	4.877.000	233.1	13.722	/
Pluviografo Ausiliario	1.610.500	4.876.000	0	/	77.060

Coordinate Gauss-Boaga dell'area di studio

Estremo Nord-Ovest	1.596.600	4.881.850
Estremo Sud-Est	1.617.000	4.861.850

Tabella 4.1.3 Valori della portata al colmo stimata per l'evento del 19 giugno 1996 per alcune sezioni salienti della rete idrografica del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano. Per la localizzazione della sezione idrografica va consultata la Figura 4.1.10

Sezione	ID	A* Km ²	Portata stimata m ³ /s	Contributo Unitario m ³ /s km ²
Fiume Versilia				
Cardoso	A	13.9	201	14.5
	A1	9.3	164	17.6
	A2	3.5	76	21.7
	A3	5.8	95	16.4
	B	10.8	258	23.9
P.te Stazzemese	B1	8.6	210	24.7
	C	24.8	366	14.7
	D	26.7	371	13.9
	E	30.6	381	12.4
	F	15.8	232	14.6
	F1	7.3	70	9.6
	F2	7.5	146	19.5
Ruosina	G	46.5	558	12.0
	H	52.8	648	12.3
	I	16.1	148	9.2
Seravezza	I1	9.6	82	8.5
	L	69.1	733	10.6
P.te Faggi	M	70.3	737	10.5
Torrente Turrîte di Gallicano				
Fornovolasco	α	8.7	174	20
	$\alpha 1$	2.7	77	28.5
	$\alpha 2$	3.4	60	17.6
	$\alpha 3$	2.1	24	11.4
	β	5.3	12	2.3
Uscita diga Trombacco	$\chi-\delta$	24.9	216	8.7
	ϵ	4.7	14	3.0
Gallicano	ϕ	44.3	224	5.0

* sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Riferimenti bibliografici

- ANIDEL, *Le dighe di ritenuta degli impianti idroelettrici italiani*, ANIDEL vol. n.5 , pp. 27-31, Milano, 1951;
- BAND, L.E., *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*, Water Resources Research, 22, 15-24, 1986.
- CARRARA, A., *Drainage and divide networks derived from high fidelity digital terrain models*. Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources, edited by C.F. Chung, NATO-ASI series C, 223, D. Reidel, Dordrecht, 1988.
- CUNGE, J.A., *On the Subject of a Flood propagation computation method*, J. of Hydraulic Research, vol 7,n2,pp 5-230, 1969;
- MANCINI M., *La modellazione della risposta idrologica: effetti della variabilità spaziale e della scala di rappresentazione del fenomeno dell'assorbimento*, Tesi di Dottorato, Politecnico di Milano, 1990;
- MANCINI M., *La formazione del deflusso superficiale*, in: *Moderni criteri di sistemazione degli alvei fluviali*, ed. BIOS, 1996;
- MOORE, I.D., R.B. GRAYSON & A.R. LADSON, *Digital terrain modelling, A review of hydrological, geomorphological and biological applications*. Hydrological Processes, 5(1), 3-30, 1991;
- PARIS E, *Verifica Idraulica del Fiume Versilia e dei suoi principali affluenti*, Relazione Tecnica , parte I, Ufficio Commissario Eventi Alluvionali, Regione Toscana, 1996;
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., J.M. MEJIA, *On the transformation of point rainfall to areal rainfall*, Water Resources Research, 10(4), 729-735, 1974;
- Rosso, R., *An introduction to spatially distributed modeling of basin response*, in: *Advances in Distributed Hydrology*, edited by R. Rosso, A. Peano, I. Bocchi G. Bemporad, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp.3-30, 1994;
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *National Engineering Handbook, Hydrology*, Sect.4, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1972.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds*, Technical Paper 149, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1973.
- VIDEOARTE, *Alluvione in Versilia*, videocassetta, Seravezza, 1996.

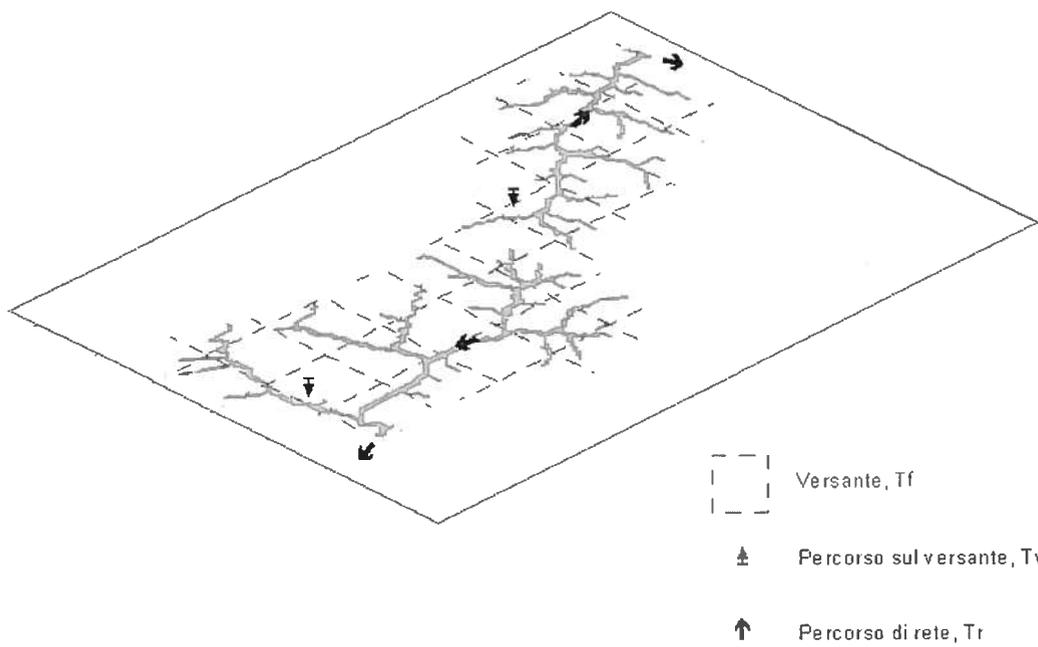


Figura 4.1.1 Percorsi del deflusso superficiale e rispettivi tempi caratteristici per il bacino del fiume Versilia, chiuso a Ponte Faggi (in primo piano), e del Turrite di Galliciano, chiuso all'abitato di Galliciano.

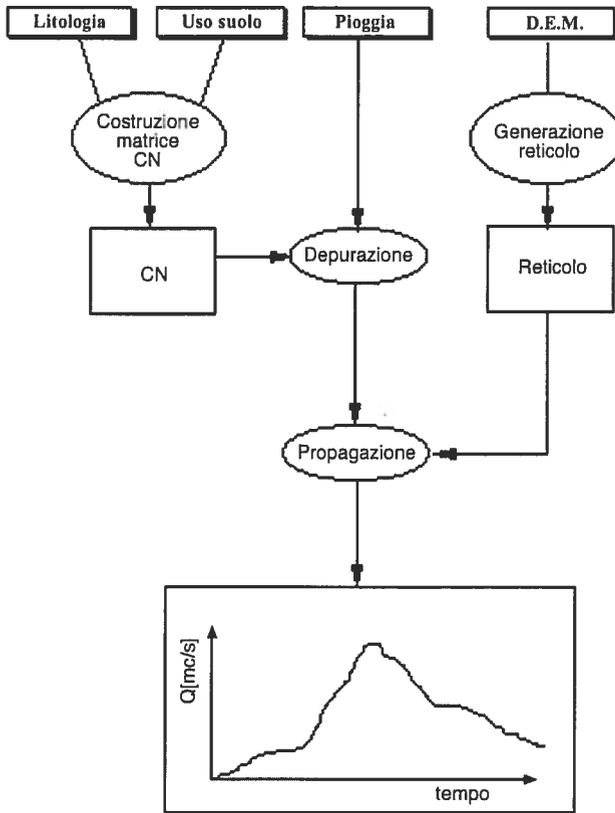


Figura 4.1.2 Diagramma a blocchi del modello distribuito dinamico.

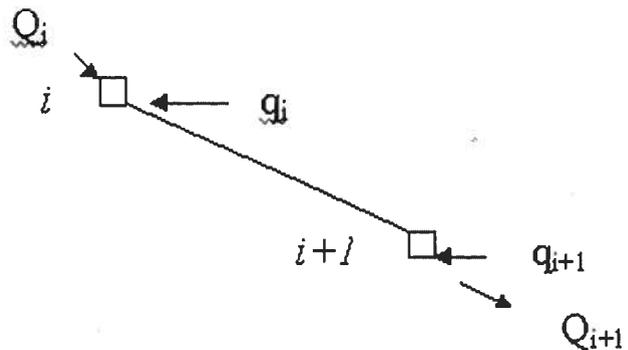


Figura 4.1.3 Schema di propagazione del deflusso superficiale tra due celle contigue secondo la direzione di massima pendenza.

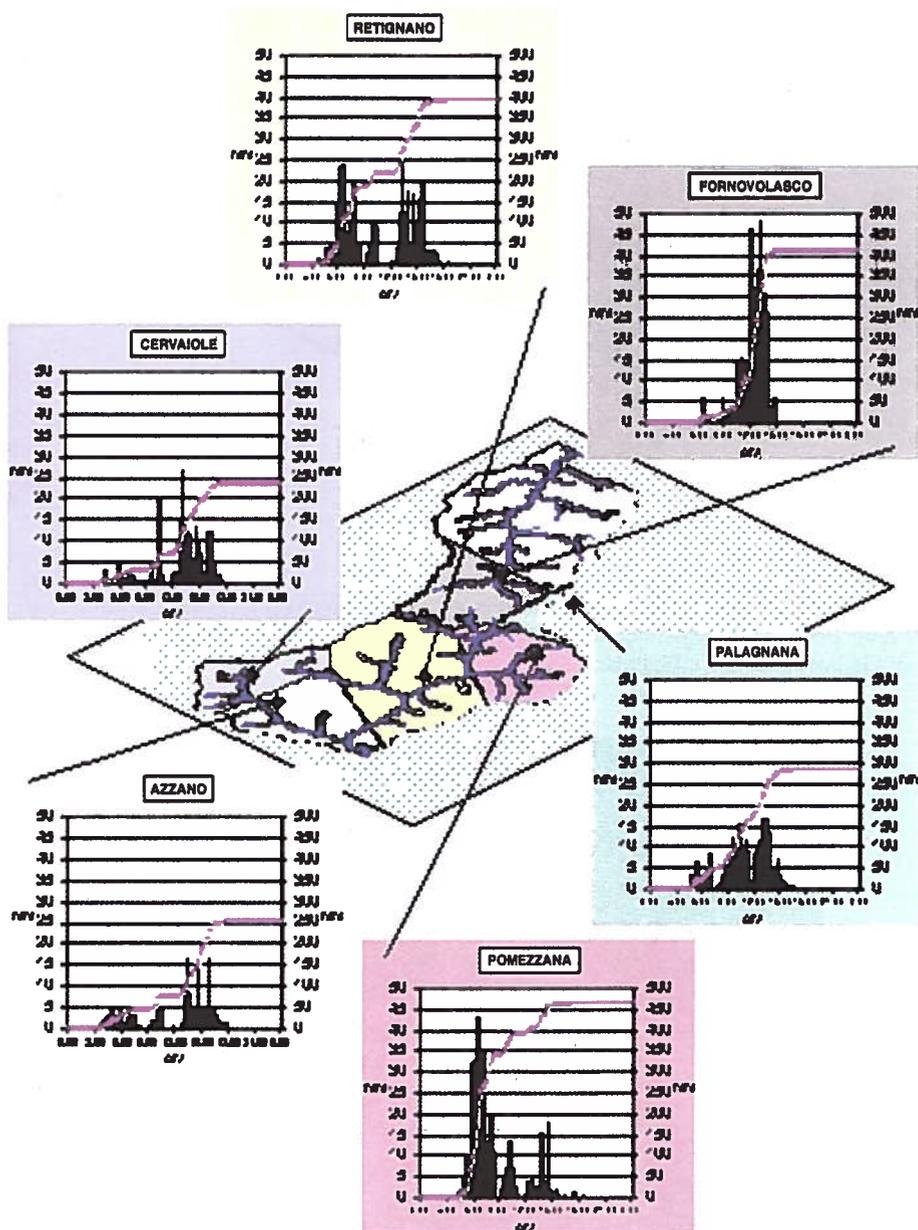


Figura 4.1.4 Registros delle altezze di pioggia durante l'evento del 19 giugno 1996 e rispettive aree di influenza. L'area in bianco rappresenta il pluviografo "Ausiliario" introdotto nel bacino del Turrone di Galliciano al fine di avere una simulazione aderente all'effettiva distribuzione spaziale di pioggia.

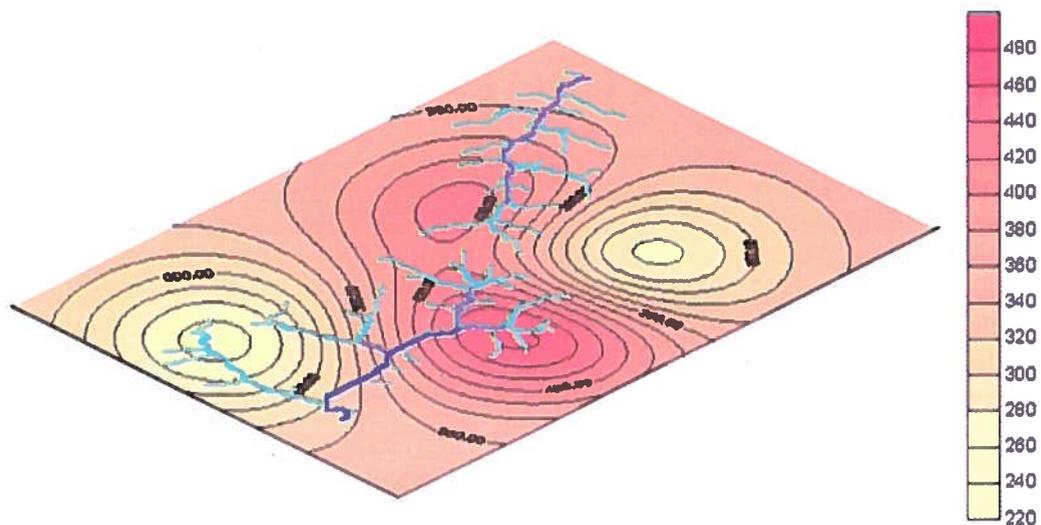


Figura 4.1.5 Distribuzione del valore di pioggia cumulata (mm) registrato ai pluviografi durante l'evento del 19 giugno 1996 sulle aree del bacino del Fiume Versilia (in primo piano) chiuso a Ponte Faggi e del Turrite di Galliciano chiuso a Galliciano.

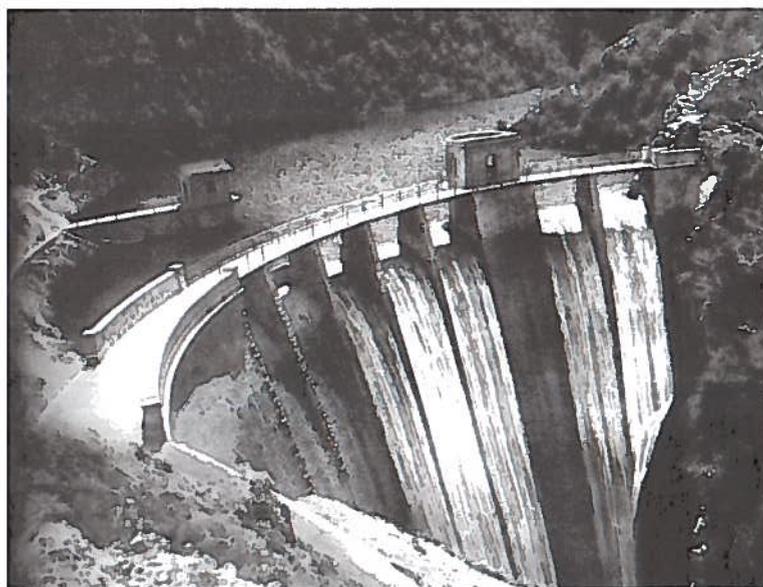


Figura 4.1.6 Diga di Trombaccio (vista da valle). L'invaso artificiale ha una capacità di circa 640.000 m³.

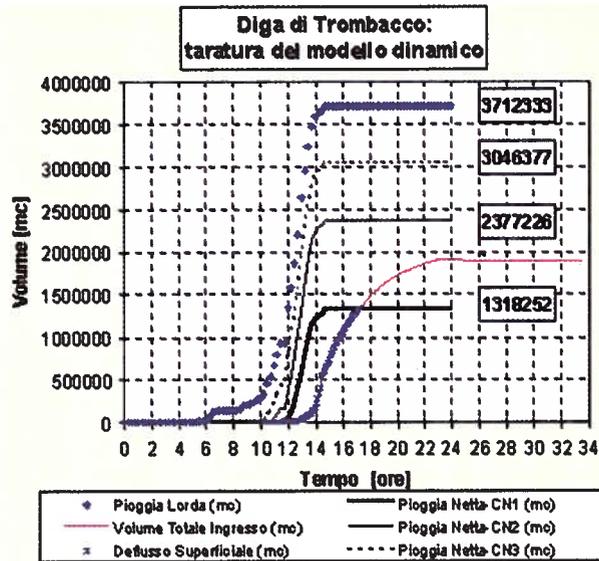


Figura 4.1.7 Stima dei volumi di deflusso superficiali in ingresso all'invaso di Trombacco per diverse condizioni di umidità antecedente, relativi alla precipitazione misurata a Fornovolasco con area di influenza di 9,0 Km².

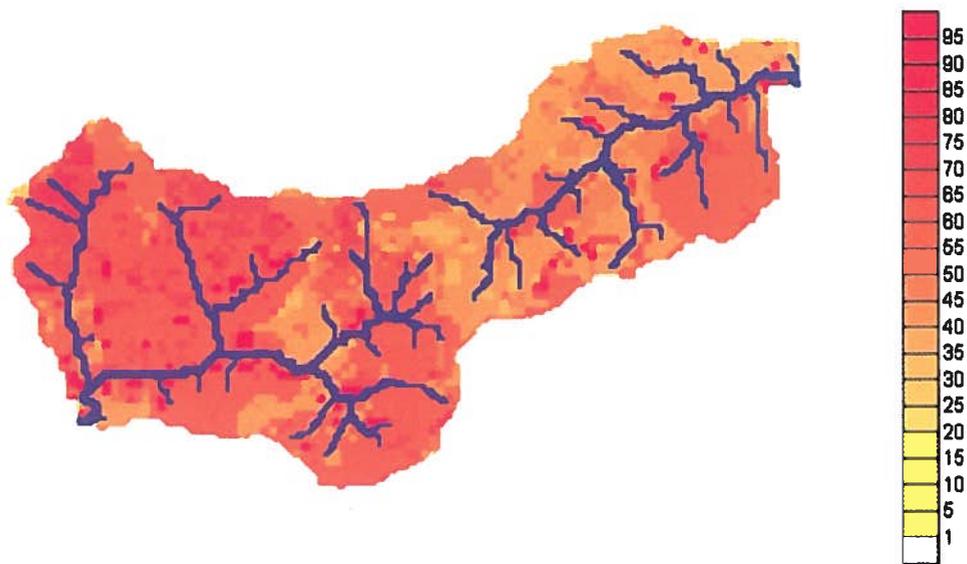


Figura 4.1.8 Mappa del parametro *CN* per la condizione di umidità pre-evento *AMC II* ricavata dalla cartografia regionale 1:25000 con risoluzione della cella di 100 m.

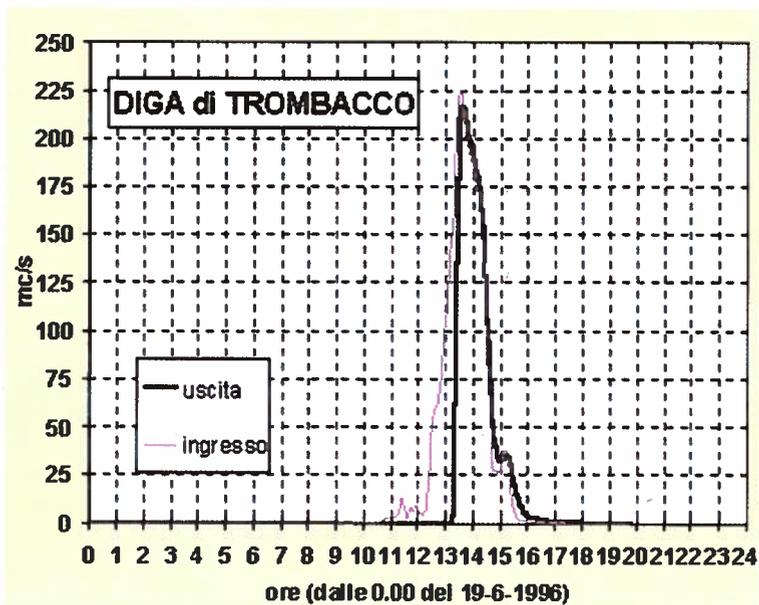


Figura 4.1.9 Simulazione del comportamento della diga di Trombacco durante l'evento del 19 giugno.

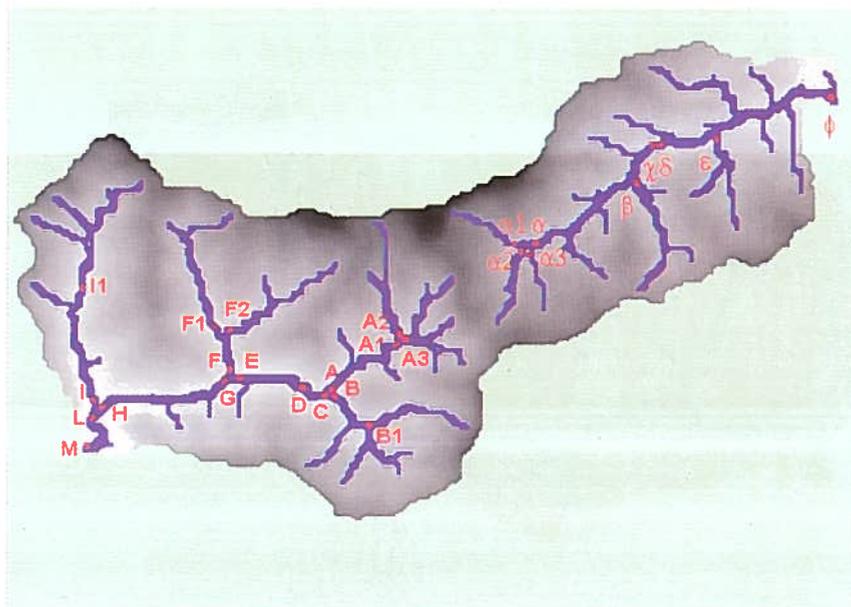


Figura 4.1.10 Sezioni idrografiche di calcolo della portata al colmo di piena.

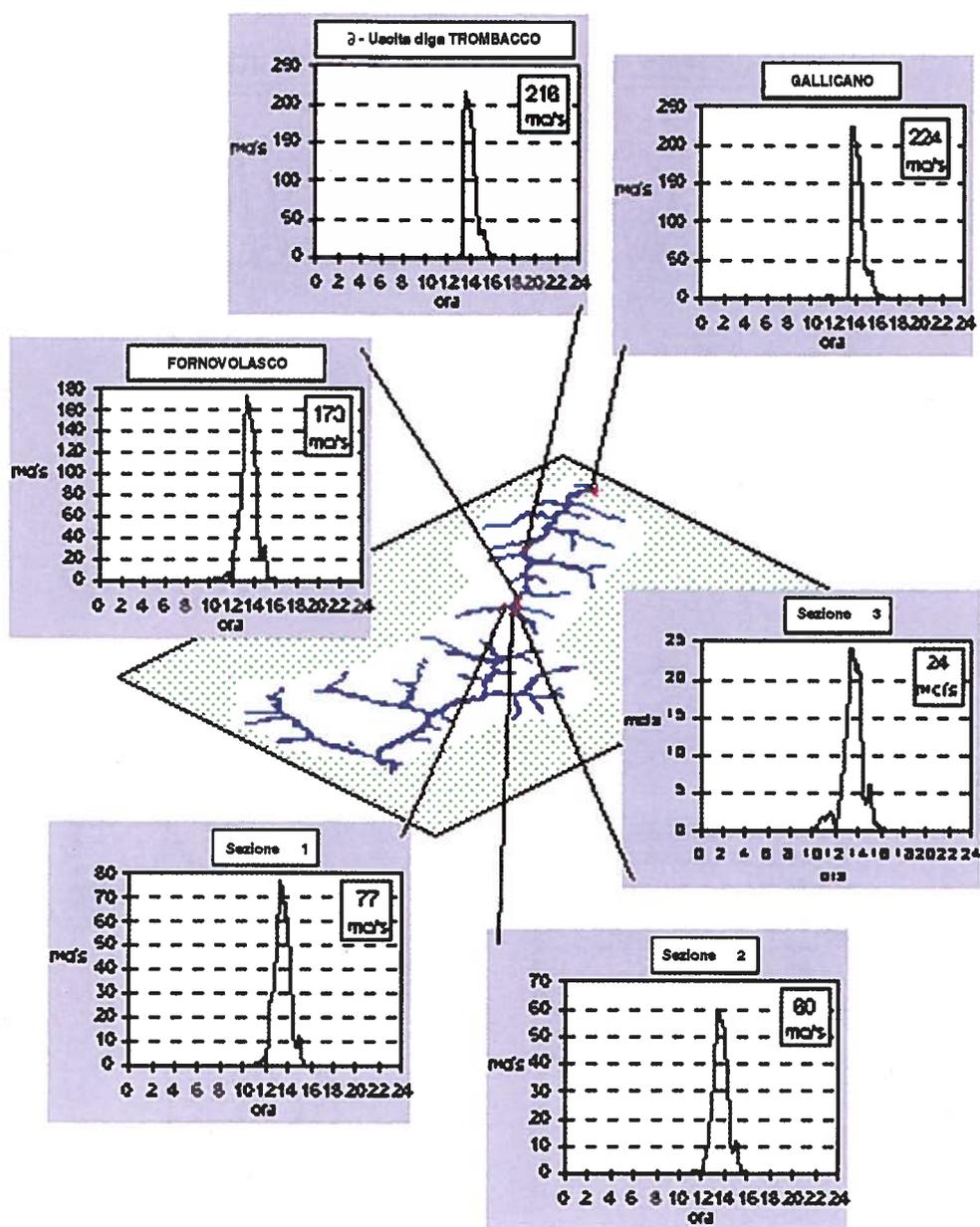


Figura 4.1.11 Torrente del Turrite di Galligiano: idrogrammi di piena simulati per alcune sezioni di chiusura in base alle piogge registrate durante l'evento del 19 giugno 1996.

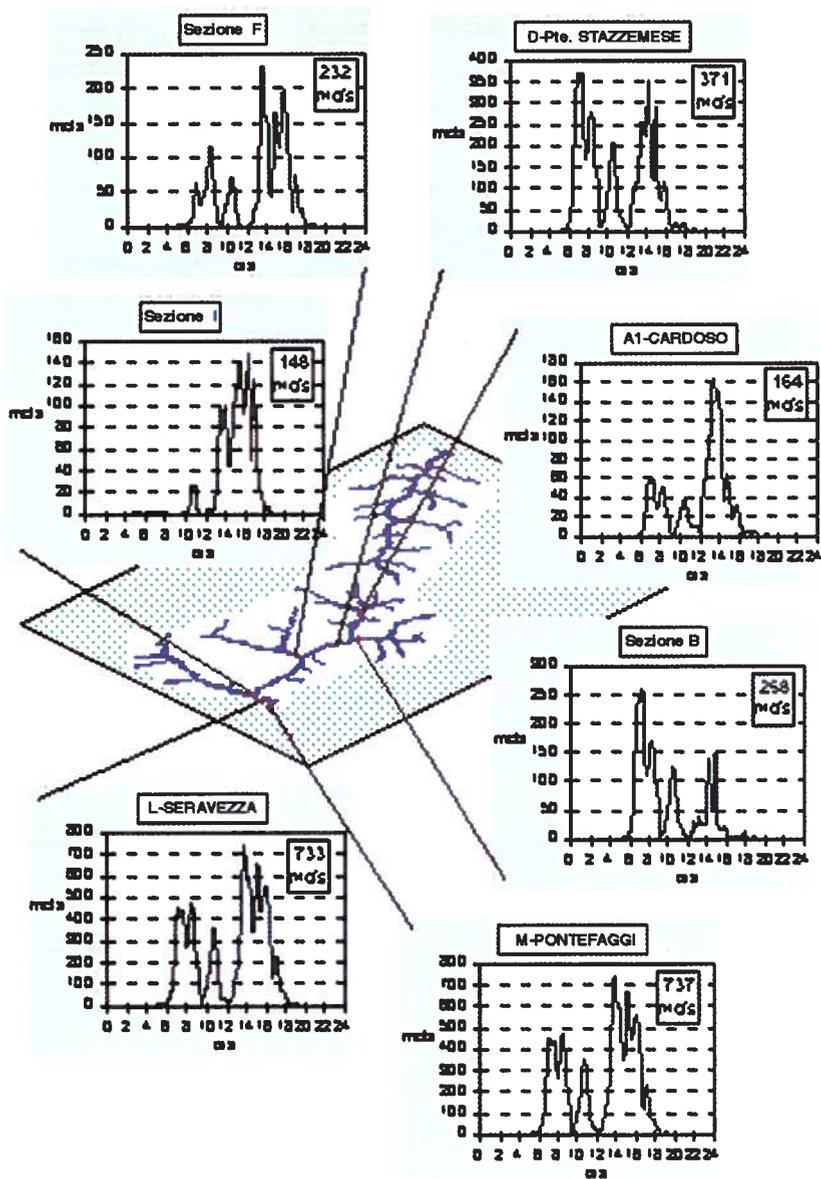


Figura 4.1.12 Fiume Versilia: idrogrammi di piena simulati per alcune sezioni di chiusura in base alle piogge registrate durante l'evento del 19 giugno 1996.

4.2. La valutazione delle portate di rischio lungo la rete idrografica

Marco MANCINI e Renzo ROSSO

4.2.1. Introduzione

Per valutare le portate al colmo di piena temibili con assegnata frequenza o periodo di ritorno si possono seguire due diverse impostazioni. La prima, che dà origine ai metodi diretti, si basa sull'analisi statistica delle osservazioni idrometriche disponibili nel sito di interesse e, se tali osservazioni sono sufficienti, per qualità e quantità dei dati, a garantire affidabili estrapolazioni statistiche, essa fornisce senz'altro i risultati più attendibili. Purtroppo, i metodi diretti sono difficilmente applicabili in molti casi pratici, specialmente nei piccoli bacini, poiché si dispone raramente di osservazioni dirette; ma, soprattutto, quasi mai si dispone di serie storiche di lunghezza sufficiente a contenere le incertezze legate all'estrapolazione statistica, necessaria per ricavare le previsioni di piena associate agli elevati tempi di ritorno di interesse tecnico. Di conseguenza, si deve spesso ricorrere alla seconda impostazione, ovvero ai metodi indiretti, che derivano la distribuzione di probabilità della grandezza di interesse (la portata al colmo) dalle proprietà statistiche di altre grandezze idrometeorologiche e dalle caratteristiche del bacino sotteso dalla sezione idrografica presa in esame. Non fanno eccezione i casi dei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrone di Galliciano, laddove non sono in assoluto disponibili serie di dati idrometrici relative alle massime piene e bisogna perciò ricorrere alla valutazione indiretta delle portate di piena temibili.

Le metodologie indirette contemplano un'ampia gamma di possibilità, dalle formule empiriche di regressione, più o meno complesse, alle tecniche di derivazione probabilistica e di simulazione. In questa sede è stata sviluppata una metodologia basata sulla derivazione probabilistica, che, tramite la trasformazione dello spazio di probabilità della sollecitazione meteorica sul bacino in quello della portata di piena nella sua sezione di chiusura, offre un buon compromesso tra generalità, in quanto a capacità di sintesi dei fenomeni in gioco, e flessibilità, in quanto a capacità di analisi del particolare bacino in esame (Eagleson, 1972; Hebson e Wood, 1982; Diaz-Granados

et al., 1984). Nel caso dei piccoli bacini soggetti a piene improvvise, inoltre, i metodi a base fisica sono in grado di fornire una sintesi matematica meno incerta di quella ricavabile dalle procedure empiriche di trasformazione afflussi-deflussi, in quanto la notevole variabilità dei fenomeni viene almeno parzialmente spiegata da regole deterministiche di funzionamento del sistema (Salas *et al.*, 1994). Con queste premesse, la previsione statistica delle piene nei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano è stata condotta tramite un modello geomorfoclimatico, che deriva le proprietà statistiche delle portate di piena a partire da quelle delle piogge temibili sul bacino idrografico, tramite la loro trasformazione basata su una sintesi fisico-matematica della risposta idrologica del bacino stesso.

Nonostante la ridotta dimensione dei bacini soggetti a piene improvvise, la variabilità spaziale delle diverse grandezze gioca un ruolo non trascurabile. Il progresso tecnologico nel settore dell'osservazione spaziale delle grandezze geofisiche e, parallelamente, nel settore dell'elaborazione delle informazioni ha messo a disposizione dell'ingegneria ambientale gli strumenti per una conoscenza del territorio in forma distribuita nello spazio. Questa disponibilità ha dato impulso allo sviluppo dei Sistemi Informativi Geografici, che a loro volta hanno contribuito ad affermare l'uso delle basi informative territoriali, in cui sono archiviati dati di interesse ambientale, per estendere a qualunque punto del bacino idrografico le valutazioni idrologiche finora limitate ai punti del bacino dove si poteva disporre di osservazioni o dove si potevano applicare procedure globali di stima. Dal punto di vista dell'analisi idrologica delle piene, il supporto informativo di riferimento è essenzialmente rappresentato dal modello topografico digitale e dalla cartografia tematica in forma numerica, relativa, nel caso specifico, alle proprietà di assorbimento del terreno. A partire da questo tipo di informazioni, lo sviluppo del modello geomorfoclimatico è stato condotto in forma distribuita nello spazio, sia per tenere conto degli effetti della variabilità spaziale, sia per ottenere valutazioni ad alta risoluzione delle portate di rischio lungo la rete idrografica.

In questo paragrafo, quindi, viene illustrata la metodologia di valutazione indiretta delle portate di piena temibili, ne viene descritta l'implementazione spazialmente distribuita e ne vengono discussi i risultati alla luce della ricostruzione dei colmi indisturbati di piena dell'evento del 19 giugno 1996, condotta nel paragrafo precedente. Tali valutazioni sono anche confrontate con quelle ricavabili dall'applicazione della cosiddetta Curva Inviluppo delle massime piene alle reti idrografiche dei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano. Tale curva è stata ricavata in base alle indicazioni della Sezione di Pisa del Servizio Idrografico e Mareografico, che ha sviluppato e aggiornato le analisi di Bendini e Novi (1966) sui corsi d'acqua toscani e che si ringrazia qui per la disponibilità mostrata e la collaborazione prestata nel fornire dati ed elaborati.

4.2.2. La modellazione geomorfoclimatica distribuita

La costruzione del modello geomorfoclimatico

Il concetto di derivazione geomorfoclimatica fu introdotto da Eagleson (1972) che per primo intuì il potenziale applicativo proprio di un'impostazione combinata di metodi deterministici e probabilistici per la valutazione delle piene. Questo concetto introduce la determinazione delle proprietà statistiche delle portate di piena a partire da quelle del campo di sollecitazione meteorica sul bacino, tramite una trasformazione basata sulla caratterizzazione fisico-matematica della risposta idrologica del bacino stesso. Il metodo della derivazione geomorfoclimatica applicato nel presente studio è quello inizialmente introdotto da Bacchi e Rosso (1988) e successivamente sviluppato da Adom *et al.* (1989) e Brath *et al.* (1992) per derivare espressioni approssimate delle statistiche di secondo ordine del processo dei volumi e dei colmi di piena. Il metodo dei momenti approssimati è infatti in grado di fornire risultati abbastanza accurati anche in caso di trasformazioni non lineari, come nel caso in esame, e, nello stesso tempo, consente di pervenire a formulazioni esplicite dei risultati stessi (Kottegoda e Rosso, 1997).

In sintesi, la procedura necessaria a costruire il modello probabilistico geomorfoclimatico richiede lo sviluppo di alcuni modelli di processo e, in particolare,

- la scelta e taratura del *modello stocastico di precipitazione*, che descrive la sollecitazione meteorica locale in un punto dello spazio considerato quale teorico centro di scroscio,
- l'individuazione della *legge di ragguaglio all'area* della precipitazione centrale,
- la scelta e taratura del *modello di rifiuto del terreno*,
- la scelta e la taratura del *modello di trasformazione afflussi-deflussi*.

Poiché la portata al colmo di piena discende dalla combinazione di queste componenti, a loro volta soggette a incertezze di rappresentazione e di stima, esse vanno sviluppate in modo coerente, evitando che le incertezze di processo tendano a esaltarsi mutuamente tra loro. A tal fine, va perciò evitata l'introduzione di parametri ridondanti, poiché un modello parsimonioso riduce l'incertezza parametrica e, nello stesso tempo, risulta matematicamente trattabile in fase di derivazione probabilistica.

Una volta sviluppati i modelli di processo, il metodo dei momenti approssimati in serie di Taylor porge una valutazione delle statistiche del secondo ordine del processo dei colmi di piena, ossia la media $E[Q_p]$ e la varianza $Var[Q_p]$. A partire da queste statistiche e da quelle che descrivono il tasso di occorrenza dei nubifragi, è possibile determinare la funzione di distribuzione di probabilità (CDF) della portata al colmo massima annuale Q , una volta specificata la forma analitica della CDF della portata al colmo Q_p del generico evento di piena. Il periodo di ritorno R , in anni, della generica portata al colmo q è quindi dato da

$$R = \frac{1}{1 - \text{Pr}[Q \leq q]}, \quad (4.2.1)$$

dove $\text{Pr}[Q \leq q]$ indica la CDF della portata al colmo massima annuale Q .

I modelli di processo

Modello stocastico di precipitazione. La caratterizzazione dei nubifragi, che provocano le piene improvvise nei piccoli bacini a risposta impulsiva, viene condotta tramite un modello stocastico di pioggia a scala puntuale, le cui caratteristiche devono soddisfare, da un lato, la capacità di riprodurre le caratteristiche salienti dei nubifragi, in termini di occorrenza, intensità e durata degli eventi meteorici estremi; e, dall'altro, i requisiti di semplicità e compattezza della formulazione, necessari per affrontare in modo praticabile il problema della derivazione della legge di frequenza delle piene. Un altro fattore, da non trascurare nella formulazione del modello di pioggia, è la sua attitudine alla taratura in base all'informazione pluviometrica usualmente disponibile, quali i massimi annuali di pioggia a durata prefissata. Con questi presupposti, è ragionevole adottare, per la pioggia locale nel punto del bacino assunto quale generico centro di scroscio, il modello Independent Poisson Marks (IPM), nella forma esponenziale proposta da Eagleson (1972). Il fenomeno viene così schematizzato come una successione aleatoria, a cronologia poissoniana, di impulsi rettangolari di intensità i_r e durata t_r , entrambe aleatorie, mutuamente indipendenti e indipendenti dalla medesima successione cronologica. Quale che sia la distribuzione di probabilità di i_r e t_r , l'ipotesi di indipendenza stocastica tra intensità e durata consente di esprimere la media μ_p dell'altezza di pioggia locale P , calcolata come prodotto dell'intensità dell'evento per la sua durata, come

$$\mu_p = \mu_i \mu_t, \quad (4.2.2)$$

avendo indicato con μ_i e μ_t i valori attesi di i_r e t_r , rispettivamente. Per via della variabilità spaziale delle precipitazioni, la valutazione dei parametri di intensità e durata, che variano nello spazio da stazione a stazione, va condotta globalmente per le stazioni pluviometriche di interesse, vincolando la parametrizzazione di intensità e durata locale dei modelli puntuali al valore comune del tasso poissoniano di occorrenza L , che rappresenta il numero medio annuo dei nubifragi che colpiscono il bacino.

Legge di ragguglio all'area. L'altezza media di precipitazione P_A che cade sul bacino di superficie A durante il generico evento meteorico è esprimibile in funzione dell'altezza di pioggia puntuale $P = P(u)$ come

$$P_A = \frac{1}{A} \int P(u) du,$$

avendo indicato con $u = (x, y)$ il generico punto del bacino di coordinate cartesiane x e y . Assumendo che il campo di precipitazione si possa considerare omogeneo, il fattore di attenuazione k è funzione del grado di correlazione spaziale secondo la relazione

$$k^2 = \frac{\sigma_p^2}{\sigma_p^2} = \frac{1}{A} \iint_A \rho(u_1, u_2) du_1 du_2 = E_A[\rho(u_1, u_2); A],$$

in cui $E_A[\cdot]$ indica l'operatore valore atteso nello spazio e $\rho(\cdot)$ esprime il coefficiente di correlazione tra le altezze di precipitazione nei punti di coordinata spaziale generica u_1 e u_2 (Rodriguez-Iturbe e Mejia, 1974). Questa definizione evidenzia come k^2 , che può essere riguardato come un coefficiente di ragguaglio all'area, rappresenti un fattore climatico di scala, il cui valore dipende dall'interazione tra la struttura della funzione di correlazione spaziale del campo di pioggia, da un lato, e l'estensione e la forma del bacino idrografico, dall'altro. In generale, a parità di dimensione e forma del bacino, k^2 risulterà tanto minore quanto più rapidamente si attenua la correlazione $-\rho(z)$ del campo di pioggia all'aumentare della distanza. Viceversa, per una assegnata funzione $-\rho(z)$, il valore di k^2 dipenderà dall'estensione e dalla forma del bacino, tendendo a diminuire all'aumentare delle dimensioni di quest'ultimo, nonché dalla durata dello scroscio, tendendo ad aumentare all'aumentare della durata di quest'ultimo, ossia $k^2 = k^2 A_t$. Nel presente studio, il fattore di attenuazione è stato assunto pari al fattore di riduzione empirico delle precipitazioni areali, secondo le indicazioni di Brath *et al.* (1992). Alle numerose formulazioni empiriche proposte in letteratura (U.S. Weather Bureau, 1958; Supino, 1964; Moisello e Papiri, 1986) è stato preferito un modello in grado di riscaldare l'altezza di pioggia sul bacino rispetto a quello puntuale tramite una trasformazione auto-affine dell'area e della durata; è stata perciò utilizzata la relazione

$$k_{A,t}^2 = (1 + \varpi A^{a,t} b)^{-c}, \quad (4.2.3)$$

che rappresenta un andamento scala invariante auto-affine del campo di precipitazione, in accordo con i più recenti studi sull'attenuazione spaziale dei campi di pioggia (Bacchi e Ranzi, 1996).

Modelli di rifiuto del terreno e di trasformazione afflussi-deflussi. La portata al colmo di piena associata al generico nubifragio si può esprimere, in via approssimata, tramite una relazione dalla struttura analoga a quella della formula razionale, ossia

$$Q_p = AI_{e,A} \varepsilon(I_{e,A}, T_{e,A}), \quad (4.2.4)$$

dove $T_{e,A}$ ed $I_{e,A}$ indicano rispettivamente la durata e l'intensità media a scala di bacino della precipitazione netta, assunta costante nel tempo, ed $\varepsilon(I_{e,A}, T_{e,A})$ un fattore di attenuazione, che rappresenta l'effetto di laminazione dovuto al ruscellamento sui versanti ed alla propagazione lungo la rete di drenaggio nel suo insieme. Nell'ipotesi

di linearità della trasformazione dell'afflusso efficace in deflusso alveato, tale fattore è indipendente dall'entità della sollecitazione $I_{e,A}$. Se si assume poi, in accordo con l' analogia di Nash (1958) della cascata di m serbatoi lineari di ugual costante temporale K , che l'idrogramma unitario istantaneo (IUH) del bacino sia rappresentato dalla densità di probabilità della distribuzione gamma, il fattore di attenuazione può essere espresso, sempre in via approssimata, come

$$\varepsilon = 1 - e^{-T_{e,A}/t_L},$$

dove t_L indica il tempo di ritardo del bacino, che vale $t_L = mK$ per l'IUH di tipo gamma (Jacchi et al., 1989). Si ottiene quindi

$$Q_p = AI_{e,A}(1 - e^{-T_{e,A}/mK}). \quad (4.2.5)$$

La determinazione di $I_{e,A}$ richiede l'introduzione di un opportuno modello di assorbimento del terreno. Utilizzando a tal fine il metodo SCS-CN, illustrato nel paragrafo 3.6, viene determinato il volume specifico di pioggia efficace R_A , conseguente alla precipitazione di altezza generica P_A , come

$$R_A = \begin{cases} \frac{(P_A - I_a)^2}{(P_A - I_a + S)} & , \text{ per } P_A > I_a \\ 0 & , \text{ per } P_A \leq I_a \end{cases} \quad (4.2.6)$$

dove I_a indica la perdita iniziale, frutto del complesso di fenomeni di intercettazione ed imbibimento che si attuano nella fase iniziale della precipitazione, e S rappresenta il massimo volume specifico che può essere invaso nel terreno, determinato in base a quello del parametro CN secondo la relazione

$$S = S_0(100/CN - 1), \quad (4.2.7)$$

con $S_0 = 254$ nel caso in cui si esprima S in mm (*U.S. Dept. Agric., Soil Conservation Service, 1972*). L'intensità media della pioggia efficace $I_{e,A}$ viene perciò determinata dalla

$$I_{e,A} = \frac{R_A}{T_{e,A}}, \quad (4.2.8)$$

dove $T_{e,A}$ rappresenta la durata di tale pioggia a scala di bacino. Se ancora si assume che la durata della pioggia efficace a scala di bacino $T_{e,A}$ sia pari a quella corrispondente alla sollecitazione areale, T_A , la portata al colmo risulta pari a

$$Q_p = \begin{cases} A \frac{(P_A - I_a)^2}{(P_A - I_a + S)T_a} (1 - e^{-T_A/t_L}) & , \text{ per } P_A > I_a \\ 0 & , \text{ per } P_A \leq I_a \end{cases} \quad (4.2.9)$$

e dipende dalle variabili aleatorie P_A e T_A , a loro volta derivate dalle variabili aleatorie i_r e t_r della sollecitazione meteorica.

Il periodo di ritorno della portata al colmo

Derivazione delle statistiche del secondo ordine. Utilizzando i modelli di processo sopra illustrati, risulta possibile derivare la media $E[Q_p]$ e la varianza $Var[Q_p]$ di Q_p con il metodo *SOMS*, ossia *Order Second Moment approximation*, sviluppato tramite approssimazioni del secondo ordine in serie di Taylor intorno al valore atteso della trasformazione non lineare (4.2.9). Nel caso in cui le variabili aleatorie i_r e t_r siano indipendenti tra loro e distribuite con legge esponenziale, si ottengono le seguenti relazioni:

$$E[Q_p] \cong A \mu_p \mu_t^{-1} \Psi \{ [(1 - e^{-\Xi})(1 + k_{A,t}^2) - k_{A,t}^2 \Xi(1 + \Xi/2)e^{-\Xi}] \cdot [1 + 3k_{A,t}^2(1 - \Psi)^2] + k_{A,t}^2(2 - \Psi) [(1 + \Xi)e^{-\Xi} - 1] \} \quad (4.2.10)$$

$$Var[Q_p] \cong A^2 \mu_p^2 \mu_t^{-2} \Psi^2 k_{A,t}^2 \{ [1 + 3k_{A,t}^2(1 - \Psi)^2] [(1 + \Xi)e^{-\Xi} - 1]^2 + 2(2 - \Psi)(1 - e^{-\Xi}) [(1 + \Xi)e^{-\Xi} - 1] [1 + 3k_{A,t}^2(1 - \Psi)^2] + 3(2 - \Psi)^2(1 - e^{-\Xi})^2 \} \quad (4.2.11)$$

dove si è posto $\Xi = \mu_t/t_L$ e $\Psi = \mu_p/(\mu_p + S)$. In definitiva, le statistiche della portata al colmo di un evento di piena, Q_p , vengono a dipendere, oltre che dalle statistiche del processo di pioggia, anche dai tre parametri adimensionali, Ξ , Ψ e k^2 , che sono legati alla trasformazione della sollecitazione meteorica in risposta idrologica e che rappresentano, rispettivamente, l'interazione tra la durata media degli eventi meteorici e il tempo di ritardo del bacino, tra il volume specifico medio dei nubifragi e la capacità di assorbimento del terreno, e tra l'area delineata dallo spartiacque del bacino e la struttura di correlazione spaziale del campo di pioggia.

Portata al colmo massima annuale. In caso di piene poissoniane, una volta note media e varianza della portata al colmo di un generico evento di piena, è sufficiente specificare la forma della funzione di distribuzione di Q_p per determinare le corrispondenti statistiche dei valori massimi annuali, in base alla quale ricavare la relazione funzionale tra la portata al colmo Q e il tempo di ritorno R . Vale infatti la relazione

$$Pr[Q \leq q] = \exp\{-\Lambda(1 - Pr[Q_p \leq q])\}. \quad (4.2.12)$$

in cui Λ esprime il numero medio annuo di colmi di piena mutuamente indipendenti e $Pr[X \leq x]$ indica la CDF della variabile aleatoria X (Kottegoda e Rosso, 1997). Se si assume che la CDF delle massime piene manifesti una coda iperbolica, si può ragionevolmente assumere che $Pr[Q_p \leq q]$ sia rappresentabile con la legge di Pareto, la quale, a sua volta, porge una distribuzione del valore estremo di secondo tipo (legge di Fréchet) per i massimi annuali, ossia

$$Pr[Q] = \exp\left[-\left(\frac{\xi}{q}\right)^\theta\right] \quad (4.2.13)$$

i cui parametri sono dati da

$$\theta = 1 + \sqrt{1 + \frac{E^2[Q_p]}{Var[Q_p]}}, \quad (4.2.14)$$

e

$$\xi = \frac{\theta - 1}{\theta} \Lambda^{1/\theta} E[Q_p], \quad (4.2.15)$$

In base alla (4.2.1), il periodo di ritorno del generico valore q di portata al colmo è dato da

$$R = \left\{ 1 - \exp\left[-\left(\frac{\xi}{q}\right)^\theta\right] \right\}^{-1} \quad (4.2.16)$$

e, di converso, la portata q ha periodo di ritorno

$$q = -\xi \left[1n\left(\frac{R-1}{R}\right) \right]^{-1/\theta}, \quad (4.2.17)$$

con R in anni. I parametri del modello di previsione statistica delle portate di piena, espresso dalle (4.2.16) e (4.2.17) in forma compatta, vengono quindi a dipendere, tramite $E[Q_p]$ e $Var[Q_p]$ dalle proprietà statistiche dei nubifragi e dalla sintetica caratterizzazione della risposta del bacino, rappresentata dalla trasformazione non lineare (4.2.9).

La valutazione dei parametri in base all'informazione distribuita nello spazio

Variabilità spaziale e modello numerico del terreno. Il modello probabilistico adottato dipende da alcuni parametri che identificano l'assetto geomorfoclimatico del bacino, la cui stima, in un'applicazione distribuita del modello che sia in grado di fornire la previsione di piena per qualunque sezione del reticolo idrografico, viene condotta sulla base delle matrici delle quote, della permeabilità e dell'uso del suolo, con la sola eccezione, come si vedrà poco oltre, dei parametri relativi al modello di precipitazione. In particolare, è stato utilizzato, per l'intera area di studio, un modello topografico digitale in forma *raster* (nella forma nota in letteratura sotto la dizione di *Grid-Based Digital Elevation Model*, o DEM), che fornisce la quota del terreno tramite una discretizzazione in maglie quadrate di dimensioni medie pari a 100 m nelle due direzioni cartesiane, Est-Ovest e Nord-Sud. Sullo stesso riferimento spaziale, sono state poi utilizzate la carta tematica della permeabilità e quella dell'uso del suolo, i cui dati sono stati resi congruenti rispetto alla griglia del *raster*. A partire dalla mappa topografica di tipo numerico in forma matriciale sono stati delimitati automaticamente i bacini di interesse e le relative reti idrografiche, comprensive dei percorsi idraulici sui versanti e in rete (Band, 1986; Carrara, 1988; Moore *et al.*, 1991; Rosso, 1994). Ogni tematismo viene poi rappresentato nella generica cella da un codice numerico, che codifica l'attributo idrologico a esso relativo.

Valutazione dei parametri di assorbimento e del parametro cinematico. Come ricordato in precedenza, disponendo per i bacini esaminati delle carte tematiche di permeabilità e di uso del suolo, digitalizzate su una maglia coerente con quella del modello digitale delle quote, è possibile, a partire da queste, determinare per ogni cella del modello digitale il valore del parametro CN e, conseguentemente del parametro S , definito come massima capacità di ritenzione potenziale del terreno. Per la stima di CN , i cui risultati sono dettagliatamente descritti nel paragrafo 3.6, le quattro classi di permeabilità del terreno sono state incrociate con le undici classi di uso del suolo. Questa procedura fornisce il valore di CN per una situazione media di umidità del terreno all'atto della piena (condizione AMC II). Per contro, il modello probabilistico di previsione ha lo scopo di riprodurre condizioni estreme, fornendo altresì risultati cautelativi. Considerato che in occasione delle piene maggiori assai spesso il terreno del bacino si presenta, almeno nel suo strato superficiale, in condizioni di elevato imbibimento, si è preferito quindi adottare quale parametro di assorbimento il valore di CN_{III} , che corrisponde alla condizione AMC III, legato a quello medio dalla relazione riportata in paragrafo 3.6. Per quanto riguarda il parametro cinematico t_L , infine, esso viene ricavato, secondo la formulazione riportata ancora nel paragrafo 3.6, dal corrispondente valore del tempo di corrivazione t_c ottenuto con il metodo SCS-CN nell'ipotesi di $t_c = 1.67t_L$ (*U.S. Dept. Agric., Soil Conservation Service*, 1973).

Valutazione dei parametri climatici. Con questo termine si indicano i parametri del modello di precipitazione utilizzato nella derivazione e quelli relativi alla legge di ri-

duzione areale. Il modello IPM richiede la stima di tre parametri, rispettivamente l'intensità media di precipitazione di un evento, la sua durata media e il numero di eventi in un periodo di osservazione fissato. Tra le diverse procedure di stima disponibili (Burlando, 1989) è stata adottata quella più adatta a fornire una taratura idonea alla riproduzione degli eventi di forte intensità e, quindi, adeguata a descrivere i nubifragi che danno origine alle piene. La stima avviene così utilizzando una procedura che impone la congruenza tra le proprietà di estremo del modello stesso e le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica, desunte con tecniche inferenziali dalle osservazioni disponibili. Tale procedura si basa sui risultati teorici ottenuti da Bacchi *et al.* (1987, 1989) e, successivamente, da Bacchi *et al.* (1994), che hanno determinato le proprietà estreme del modello IPM e, in particolare, la relazione tra i parametri del modello e le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica nel caso in cui l'intensità, i_r , e la durata, t_r , degli eventi siano distribuite esponenzialmente. Per via della difficoltà del modello IPM nel riprodurre le statistiche estreme per l'intero campo delle possibili durate di pioggia, la taratura, condotta tramite un metodo di ottimizzazione numerica, va finalizzata al migliore adeguamento degli estremi nel campo delle durate di maggiore interesse in ragione delle dimensioni del bacino in esame, in questo caso fino a poche ore. Inoltre, la variabilità spaziale delle precipitazioni nei bacini esaminati ha comportato la stima locale dei parametri μ_i e μ_t per ogni stazione pluviometrica, vincolata a un valore comune del tasso di occorrenza λ . I risultati locali, ottenuti dall'elaborazione dei dati relativi alle stazioni di Figura 4.2.1, presentano un'elevata variabilità (Tabella 4.2.1). I valori attesi nel centro di scroscio sono stati quindi particolarizzati per ogni singola sezione idrografica tramite una procedura geostatistica di interpolazione, appoggiata sulle stime locali. In tal modo, ad ogni sezione del reticolo idrografico viene associato un appropriato centro di scroscio, cui corrisponde uno specifico modello globale di precipitazione.

Per quanto riguarda la taratura del fattore climatico, $k^2_{A,t}$, in assenza di una lunga serie di osservazioni multisito per l'area in esame, si è preferito valutare i parametri della legge di riduzione (4.2.3) a partire dalle curve di attenuazione basate sul più esteso campione di dati sperimentali tuttora disponibile, riportate dal Flood Studies Report del *Natural Environmental Research Council* (1975). I parametri della (4.2.3) risultano, quindi, pari a $\omega = 0.02$, $a = 0.37$, $b = 0.48$ e $c = 2$, per t espresso in ore ed A in Km^2 e il fattore di attenuazione viene espresso dalla relazione

$$k^2_{A,t} = (1 + 0.02A^{0.37}t^{-0.48})^{-2}, \quad (4.2.18)$$

e dipende dalla sezione idrografica in esame in virtù della dipendenza dall'area sottesa e dalla durata (aleatoria) dello scroscio.

Sintesi della parametrizzazione. In Tabella 4.2.2 viene riportata una sintesi dei risultati della procedura di valutazione dei parametri del modello probabilistico geomorfoclimatico, compresi i valori delle statistiche del secondo ordine del colmo di

piena, $E[Q_p]$ e $Var[Q_p]$. Tale sintesi è stata condotta per le sezioni salienti del fiume Versilia e del torrente Turrîte di Gallicano indicate in Figura 4.2.2. Si può osservare come, procedendo lungo il fiume Versilia da monte verso valle, il valore della massima capacità di ritenzione potenziale del terreno a scala di bacino tenda a diminuire, per l'effetto combinato di fattori morfologici, vegetazionali e antropici, mentre ciò non si riscontra per il torrente Turrîte di Gallicano, che, chiuso a Trombacco, sottende un bacino prevalentemente montano.

La procedura di calcolo e il codice FLORA

Elaborazioni preliminari. L'implementazione del modello probabilistico geomorfoclimatico richiede una serie di elaborazioni preliminari, finalizzate a costruire la base di parametri geografici e idrologici necessaria alla determinazione delle portate di piena lungo la rete idrografica, per la quale è stato poi costruito un codice di calcolo e restituzione automatica. La fase di predisposizione dei dati (caratterizzata da elaborazioni che vengono condotte una volta per tutte, esternamente al codice di calcolo e restituzione) richiede, per ogni cella del raster definito in base al DEM,

- l'identificazione del reticolo dei percorsi idraulici, il calcolo delle pendenze locali, il calcolo delle aree drenate da ogni cella appartenente al reticolo, la lunghezza dei rami del reticolo e la costruzione delle relative matrici, a partire dal DEM;
- la valutazione del parametro CN e, quindi, della massima capacità di ritenzione del terreno, S , e la costruzione delle relative matrici, a partire dalle mappe tematiche digitali della litologia e dell'uso del suolo;
- la valutazione dei parametri climatici, vale a dire il tasso di occorrenza, l'intensità e la durata medie della precipitazione, a partire dai dati pluviometrici disponibili nelle stazioni ricadenti nel bacino e dalle matrici dei percorsi idraulici e delle aree drenanti;
- la valutazione del tempo di ritardo della rete e la costruzione della relativa matrice, a partire dalle matrici del parametro CN , delle pendenze locali, dei percorsi idraulici e delle aree drenanti.

In queste operazioni, gioca un ruolo importante la qualità del DEM, che, nel caso specifico, ha una risoluzione sufficiente agli scopi dell'analisi idrologica, poiché le quote sono rese disponibili su una griglia a maglia quadrata di 100 m di lato. L'elaborazione di questi dati consente di identificare in modo automatico la rete dei percorsi idraulici e la configurazione delle aree drenanti, sulla cui base viene condotta la stima distribuita dei parametri del modello. In particolare, l'identificazione della rete avviene in modo automatico tramite un algoritmo di calcolo, che, analizzando le pendenze locali, costruisce una matrice di puntatori, i quali definiscono, cella per cella, la direzione del flusso e quindi il percorso della rete drenante geomorfologicamente ordinata. Una volta identificato il reticolo risulta immediato determinare l'area contribuyente sottesa da ogni cella del reticolo, la lunghezza dei rami della rete e le pendenze,

tutti dati necessari a valutare le caratteristiche della sollecitazione meteorica, dell'assorbimento del terreno e della risposta della rete idrografica.

Il codice FLORA di calcolo distribuito del rischio idrologico. Le procedure di calcolo delle portate temibili sono state formalizzate attraverso la realizzazione di un codice di analisi distribuita del rischio idrologico sotto forma di interfaccia informatica operante su personal computer, denominato *FLORA*, acronimo per *Flood Risk Analyzer* (Burlando *et al.*, 1994). All'operatore viene data possibilità di richiedere sia il calcolo della portata di rischio in qualunque sezione della rete idrografica, sia la restituzione degli attributi territoriali e idrologici, tanto nella forma originale, quanto in quella elaborata in termini di parametri idrologici. In entrambi i casi l'operazione interattiva di scelta della sezione e di elaborazione avviene, per il particolare ambiente di sistema scelto per lo sviluppo di questo software, tramite lo strumento di puntamento sullo schermo, il "mouse", il cui funzionamento è caratterizzato dal rumore emesso dal tasto operativo, onomatopeicamente indicato dal vocabolo "click". Sul video l'operatore dispone di una finestra interattiva contenente una rappresentazione raster del bacino idrografico, in cui sono riportati i vari rami del reticolo, contrassegnati da colori differenti. Accanto a tale rappresentazione, compaiono di volta in volta, a seconda dell'opzione desiderata, le indicazioni degli attributi idrologici o delle elaborazioni a essa relative.

La Figura 4.2.3 mostra la finestra operativa, nella quale sono poste in evidenza le opzioni relative al calcolo della portata al colmo. In questa finestra, oltre alla rappresentazione raster del bacino, viene riportata una zona destinata alla restituzione dei dati e delle elaborazioni. Quest'ultima risulta suddivisa in tre sottozone: la prima relativa alla restituzione dei dati geografici, topografici e geolitologici locali, riferiti, cioè, alla cella selezionata con il mouse dall'operatore; la seconda relativa ai dati riguardanti il bacino sotteso dalla sezione prescelta, ottenuti elaborando i dati relativi a ogni cella di monte; e la terza riservata ai risultati delle elaborazioni in termini di portata al colmo. In particolare, nella zona di restituzione dei dati locali vengono forniti, per la cella selezionata dall'operatore, la latitudine, la longitudine, la quota, la classe di permeabilità, la classe di uso del suolo, il valore di *CN* e il valore della massima capacità di ritenzione idrica potenziale del suolo, *S*. Nella zona relativa ai dati del bacino sotteso dalla sezione selezionata sono invece forniti il valore dell'area drenata, la pendenza media del bacino, la lunghezza dell'asta fluviale, i valori di *CN* e di *S* mediati sull'area sottesa dalla sezione, il tempo di ritardo del bacino, nonché i parametri climatici, quali il valore del fattore di attenuazione delle precipitazioni e dei parametri del modello stocastico di pioggia nel centro di scroscio. Infine, per il calcolo della portata al colmo nella generica sezione selezionata è sufficiente operare un click con il mouse sulla cella prescelta per ottenere il calcolo con la curva in sviluppo e con il modello probabilistico per cinque differenti livelli di rischio fissati, corrispondenti ai periodi di ritorno di 10, 20, 50, 100 e 200 anni. Un'ulteriore opzione

consente di specificare un tempo di ritorno, per il quale si desidera conoscere la portata, diverso da quelli preindicati nella finestra.

La determinazione del valore della portata di rischio per ogni sezione del corso d'acqua e dei suoi affluenti avviene in modalità dinamica, poiché le relative elaborazioni vengono ripetute in tempo reale internamente alla procedura, a ogni richiesta di calcolo della portata di rischio effettuata dall'operatore. Con tale modalità viene quindi condotta la valutazione, per ogni punto della rete idrografica, sia della portata massima annuale ad assegnato tempo di ritorno secondo il modello geomorfoclimatico, sia del massimo valore della portata secondo il criterio deterministico della Curva Inviluppo. Per ogni cella rappresentativa di una sezione del reticolo idrografico, la procedura esegue il calcolo delle statistiche della portata al colmo di piena, la stima dei parametri della distribuzione $Pr[Q \leq q]$ e, infine, il calcolo della portata al colmo per i periodi di ritorno prefissati e per il periodo di ritorno a scelta. Nel caso del metodo della Curva Inviluppo, invece, il calcolo della portata al colmo viene condotto interpolando analiticamente i punti dell'inviluppo osservato dei valori di massima portata specifica, forniti dalla Sezione di Pisa del Servizio Idrografico e Mareografico, riscalandone poi il valore in base all'area sottesa, identificata nella matrice delle aree drenanti in corrispondenza della cella selezionata dall'operatore.

Le ulteriori opzioni del codice FLORA. La scelta di un ambiente operativo a finestre offre la possibilità di selezionare non solo la finestra della modalità dinamica di elaborazione, ma una serie di ulteriori finestre informative, ciascuna delle quali fornisce una rappresentazione *raster* di uno specifico attributo del bacino, o di un parametro idrologico. La sintassi per muoversi da una finestra all'altra è quella del sistema WindowsTM: è così possibile richiamare sul video le altre finestre previste dal codice *FLORA* operando la selezione delle opzioni puntando il mouse sui "bottoni" predefiniti o richiamando passo-passo i comandi da menu. In particolare, il menu di ingresso rende disponibili e accessibili le finestre che mostrano la rappresentazione *raster* della cartografia di base (classi di permeabilità e uso del suolo) e derivata (parametri di assorbimento, *CN* e *S*, e cinematico, *t_c*).

Risultati

Portate di rischio. Una sintesi dei risultati ottenuti dalla procedura di calcolo sopra descritta viene riportata in Tabella 4.2.3, dove viene indicato il valore della portata al colmo con periodo di ritorno pari a 10, 20, 50, 100, 200 e 500 anni per le sezioni idrografiche salienti indicate in Figura 4.2.2. La massima cautela va osservata nell'impiego del valore 500-ennale, poiché la procedura di valutazione, che si basa sulle proprietà statistiche delle precipitazioni intense, è soggetta all'elevata incertezza connessa alla relativa brevità delle osservazioni, da cui tali statistiche vengono desunte. Tale dato fornisce soltanto una indicazione di larga massima. A titolo di confronto, sono stati anche calcolati i valori ottenuti dall'applicazione della Curva Inviluppo, tarata in base ai dati forniti dalla Sezione di Pisa del Servizio Idrografico e

Mareografico. Si può osservare come il periodo di ritorno della massima piena ottenuta con tale procedura risulti assai variabile, sia lungo il fiume Versilia che lungo il torrente Turrite di Galliciano: per quest'ultimo, la portata "inviluppo" ha periodo di ritorno estremamente elevato, che supera addirittura i 200 anni e, forse, i 500; lungo il Versilia, invece, essa ha valori compresi tra 100 e 200 anni per le sezioni più a valle, ma aumenta considerevolmente muovendo verso monte. Per ulteriore confronto, sono state anche calcolate le portate di piena che discendono dall'applicazione della Curva Inviluppo della Liguria Tirrenica calcolata da Cati (1970) e che, confrontate con le previsioni statistiche, porgono un risultato non troppo difforme dai precedenti valori inviluppo (Figura 4.2.4).

Confronto con altre metodologie di calcolo. Per verificare la consistenza delle stime condotte, è stato altresì operato un confronto con altre metodologie di calcolo. In particolare, è stata sviluppata la metodologia basata sulla curva di crescita delle portate rinormalizzate di piena, secondo le preliminari indicazioni di Brath e Rosso (1994) e le ulteriori ricerche di Rosso *et al.* (1996) e Brath *et al.* (1996 e 1997) svolte nel quadro del Progetto Valutazione delle Piene del Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche. In estrema sintesi, il calcolo della massima piena si basa sulla curva di crescita regionale nella forma

$$q = Q_{indice} \left[\varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - e^{-ky}) \right], \quad (4.2.19)$$

che deriva dalla distribuzione generalizzata dal valore estremo o *GEV*, dove $y = \ln [\ln (R/(R-1))]$ è la variabile ridotta di Gumbel, che dipende dal periodo di ritorno prescelto; ε , α e k sono parametri stimati a scala regionale; e $Q_{indice} = E[Q]$ indica la portata di riferimento o portata indice, che dipende dalla sezione idrografica considerata. Per quanto riguarda la regionalizzazione delle portate al colmo massime annuali, che porge i valori di ε , α e k , si è assimilata la zona Versiliese e il limitrofo bacino del Serchio alla Liguria Tirrenica; infatti, risulta pressoché trascurabile la modificazione della curva di crescita della Liguria Tirrenica che si ricava integrando i dati liguri con i (pochi) dati disponibili per questa zona (Tabella 4.2.4 e Figura 4.2.5). La portata indice è stata invece stimata con due diverse metodologie: la prima si basa sulla stessa procedura del metodo probabilistico geomorfoclimatico e valuta la portata indice con il metodo *SOSM* visto in precedenza, limitato al primo ordine del momento statistico (Brath *et al.*, 1996); la seconda si basa sullo stesso modello di trasformazione del modello probabilistico geomorfoclimatico, ma utilizza, in luogo del modello stocastico di pioggia, la linea segnalatrice di probabilità pluviometrica attesa per derivare la portata indice quale valore atteso dei massimi annuali di portata al colmo. In pratica, la prima procedura (*GeoSOFM*) equivale a un'applicazione ridotta del metodo probabilistico geomorfoclimatico, mentre la seconda (*GeoERF*) all'applicazione della formula razionale al valore atteso della piena massima annuale. Il

confronto dei risultati, riportato per alcune sezioni idrografiche salienti in Figura 4.2.6, indica una buona concordanza delle previsioni, ma fa rilevare, nello stesso tempo, come le maggiori incertezze di previsione si verifichino nei bacini di piccole dimensioni.

Effetti della non stazionarietà climatica. Sia il modello probabilistico geomorfoclimatico, sia le metodologie alternative di confronto, assumono che la sollecitazione meteorica sia stazionaria in senso stocastico. Di conseguenza, le valutazioni condotte fotografano uno scenario del sistema in condizioni di stazionarietà del clima. Identificare le tendenze di lungo periodo negli estremi delle precipitazioni osservate, così come prevedere gli effetti della non stazionarietà climatica sulle portate di piena è un esercizio assai complesso e soggetto a gravi incertezze (Burlando *et al.*, 1991; Rosso, 1994b). Infatti, alle intrinseche incertezze connesse alla previsione statistica delle piene si aggiungono quelle legate alla valutazione delle modificazioni delle caratteristiche statistiche estreme dei campi di pioggia (Burlando e Rosso, 1991). I risultati appena presentati vanno comunque guardati con cautela e si possono anche prendere in esame scenari alternativi, che vanno peraltro guardati con cautela ancora maggiore (Burlando e Rosso, 1997).

4.2.3. Analisi della sollecitazione idrologica del 19 giugno 1996

In primo luogo, le portate al colmo indisturbate dell'evento del 19 giugno 1996, che sono state ricostruite tramite il modello dinamico presentato nel paragrafo 4.1, sono state analizzate alla luce delle relative probabilità di superamento, calcolate tramite il modello probabilistico geomorfoclimatico. Una sintesi dei risultati viene riportata in Tabella 4.2.5, che mostra come l'eccezionalità dell'evento diminuisca, anche sensibilmente, da monte verso valle, sia nel fiume Versilia, sia nel torrente Turrone di Galliciano. Nell'alto bacino del Veza il periodo di ritorno dell'evento idrologico sembra classificabile come ultraduecentennale in tutte le sezioni idrografiche esaminate, da Cardoso a Ponte Stazzemese; per le due sezioni del maggiore affluente di sinistra, i colmi osservati sarebbero addirittura associabili a periodi di ritorno (indicativamente) ultracinquecentennali. Per la rete idrografica di valle del Veza, i periodi di ritorno dell'evento idrologico vanno progressivamente calando: poco più di cento anni a Ruosina e poco meno a Seravezza. Analoghe conclusioni si traggono per la testata del bacino del torrente Turrone di Galliciano, laddove lo smorzamento da monte verso valle risulta assai più sensibile, a testimonianza di un centro di scroscio del nubifragio estremamente concentrato sul giogo tra versante occidentale e orientale delle Alpi Apuane.

Per quanto riguarda, invece, il confronto con le portate di massima piena, che si possono ricavare dall'applicazione del metodo della Curva Inviluppo, i colmi indisturbati dell'evento del 19 giugno 1996 risultano sempre inferiori a tali valori, sia che si adotti la Curva Inviluppo ottenuta dalle massime osservazioni della Sezione di Pisa, sia che si consideri quella relativa alla Liguria Tirrenica (Tabella 4.2.6). Tale

confronto non è peraltro possibile per le sezioni che sottendono i bacini più piccoli, inferiori rispettivamente a 20 e 10 km², per via della carenza di stazioni idrometriche in bacini di piccole dimensioni. Anche se le portate calcolate con il metodo dell'inviluppo dei massimi osservati non sono associabili a un prefissato periodo di ritorno e, quindi, non forniscono indicazioni affidabili sul rischio associato al loro verificarsi, la circostanza che i valori ricostruiti nelle sezioni di valle del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano risultino assai inferiori a quelli ricavabili dalle curve inviluppo conferma le precedenti conclusioni sul grado di eccezionalità, non particolarmente elevato, dell'evento in tali sezioni.

Riferimenti bibliografici

- ADOM D.N., B. BACCHI, A. BRATH, R. ROSSO, *On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at basin and regional scale*, in: New Directions for Surface Water Modelling, pubbl. IAHS n°181, 165-176, 1989.
- BACCHI B., RANZI R., *On the derivation of the areal reduction factor of storms*, Atmospheric Research, 42, 123-135, 1996.
- BACCHI B., ROSSO R., *Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene*, Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, 15-28, 1988.
- BACCHI B., LA BARBERA P., ROSSO R., *Storm characterization by Poisson model of temporal rainfall*, Atti XXII Congresso IAHR, "Urban Drainage Hydraulics and Hydrology", 35-40, Losanna, 1987.
- BACCHI B., BURLANDO P. ROSSO R., *Extreme value analysis of stochastic model of point rainfall*, Poster Paper, 3rd Scientific Assembly IAHS, Baltimore, May 10-19, 1989.
- BACCHI B., LARCAN E., ROSSO R., *Stima del fattore di attenuazione per la valutazione del colmo di piena prodotto da piogge efficaci di durata finita ed intensità costante*, Ingegneria Sanitaria, 1, 6-15, 1989.
- BACCHI B., BECCIU G., KOTTEGODA N.T., *Bivariate exponential model applied to intensities and durations of extreme rainfall*, J. Hydrol., 155, 225-236, 1994.
- BAND L.E., *Topographic partition of watersheds with digital elevation models*. Water Resources Research, 22, 15-24, 1986.
- BENDINI C., NOVI E., *Sulla determinazione delle piene massime dei corsi d'acqua della Toscana*, La strade, n.10, 4-12, 1966.
- BRATH A., BACCHI B., ROSSO R., *La derivazione geomorfoclimatica della distribuzione di probabilità delle portate di piena*, Idrotecnica, 4, 183-200, 1992.
- BRATH A., DE MICHELE C., ROSSO R., *Una metodologia indiretta a base concettuale per la valutazione della portata indice*, Atti XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Torino, 18-20 settembre, Vol.1, pp.52-63, 1996.
- BRATH A., DE MICHELE C., GALEATI G., ROSSO R., *Una metodologia per l'identificazione di regioni omogenee nel regime di piena*, L'Acqua, no.1, pp.17-26, 1997.
- BRATH A., ROSSO R., *Valutazione delle piene nel bacino padano e nella Liguria tirrenica*, in: La Valutazione delle Piene in Italia, a cura di S. Gabriele & P. Versa-

- ce, Pubbl. CNR- GNDICI, Roma, 1994.
- BURLANDO P., *Modelli stocastici per la previsione e la simulazione della precipitazione nel tempo*, Tesi per il conseguimento del Dottorato di Ricerca, Politecnico di Milano, Milano, 1989.
- BURLANDO P., MANCINI M., ROSSO R., *FLO-RA: a distributed flood risk analyser*, in: Computer Support for Environmental Impact Assessment, edited by G Guariso and B. Page, North-Holland, Amsterdam, 91-102, 1994.
- BURLANDO P., MANCINI M., ROSSO R., *Impact of climate change on hydrological modeling and flood risk assessment*, in: River basin Modelling, Management and Flood Mitigation -RIBAMOD Concerted Action, a cura di R. Casale, K. Havno & P. Samuels, European Commission, Publication EUR201745620 EN, Luxemburg, pp.7-26, 1997.
- BURLANDO P., ROSSI G., ROSSO R., *L'impatto del cambiamento climatico sul ciclo idrologico e le sue conseguenze su risorse idriche ed estremi idrologici*, Ingegneria Ambientale, 20 (5), 252-285, 1991.
- BURLANDO P., ROSSO R., *Extreme storm rainfall and climatic change*, Atmospheric Research, 27 (1), 169-189, 1991.
- CARRARA A., *Drainage and divide networks derived from high fidelity digital terrain models*. In Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources, edited by C.F. Chung, NATO-ASI series C, 223, D. Reidel, Dordrecht, 1988.
- CARRARA A., MANCINI M., ROSSO R., *Taratura del coefficiente di afflusso a scala di bacino a partire da un sistema informativo geografico*. Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.2, 329-348, 1988.
- CATI L., *L'evento alluvionale del 7-8 ottobre sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno*, Annali Idrologici, Parte Seconda, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970.
- DIAZ-GRANADOS M.A., VALDES J.B., BRAS R.L., *A physically based flood frequency distribution*, Water Resources Research, 20(7), 995-1002, 1984.
- EAGLESON P.S., *Dynamics of flood frequency*, Water Resources Research, 8(4), 878-898, 1972.
- HEBSON C., WOOD E.F., *A derived flood frequency distribution using Horton order ratios*, Water Resources Research, 18(5), 1509-1518, 1982.
- KOTTEGODA N.T., ROSSO R., *Statistics, Probability and Reliability for Civil and Environmental Engineers*, McGraw-Hill Book Company, New York, 720p. 1997.
- MANCINI M., ROSSO R., *Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale*, in: New Directions for Surface Water Modelling, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, 435-444, 1989.
- MOORE I.D., GRAYSON R.B., LADSON A.R., *Digital terrain modelling, A review of hydrological, geomorphological and biological applications*. Hydrological Processes, 5(1), 3-30, 1991.
- NASH J.E., *The form of instantaneous unit hydrograph*, in pubbl. IAHS n°42, Compt. Rend. 3, 114-118, 1958.
- NATURAL ENVIRONMENTAL RESEARCH COUNCIL, *Flood Studies Report, 5 vol.*, NERC Publ., London, 1975.
- ROSSO R., PEANO A., BECCHI I., BEMPORAD G., EDS., *Advances in Distributed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 416p., 1994.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., MEJIA J.M., *On the tran-*

- sformation of point rainfall to areal rainfall*, Water Resources Research, 10(4), 729-735, 1974.
- ROSSO R., *An introduction to spatially distributed modeling of basin response*, in: Advances in Distributed Hydrology, edited by R. Rosso, A. Peano, I. Bocchi and G. Bemporad, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp.3-30, 1994a.
- ROSSO R., *Effetto serra. Istruzioni per l'uso*, Progetto Leonardo, Bologna, 1994b.
- ROSSO R., *La previsione del rischio alluvionale: regime di piena e portate temibili*, in: La sistemazione dei corsi d'acqua naturali, a cura di U. Maione e A. Brath, Editoriale Bios, Cosenza, 195-228, 1996.
- ROSSO R., BRATH A., BURLANDO P., DE MICHELE C., MANCINI M., *Invarianza di scala del regime di piena*, L'Acqua, 5, 15-23, 1996.
- SALAS J.D., RAMIREZ J.A., ROSSO R., *Determination of flood characteristics by physically based methods*, in: Coping with Floods, Chapter 206, pp.2077-110, edited by G. Rossi, N. Harmancioglu & V. Yevjevich, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1994.
- SUPINO, G., *Le reti idrauliche*, Patron, Bologna, 1964.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *National Engineering Handbook*, Hydrology, Sect.4, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1972.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE, *A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds*, Technical Paper 149, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 1973.
- U.S. WEATHER BUREAU, *Rainfall-intensity-frequency regime*, Part 2, Southwestern United States, Tech. Rep. 29, Washington D.C., 1958.

Tabella 4.2.1 Parametri locali del modello IPM per le diverse stazioni pluviografiche considerate.

Stazione	Retignano	Palagnana	Fornovolasco	Campagrina	Isolasanta	Gallicano
μ_i , mm/ora	14.90	6.19	13.30	30.10	17.93	9.95
μ_t , ore	1.19	2.18	1.42	0.44	0.87	1.94

Tabella 4.2.2 - Parametri del modello geomorfoclimatico per le sezioni salienti della rete idrografica del fiume Versilia e del torrente Turrte di Gallicano.

Sezione	ID	A*	$E_A[\mu_r]$	$E_A[\mu_r]$	$k^2(A, \mu_t)$	$E_A[S]$	t_L	$E[Q_p]$	$\sqrt{Var[Q_p]}$
-	-	Km2	mm/ora	ore	-	mm	ore	m ³ /s	m ³ /s
Fiume Versilia ($\Lambda = 3.0$)									
Cardoso	A	13.9	12.63	1.41	0.92	54.97	0.83	22.08	23.16
	A1	9.3	12.84	1.40	0.93	53.33	0.57	18.87	18.32
	A2	3.5	15.66	1.12	0.94	50.89	0.59	7.67	7.94
	A3	5.8	11.16	1.57	0.94	55.12	0.43	12.35	10.50
	B	10.8	8.84	1.79	0.93	44.77	0.56	17.56	16.01
P.te Stazzemese	B1	8.6	8.43	1.85	0.94	43.33	0.43	15.31	12.90
	C	24.8	10.98	1.58	0.90	50.56	0.81	37.31	38.86
	D	26.7	11.05	1.57	0.90	51.41	0.88	38.16	40.33
	E	30.6	11.34	1.53	0.89	50.75	1.04	40.61	44.62
	F	15.8	20.94	0.86	0.89	40.42	0.61	40.92	49.19
Ruosina	F1	7.3	23.30	0.77	0.91	37.96	0.47	23.40	27.94
	F2	7.5	19.32	0.91	0.92	43.31	0.56	19.20	21.77
	G	46.5	14.61	1.30	0.87	47.12	0.99	77.79	91.68
	H	52.8	14.63	1.30	0.86	45.85	1.25	78.38	95.16
Seravezza	I	16.1	21.82	0.96	0.90	38.63	0.74	43.49	56.48
	I1	9.6	24.43	0.83	0.91	37.60	0.45	34.98	42.91
	L	69.1	16.30	1.22	0.85	44.07	1.24	112.49	140.82
P.te Faggi	M	70.3	16.26	1.22	0.85	44.40	1.34	109.08	136.59
Torrente Turrte di Gallicano ($\Lambda = 4.0$)									
Fornovolasco	α	8.7	12.41	1.47	0.93	73.13	0.58	15.31	13.64
	α_1	2.7	14.67	1.18	0.95	63.52	0.41	6.39	5.58
	α_2	3.4	11.70	1.55	0.95	85.93	0.60	5.38	4.56
	α_3	2.1	10.37	1.75	0.96	68.02	0.59	3.58	3.07
	β	5.3	12.43	1.64	0.94	66.82	0.69	10.00	9.46
Trombacco	$\chi\delta$	24.9	12.90	1.48	0.90	68.12	1.10	33.18	34.92
	ϵ	4.7	11.64	1.75	0.95	38.48	0.53	11.44	12.05
Gallicano	ϕ	44.3	12.43	1.58	0.88	63.26	1.66	48.42	54.33

* sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

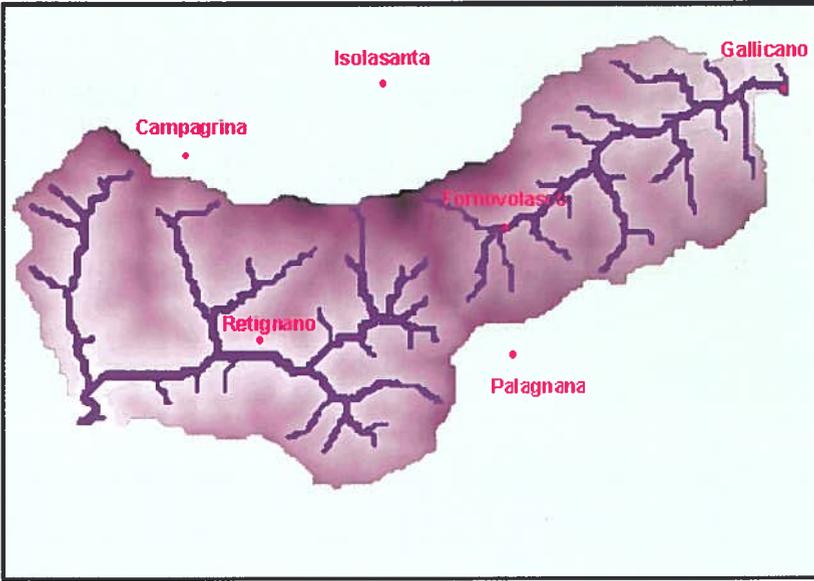


Figura 4.2.1 Stazioni pluviografiche considerate per la stima del modello stocastico di pioggia.

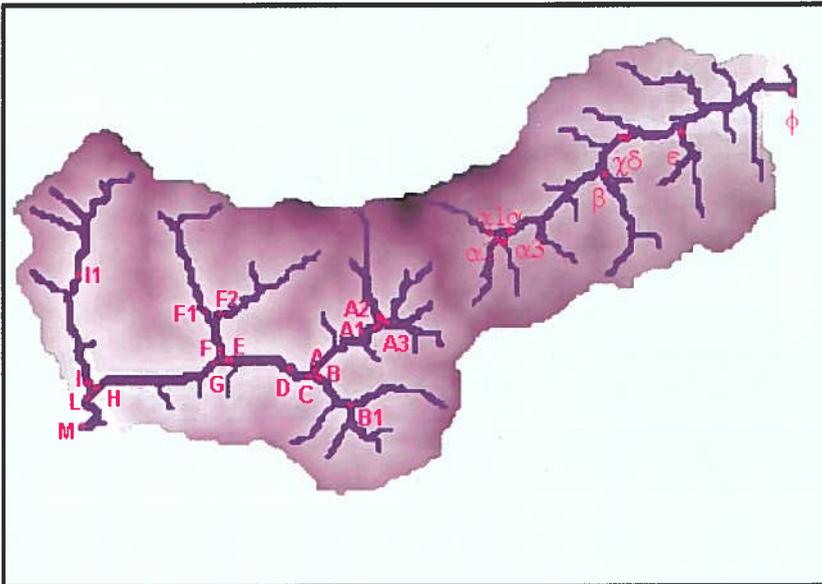


Figura 4.2.2 Sezioni idrografiche di calcolo della portata al colmo di piena.

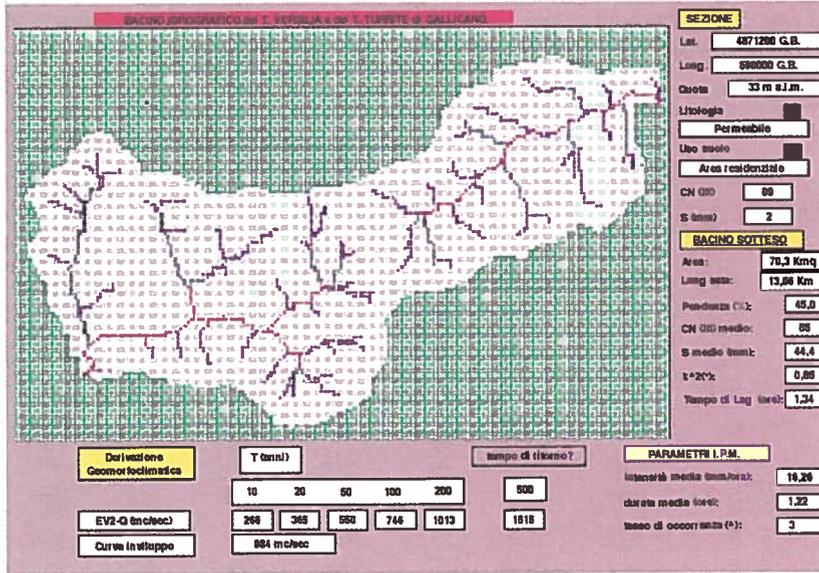


Figura 4.2.3 FLORA: finestra relativa al foglio di calcolo per la portata al colmo di piena.

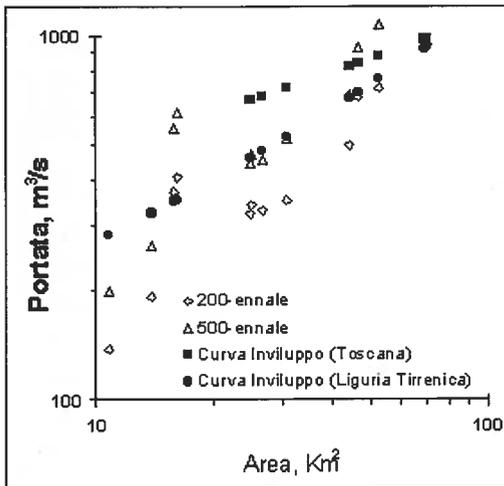


Figura 4.2.4 Confronto tra previsioni statistiche e valori calcolati in base all'involuppo dei massimi osservati a scala regionale.

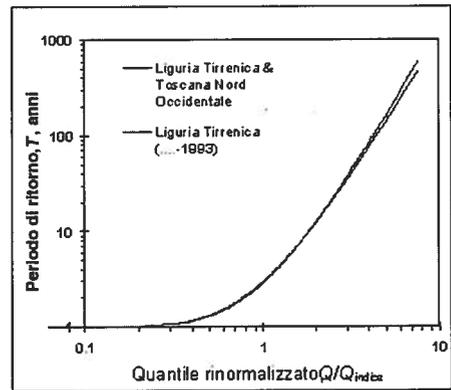


Figura 4.2.5 Curva di crescita della portata al colmo massima annuale.

Tabella 4.2.3 Valori di portata al colmo (in m³/s) con assegnato periodo di ritorno nei nodi principali della rete idrografica del fiume Versilia e del torrente Turrite di Gallicano.

Sezione	ID	A*	E[Q] Km ² m ³ /s	Tempo di ritorno, R, anni					
				10	20	50	100	200	(500)
Fiume Versilia									
Cardoso	A	13.9	33.50	52	71	104	140	188	(276)
	A1	9.3	28.60	44	59	87	116	154	(224)
	A2	3.5	11.64	18	24	36	48	65	(95)
P.te Stazzemese	A3	5.8	18.66	28	37	53	70	92	(133)
	B	10.8	26.56	40	54	78	104	137	(199)
	B1	8.6	23.27	35	46	66	87	114	(163)
	C	24.8	56.57	88	119	176	236	316	(464)
	D	26.7	58.09	91	123	182	244	327	(479)
	E	30.6	61.60	97	132	196	264	355	(523)
	F	15.8	62.28	99	136	204	276	374	(555)
Ruosina	F1	7.3	35.20	56	77	115	156	211	(316)
	F2	7.5	29.13	46	63	93	126	170	(252)
	G	46.5	117.44	187	255	382	517	698	(1044)
	H	52.8	119.17	191	261	391	530	718	(1069)
	I	16.1	65.96	107	146	221	301	409	(615)
Seravezza	I1	9.6	52.94	85	116	174	237	321	(480)
	L	69.1	170.80	274	376	566	769	1044	(1561)
P.te Faggi	M	70.3	165.75	266	365	550	746	1013	(1513)
Torrente Turrite di Gallicano									
Fornovolasco	α	8.7	27.70	39	52	76	100	132	(191)
	$\alpha 1$	2.7	11.50	17	22	32	42	55	(79)
	$\alpha 2$	3.4	9.73	14	18	26	34	45	(65)
	$\alpha 3$	2.1	6.43	9	12	17	23	30	(43)
	β	5.3	17.89	26	35	51	67	89	(131)
Trombacco	$\chi\delta$	24.9	59.90	89	120	177	238	319	(469)
	ϵ	4.7	20.44	30	41	60	80	107	(162)
Gallicano	ϕ	44.3	87.51	131	179	266	358	483	(714)

* sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 4.2.4 Parametri della curva di crescita *GEV* per i diversi campioni considerati (stime *L-moments*).

Campione	Numerosità	Parametro		
		<i>k</i>	<i>a</i>	ϵ
Liguria Tirrenica fino al 1970*	432	-0.319	0.369	0.619
Liguria Tirrenica fino al 1993	505	-0.310	0.371	0.624
Liguria Tirrenica e Toscana Nord Occidentale	580	-0.287	0.374	0.638

* riportati dalla Pubblicazione n.17 del Servizio Idrografico e Mareografico.

Tabella 4.2.5 Periodo di ritorno della portata al colmo stimata per l'evento del 19 giugno 1996 per alcune sezioni salienti della rete idrografica del fiume Versilia e del torrente Turrte di Gallicano.

Sezione	ID	A* Km ²	q _{19.6.96} m ³ /s	R(q _{19.6.96}) anni	>100 anni	200 anni	500 anni
Fiume Versilia							
	A	13.9	201			•	
Cardoso	A1	9.3	164			•	
	A2	3.5	76			•	
	A3	5.8	95			•	
	B	10.8	258			•	•
	B1	8.6	210			•	•
P.te Stazzemese	C	24.8	366			•	
	D	26.7	371			•	
	E	30.6	381			•	
	F	15.8	232	68			
	F1	7.3	70	16			
	F2	7.5	146	140			
	F3	7.5	146	140			
Ruosina	G	46.5	558	118			
	H	52.8	648	159			
	I	16.1	148	20			
	I1	9.6	82	<10			
Seravezza	L	69.1	733	90			
P.te Faggi	M	70.3	737	97			
Torrente Turrte di Gallicano							
Fornovolasco	α	8.7	174			•	
	$\alpha1$	2.7	77			•	
	$\alpha2$	3.4	60			•	
	$\alpha3$	2.1	24	112			
	β	5.3	12	<10			
Trombacco	$\chi-\delta$	24.9	225	87			
	ϵ	4.7	14	<10			
Gallicano	ϕ	44.3	224	34			

* sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 4.2.6 Confronto tra valore di "inviluppo" delle portate osservate di massima piena e portata al colmo stimata per l'evento del 19 giugno 1996 in alcune sezioni salienti della rete idrografica del fiume Versilia e del torrente Turrite di Gallicano.

Sezione	ID	A* Km ²	Q _{19.6.96} m ³ /s	Q _{inv(a)} m ³ /s	> Q _{19.6.96} -	Q _{inv(b)} m ³ /s	> Q _{19.6.96} -
Fiume Versilia							
Cardoso	A	13.9	201	◆		327	●
	A1	9.3	164	◆		◆	
	A2	3.5	76	◆		◆	
	A3	5.8	95	◆		◆	
	B	10.8	258	◆		◆	
	B1	8.6	210	◆		285	●
P.te Stazzemese	C	24.8	366	664	●	461	●
	D	26.7	371	683	●	483	●
	E	30.6	381	718	●	527	●
	F	15.8	232	◆		352	●
	F1	7.3	70	◆		◆	
	F2	7.5	146	◆		◆	
Ruosina	G	46.5	558	840	●	696	●
	H	52.8	648	882	●	761	
	I	16.1	148	◆		356	
	I1	9.6	82	◆		◆	
Seravezza	L	69.1	733	977	●	923	●
P.te Faggi	M	70.3	737	984	●	935	●
Torrente Turrite di Gallicano							
Fornovolasco	α	8.7	174	◆		◆	
	α1	2.7	77	◆		◆	
	α2	3.4	60	◆		◆	
	α3	2.1	24	◆		◆	
	β	5.3	12	◆		◆	
Trombacco	χ-δ	24.9	225	665	●	462	●
	ε	4.7	14	◆		◆	
Gallicano	φ	44.3	224	825	●	673	●

* sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale; ^a in base alle osservazioni della Sezione di Pisa del Servizio Idrografico e Mareografico; ^b in base alle osservazioni della Sezione di Genova del Servizio Idrografico e Mareografico; ◆ fuori dal campo di validità della curva inviluppo dei massimi valori osservati.

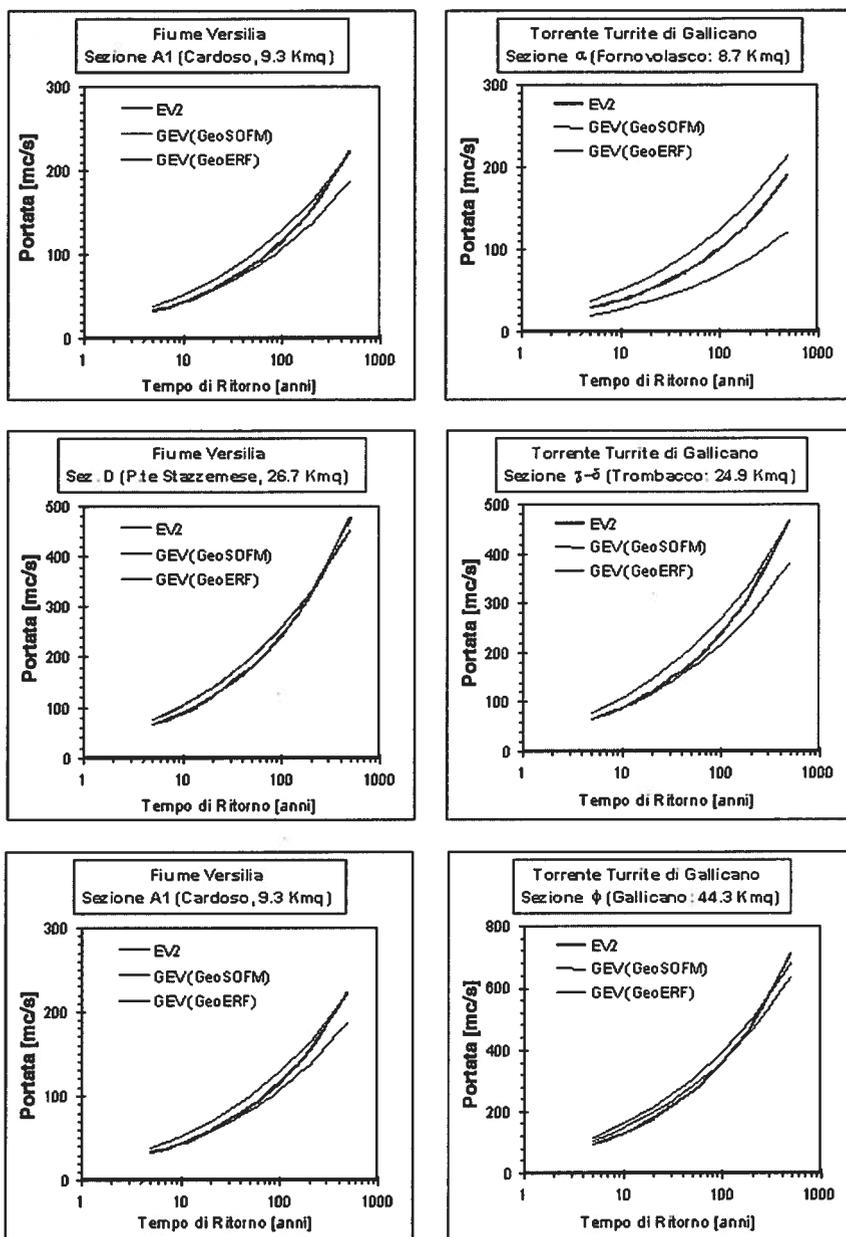


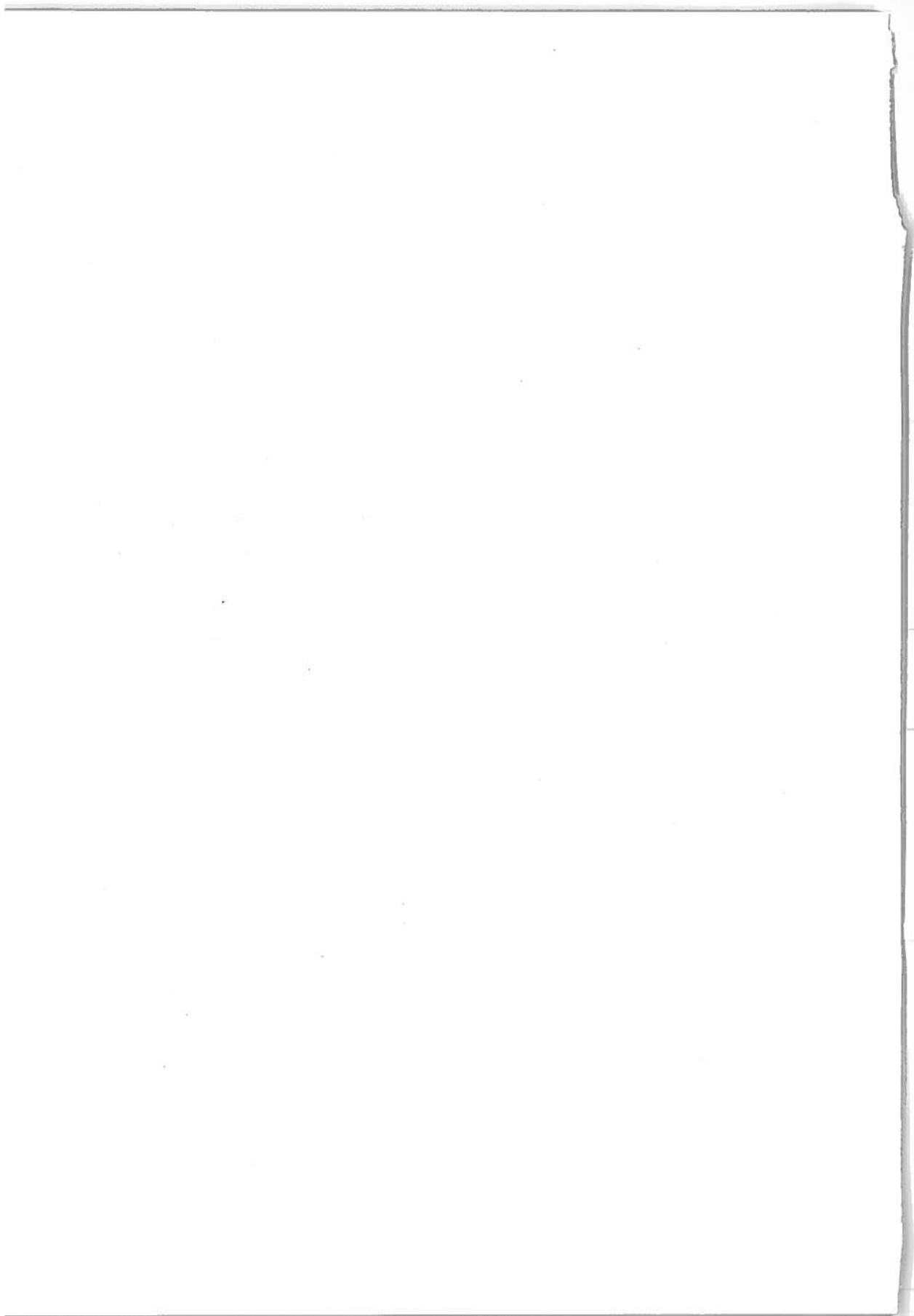
Figura 4.2.6 Confronto delle previsioni statistiche di massima piena in alcune sezioni salienti del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano condotte con diverse metodologie (*EV2*: metodo probabilistico geomorfoclimatico; *GEV*: curva di crescita regionale; *GeoSOFM*: portata indice calcolata con il metodo *SOFM*; *GeoERF*: portata indice calcolata con la formula razionale).

5. CARATTERI IDROLOGICI E GEOMORFOLOGICI DEI DISSESTI

*...and how many years can a mountain exist
before it is washed to the sea...*

Da: Bob Dylan *Blowing in the wind*, 1963

L'evento del 19 giugno 1996 si è manifestato con notevole impatto e violenza, modificando l'assetto morfologico dei corsi d'acqua e dei versanti. In conseguenza di questo si sono verificati numerosissimi dissesti di varia natura che hanno interessato principalmente il Versilia e la Turrina di Galliciano. L'ambiente forestale dell'area appare fondamentalmente sano e vitale, così come testimoniato dalla documentata capacità di espansione dei boschi. La presenza di bosco non appare una concausa importante per lo sviluppo dei dissesti. Un alleggerimento della copertura sulle pendici più acclivi e soggette a dissesto, nonché interventi di selvicoltura naturalistica allo scopo di arricchire e diversificare l'ecosistema, sono azioni che possono contribuire a massimizzare l'efficienza dei boschi. Si tratta prevalentemente di dissesti franosi tipo debris flow, ovvero interessanti spessori superficiali di terreno essenzialmente rappresentato da suolo, depositi colluviali, depositi detritici, localizzati su pendici ripide comprese tra 30° e 55°. Il sottobacino del Torrente Capriola è stato scelto come bacino campione e i fenomeni sono stati analizzati in dettaglio evidenziando e focalizzando le dinamiche evolutive dell'evento. Nel bacino del torrente Capriola è stato appositamente realizzato un modello matematico spazialmente distribuito in grado di simulare l'evoluzione temporale del processo di instabilità dei versanti durante l'evento.



5.1. Tipologia dei dissesti osservati

Marcello BRUGIONI e Alessandro MARZOCCHI

5.1.1. Il quadro dei dissesti osservati

Il 19 giugno 1996 in seguito al verificarsi delle piogge intense sull'Alta Versilia e su una porzione della Garfagnana, una violenta alluvione ha interessato il fiume Versilia e il torrente Turrite di Gallicano. L'evento si è manifestato nei fondovalle con notevole impatto e violenza, modificando l'assetto morfologico dei corsi d'acqua e dei versanti. In conseguenza dell'evento meteorico, le pendici dei due bacini idrografici sono state oggetto di numerosissimi dissesti di varia natura, che hanno interessato principalmente il bacino del fiume Versilia, posto nel versante occidentale apuano, e con minore intensità il bacino della Turrite di Gallicano, affluente di destra del Serchio, nella valle della Garfagnana.

L'abitato di Cardoso, posto nell'alta valle del Versilia (in questa porzione denominato *Veza*), alla confluenza dei torrenti Capriola e Cardoso, è stato quello che ha subito con maggiori danni l'intensità dell'evento alluvionale, che qui ha provocato la distruzione di numerose costruzioni e perdita di vite umane. Nel bacino della Turrite di Gallicano è stato invece l'abitato di Fornovolasco quello che ha subito i danni più rilevanti.

A seguito dell'evento alluvionale si sono verificati diffusi sovralluvionamenti nei fondovalle delle aste fluviali principali per altro caratterizzati in tali tratti da rari fenomeni erosivi di fondo. Attraverso il reticolo idrografico si è scaricata nei fondovalle una ingentissima quantità di sedimenti e detriti, oltre a materiali vegetali quali piante ed arbusti. Questa massa di materiali si è deposta principalmente lungo le porzioni mediane dei bacini, nelle aree dove i tratti montani degli affluenti si immettono nelle aste principali. I fenomeni di sovralluvionamento hanno raggiunto presso l'abitato di Cardoso lo spessore di 12 m (Billi, 1996). Nelle aste di ordine inferiore, invece, hanno prevalso i fenomeni erosivi, con mobilitazione dei detriti che occupavano i letti degli impluvi e conseguente aumento delle sezioni ed espansione del reticolo idrografico in genere.



Fig.5.1.1 Immagine dell'alta valle del Versilia colpita dal maggior numero di dissesi.

Appare evidente che, come del resto evidenziato dal Billi nella già citata relazione, il forte sovralluvionamento delle porzioni mediane delle aste del Versilia e della Turrite di Galliciano non può essere derivato solo dal contributo dei sedimenti messi a disposizione dai fenomeni di erosione di sponda e dal rimodellamento delle sezioni dei corsi d'acqua. In conseguenza delle forti piogge, numerose frane e, più in generale, dissesti si sono attivati lungo i versanti dei bacini, provocando un trasferimento, anche repentino, di notevoli quantità di materiali detritici, i quali si sono mobilizzati attraverso il reticolo idrografico e quindi deposti in condizioni di minore energia del flusso, una volta raggiunte le aste principali a debole pendenza. Appare necessario puntualizzare il fatto che, oltre al verificarsi di fenomeni gravitativi veri e propri, l'evento meteorico ha provocato intense e concentrate azioni erosive prevalentemente lineari, sviluppatasi praticamente per tutta l'estensione degli impluvi, lungo le aste di ordine inferiore e lungo le stesse pendici, riattivando linee di deflusso praticamente scomparse e determinando la conseguente espansione del reticolo idrografico esistente, fino a quel momento in apparente stasi di crescita.

Da stime effettuate da parte dell'Università di Pisa (Puccinelli *et al.*, 1996) e da Billi (1996), si calcola che nel bacino del fiume Versilia si sono mobilizzati dai versanti e dalle aste dei primi ordini, circa due milioni di metri cubi di materiale detritico, accumulatosi poi nei fondovalle.

Da quanto sopra appare quindi evidente che una notevole produzione di sedimenti deve essere derivata dai fenomeni gravitativi e dai processi erosivi precedentemente menzionati, contribuendo in maniera determinante e quantitativamente rilevante al fenomeno del sovralluvionamento del fondovalle. Considerando il fatto che i fenomeni erosivi e gravitativi si sono verificati sia durante le pesanti precipitazioni, sia immediatamente dopo, durante il torrenziale runoff che ha seguito il nubifragio, appare evidente l'importanza di individuare con una certa esattezza sia la tipologia dei fenomeni sia le possibili cause. L'analisi dei dissesti ha condotto all'identificazione tipologica dei fenomeni gravitativi, permettendone la definizione di alcune cause di innesco, oltre a porre in risalto l'importanza che nell'evolversi dell'evento hanno avuto i fenomeni erosivi lineari propriamente detti. Benché il confine tra le azioni erosive lineari e le frane coinvolgenti flussi di materiali allo stato fluido-viscoso, in condizioni estreme quali quelle del nubifragio di giugno, sia estremamente labile ed incerto, si ritiene corretto, nell'analisi del fenomeno complessivo, per quanto possibile distinguere i due tipi di dissesto.

I tipi di movimento franoso che sono stati riconosciuti, sia attraverso l'osservazione delle foto aeree realizzate dalla Regione Toscana immediatamente dopo l'evento, sia attraverso l'analisi degli studi realizzati, tra cui quello dell'Università di Pisa (Puccinelli *et al.*, 1996), sia infine con la verifica puntuale nell'area, possono essere ricompresi in tre principali categorie:

a) crolli, in genere non estremamente diffusi ed interessanti ammassi litoidi da mediamente a fortemente fratturati, con disposizione strutturale favorevole all'innesco dei dissesti;

b) scorrimenti rotazionali, anche questi non estremamente diffusi ed in genere presenti in forme complesse, in associazione ad altre tipologie di dissesto;

c) fenomeni di scorrimento traslativo lineare in genere, evolutisi in colate di materiali parzialmente saturi o saturi di acqua; tali fenomeni si ritrovano con grande diffusione e molteplici forme nei dissesti connessi con l'evento del giugno 1996.

I tre tipi di movimento sopra individuati si presentano, naturalmente e nella maggior parte dei casi, anche in forma complessa, con associazioni di forme e cause di innesco varie e talvolta di non semplice individuazione.

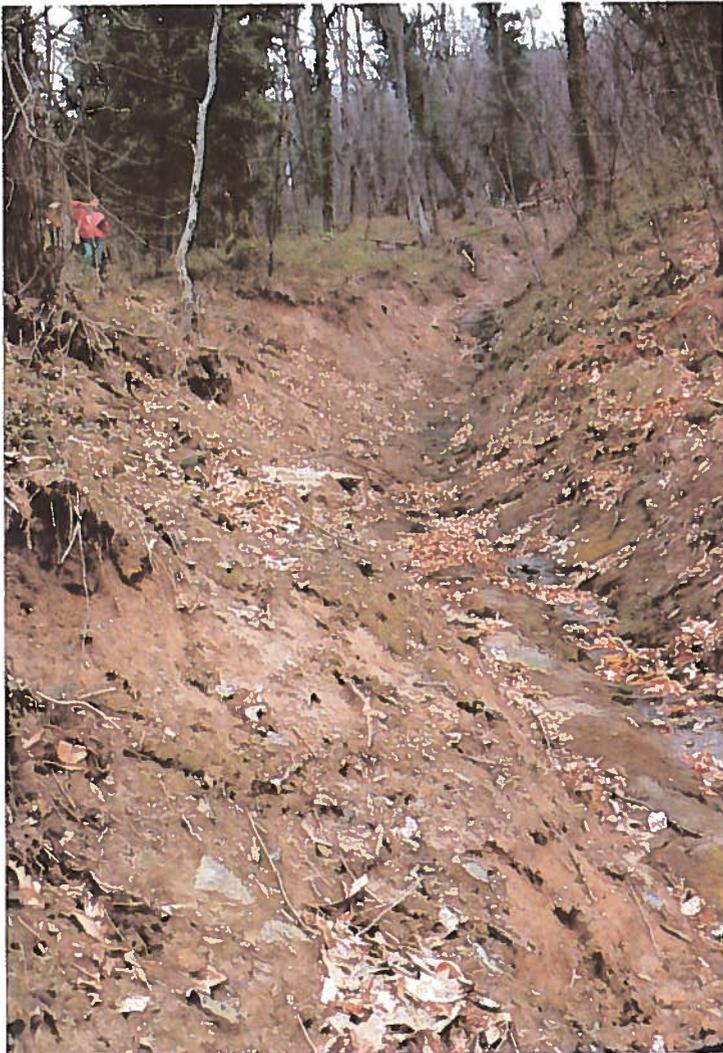


Figura 5.1.2 Erosione dovuta ad acque incanalate.

Ai fenomeni franosi veri e propri va aggiunta l'intensissima azione erosiva lineare concentrata sia nelle aste fluviali che negli impluvi, ad opera dei corsi d'acqua, e nei versanti in conseguenza del poderoso ruscellamento innescatosi durante e dopo l'evento di pioggia.

Prima di analizzare nel dettaglio le forme di dissesto precedentemente indicate è opportuno svolgere alcune considerazioni più approfondite in merito alla distinzione tra movimenti gravitativi propriamente detti e fenomeni di erosione lineare dovuti alle acque incanalate. L'evento piovoso del giugno 1996 si è distinto per caratteri di forte intensità e concentrazione ed è logica conseguenza che le forme di dissesto riflettano tali aspetti. E' quindi evidente che in tali condizioni estreme si verifichi una fortissima azione erosiva negli impluvi e si sviluppino forme gravitative tipiche di ammassi che abbiano raggiunto uno stato fisico fluido-viscoso. Per altro il particolare aspetto geometrico che le forme erosive dovute alle acque incanalate hanno assunto durante l'evento può condurre in molti casi a confondere tali fenomeni con quelli gravitativi conalizzati ricompresi nelle colate di materiali saturi o parzialmente saturi. Questo è vero in particolare per le aste del primo ordine, che appaiono denudate sino al substrato praticamente per tutta la lunghezza dell'impluvio. Considerato quanto sopra è opportuno distinguere in via preliminare i movimenti veri e propri, generalmente appartenenti alle tre tipologie prima indicate, con forte predominanza dei flussi di materiali detritici e terrigeni, dalle forme di erosione lineare concentrata negli impluvi. Si ritiene, in accordo con Billi (1996), che l'azione erosiva dovuta alle acque concentrate e la conseguente riattivazione delle aste del primo ordine rappresenti un fenomeno di notevole importanza nell'analisi dell'evento, che ha contribuito in maniera forse determinante alla produzione dei sedimenti poi depositatisi nei fondovalle. Tali fenomeni non devono essere quindi confusi con quelli gravitativi, anche se ad essi intimamente connessi specie nelle fasi iniziali dell'evento. Come vedremo in dettaglio nell'analisi puntuale dei dissesti effettuata nel Bacino della Capriola (vedi paragrafo 5.3.3), si ritiene che i fenomeni erosivi propriamente detti e i fenomeni gravitativi abbiano assunto un'ugual importanza per ciò che riguarda la modificazione morfologica del rilievo, ma che nel complesso l'azione erosiva nei tratti montani dei corsi d'acqua, negli impluvi e nelle aste del primo ordine sia stata di primaria importanza per quel che concerne la produzione dei sedimenti.

Per ciò che riguarda i movimenti gravitativi i fenomeni maggiormente ricorrenti sono riconducibili a fenomeni di scorrimento traslativi, ad andamento lineare, interessanti in genere detriti e suoli saturi o parzialmente saturi in conseguenza del nubifragio, evolutisi quindi in colate di detriti e fanghi. In genere si riconoscono caratteristiche comuni che possono essere generalmente ricondotte a:

- forma allungata con lunghezze che possono raggiungere anche le centinaia di metri e larghezze fino ad un massimo di alcune decine di metri;
- spessore della porzione di ammasso coinvolto che generalmente non supera i 3 metri;

- materiale coinvolto rappresentato prevalentemente da, suolo detriti di falda pedogenizzati poggianti su substrati poco permeabili;
- pendenza dei versanti interessati generalmente superiori a 35°;
- dissesti localizzati per circa l'80% in corrispondenza delle aree di affioramento dei terreni filladico-arenacei e dei terreni non carbonatici in genere.

In molti casi si riconosce la superficie di scivolamento costituita dal substrato litoide. Dall'analisi delle foto aeree si osserva che la diffusione di tali dissesti appare associata alle aree boscate, suggerendo in prima analisi che la presenza del bosco non costituisce un fattore positivo per la stabilità del versante. Come vedremo tale ipotesi non sarà confermata dall'analisi di dettaglio (vedi paragrafo 5.3.4).



Figura 5.1.3 Debris flow re inciso da acque di ruscellamento.

Stante quanto sopra tale tipologia di dissesti è riconducibile, con opportune specificazioni, nella classe dei *debris flow*, ovvero movimenti riguardanti spessori superficiali di terreno essenzialmente rappresentato da suolo, depositi colluviali, depositi detritici e dallo strato di alterazione dell'ammasso litoide sottostante, localizzati su pendici ripide solitamente comprese tra 30° e 55°, con velocità di movimento elevate dell'ordine di diversi m/sec, che si verificano in concomitanza di pesanti precipitazioni

(Campbell, 1975; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988). Solitamente si verificano in terreni con ampia distribuzione granulometrica dalla quale, valutata insieme alla morfologia del dissesto, deriva una nomenclatura vasta, principalmente riferita dalla classificazione di lingua inglese, che contempla *soil slip*, *earthflow*, *mudflow*, *debris torrent* ed altri (Hutchinson e Bhandari, 1971; Bovis, 1986; Hooke, 1987; Hutchinson, 1988; Cancelli *et al.*, 1994). Tali forme sono in genere riconoscibili nell'intero bacino del Veza e, in parte, nel bacino della Turrice. L'assenza di vegetazione come indicato da Campbell (1975) non rappresenta un prerequisito necessario per l'innesco di tali fenomeni ed in tal senso lo sviluppo delle forme di dissesto, anche in aree boscate quali appunto quelle della Versilia e della Garfagnana, confermano quanto indicato dall'autore. In alcuni casi i dissesti suddetti sono presenti in associazione con altre tipologie di frana in particolare crolli nelle porzioni superiori e più acclivi dei versanti in forme complesse in ogni caso evolutesi in colate di materiale detritico e terroso.

Le altre due tipologie di dissesto individuate ed ovvero i crolli e gli scorrimenti rotazionali si riscontrano in percentuale ridotta rispetto ai primi e quasi sempre ad essi associati in forme complesse.



Figura 5.1.4 Soil slips interessanti aree non boscate.

Per quanto riguarda i fenomeni erosivi lineari dovuti all'azione delle acque incanalate, questi si sono manifestati praticamente in tutto il reticolo idrografico montano, portando alla riattivazione di impluvi, essenzialmente del primo ordine, che, all'osservazione delle foto aeree pre-evento, appaiono in fase di stasi evolutiva. L'azione erosiva lineare si è manifestata con notevole intensità sia nelle porzioni intermedie che in quelle superiori dei bacini interessati dal nubifragio. In particolare l'azione erosiva incanalata si è manifestata con notevoli effetti nel versante sud delle "Panie" verso il bacino della Turrîte di Gallicano, e tra la Pania alla Croce e Monte Forato nell'alto bacino della Capriola. Come osservato da Billi (1996) i canali superiori presenti nei termini carbonatici sono stati svuotati del loro carico detritico poi sedimentato prevalentemente nelle porzioni intermedie dei bacini.

Dall'osservazione delle foto aeree pre-evento e in particolare dal volo della Regione Toscana del 1974 è stata riscontrata una dinamica di versante preesistente, che solo parzialmente è stata riattivata durante il giugno 1996. Ciò è naturalmente dovuto al fatto che i bacini dei torrenti Vezza e Turrîte presentano fenomeni tipici di una certa attività geomorfologica, la cui definizione di dettaglio è stata illustrata al paragrafo 3.1.3. Per condizioni e caratteristiche, tali fenomeni sono però sostanzialmente differenti da quelli verificatisi nel giugno 1996. Si deve inoltre considerare che, proprio per le sue caratteristiche di intensità e durata, tale evento non ha tanto contribuito a porre in crisi fenomeni franosi sì preesistenti ma con lenta dinamica evolutiva, quanto invece ha contribuito ad innescare fenomeni essenzialmente superficiali quali i *debris flow*, che per genesi, caratteristiche e spessore dei materiali coinvolti sono da associarsi proprio a tale tipo di evento piovoso.

5.1.2. Distribuzione dei dissesti ed ipotesi generali sui meccanismi di innesco

Dalla distribuzione dei dissesti nei due bacini idrografici oggetto di studio si può notare, in primo luogo, come sia osservabile una maggiore concentrazione dei fenomeni nel bacino del T. Vezza rispetto a quello della Turrîte di Gallicano. Scendendo ulteriormente nel dettaglio si osserva che nel bacino del Vezza le aree con maggior presenza di dissesti sono poste nel bacino del torrente Cardoso e nella zona di Pruno-Volegno, mentre nella Turrîte i dissesti appaiono sempre numerosi, ma minori quantitativamente rispetto al Vezza e con maggior diffusione nelle zone a monte di Fornovolasco.

Dalla sovrapposizione tra la distribuzione dei dissesti e la litologia dei due bacini si ricava che la concentrazione maggiore di tali fenomeni avviene in corrispondenza delle aree di affioramento dei termini prevalentemente filladico-arenacei della formazione dello *Pseudomacigno* e subordinatamente in corrispondenza dei terreni filladici e quarziticci del basamento paleozoico. Tale associazione tra distribuzione, frequenza dei dissesti e litologia dei terreni affioranti si riscontra praticamente in tutta l'area colpita dall'evento. La massima concentrazione dei dissesti constatata nell'area di

Pruno e di Cardoso, sempre negli affioramenti filladico-arenacei, è dovuta al fatto che quella è la zona dove si è verificata la massima intensità di precipitazione. Nel bacino della Turrite di Gallicano la presenza di affioramenti filladico-arenacei è ridotta e prevalgono i terreni carbonatici: si nota infatti sempre una elevata diffusione delle forme di dissesto ma con frequenza e distribuzione minore rispetto al Vezza.

Nel bacino del versilia, nelle porzioni superiori del rilievo, dove prevalgono in affioramento i termini carbonatici della serie, si osserva invece, la relativa maggiore attività dei fenomeni erosivi lineari. Analizzando per altro la distribuzione dei dissesti rispetto alle quote, si ricava una diffusione prevalente dei movimenti franosi propriamente detti nelle porzioni intermedie dei bacini, compresi tra i fondovalle e gli 800 m s.l.m., e una prevalenza delle azioni erosive al di sopra degli 800 m s.l.m.. Più correttamente si può dire che, mentre le frane si sono verificate prevalentemente nelle aree di affioramento dei termini filladico-arenacei e nella fascia altimetrica intermedia, le azioni erosive lineari hanno avuto diffusione in tutta la porzione mediana e superiore dei bacini.

La fascia di presenza dei movimenti gravitativi corrisponde di fatto alla fascia altimetrica di distribuzione di suoli di una certa consistenza e spessore, e quindi corrisponde alla fascia di possibilità di innesco di movimenti traslativi lineari tipo *debris flow*. Appare quindi logico che la maggior concentrazione di dissesti si rilevi in presenza degli affioramenti arenacei e filladici, capaci di produrre suoli consistenti, con caratteristiche mineralogiche e strutturali probabilmente non elevate, in cui è presente anche vegetazione di alto fusto. Come precedentemente accennato, la fascia di distribuzione dei movimenti franosi si sovrappone abbastanza fedelmente anche con le zone di presenza del bosco, anche se alcuni dissesti si rilevano lungo le pendici inerbite o cespugliate poste nei pressi degli impluvi principali e in vicinanza dei centri abitati. La presenza del bosco nella fascia di maggior diffusione dei dissesti non appare, alla luce delle indagini allo scopo realizzate e riportate in apposito capitolo del presente volume, una concausa importante per lo sviluppo dei fenomeni così come può apparire da una prima analisi. Nelle aree dissestate si osserva che piante di notevoli dimensioni ed apparato radicale sono state coinvolte nei fenomeni, mentre altre, anche se talvolta spezzate dalle frane, sono rimaste in posto. Si ritiene che le caratteristiche strutturali del substrato, con scarse fratture beanti, non consentano l'ammorsamento profondo delle radici; d'altro canto i notevoli spessori di suolo hanno consentito lo sviluppo di vegetazione di alto fusto ma con apparato radicale compreso in molti casi interamente all'interno del suolo. Nelle fasi parossistiche dell'evento piovoso, quando le caratteristiche dei terreni andavano rapidamente abbassandosi in virtù sia dei fenomeni erosivi che dell'aumento delle pressioni interstiziali dovute alle acque di infiltrazione, la presenza del bosco non ha più rappresentato un elemento stabilizzante, così come riscontrato nel dettaglio nel bacino della Capriola. Appare importante far presente che gli apparati radicali, tendono per ovvi motivi a svilupparsi all'interno del suolo, contribuendo, in situazioni di pio-

vosità ricadenti nella norma, all'aumento della stabilità e ad impedire il verificarsi di scivolamenti planari, ma non portando alcun vantaggio nelle condizioni critiche eccezionali rappresentate dall'evento del giugno 1996 che hanno coinvolto, nelle aree vegetate, appunto piani di scivolamento ubicati prevalentemente al contatto suolo-substrato (vedi successivi paragrafi 5.2 e 5.3).

Considerato quanto detto, senza dubbio la causa scatenante dei dissesti va ricercata nell'evento piovoso del 19 giugno, sicuramente con caratteri di intensità e volume di precipitazioni fuori dall'ordinario, così come si può osservare dai dati di analisi del fenomeno. Sotto tale pressione, raggiunti certi parametri di soglia corrispondenti a condizioni al contorno quali pendenza, spessore di suolo, caratteristiche geotecniche dei materiali coinvolti, (Caine, 1980, Govi e Sorzana, 1980, Cancelli e Nova, 1985, Cascini e Versace, 1986 e 1988, Jibson, 1989) si sono innescati i fenomeni di dissesto precedentemente descritti.

Oltre al carattere di eccezionalità dell'evento è indubbio che alcune situazioni ed aspetti particolari hanno contribuito al verificarsi dei dissesti. Tra questi, come già accennato, uno dei più importanti appare l'assetto stratigrafico-strutturale locale del substrato litoide: in vaste aree colpite dai dissesti si ritrovano infatti superfici



Figura 5.1.5 Soil slip nell'area di Fornovolasco.

con disposizione favorevole al verificarsi di scorrimenti gravitativi. Inoltre, in base a quanto osservato si può ipotizzare che il grado di ammorsamento tra i terreni di copertura s.l. e il substrato litoide di natura filladico-arenacea, sia risultato piuttosto scadente anche laddove la scistosità principale non era nettamente a franapoggio, in quanto gli sforzi di taglio, indotti al contatto con il substrato dalla copertura appesantita dall'acqua di infiltrazione, sono riusciti comunque ad individuare superfici di scorrimento globalmente parallele al versante fra le varie discontinuità strutturali presenti nel *bedrock* ed ancor più nel regolite. Si pensi per confronto all'elevato grado di ammorsamento che esiste frequentemente fra substrati di rocce carbonatiche ed i relativi suoli, che si insinuano verticalmente nelle fratture carsificate. Come esempio di quanto indicato si possono citare nel bacino della Capriola i due ampi dissesti posti nel versante destro del torrente, innescati su una pendice in cui la scistosità appare prevalentemente a franapoggio e che è stato interessato praticamente per tutta la sua lunghezza.

Alcuni ricercatori, tra i quali Billi (1996), indicano tra le cause favorevoli allo sviluppo dei dissesti, il ruolo svolto dalla viabilità nel convogliare le acque meteoriche e quindi scaricarle in particolari punti lungo le pendici. Questo appare sicuramente vero e in effetti in prossimità della viabilità, in situazioni geometriche favorevoli, si nota lo sviluppo di fenomeni principalmente erosivi, che hanno convogliato lungo i versanti le acque torrenziali scorrenti lungo le strade, trasformate di fatto in veri e propri torrenti. Gli effetti di dilavamento provocati da tali acque e i dissesti sono stati rilevanti specie nel bacino della Turrîte, ma anche questo appare connesso con la straordinarietà dell'evento meteorico e si ritiene che, anche in condizioni di sovradimensionamento delle canalette e caditoie, il fenomeno si sarebbe verificato con pari intensità.

All'ipotesi che abbia contribuito allo sviluppo delle frane e dei dissesti anche la particolare situazione idrogeologica dell'area, vista la presenza di carsismo ipogeo caratterizzante tutte le Apuane, Pranzini e Piccini nella loro relazione sul ruolo del carsismo (1996) concludono evidenziando anzi un ruolo forse laminante dei serbatoi carsici. Senza entrare nel merito dell'efficacia o meno della laminazione degli effetti di piena dovuti al carsismo, si concorda con il fatto che, anche se in alcuni casi si riconosce l'attività di alcune sorgenti carsiche durante l'evento, queste non abbiano contribuito in maniera determinante al verificarsi di particolari azioni di dissesto nei versanti.

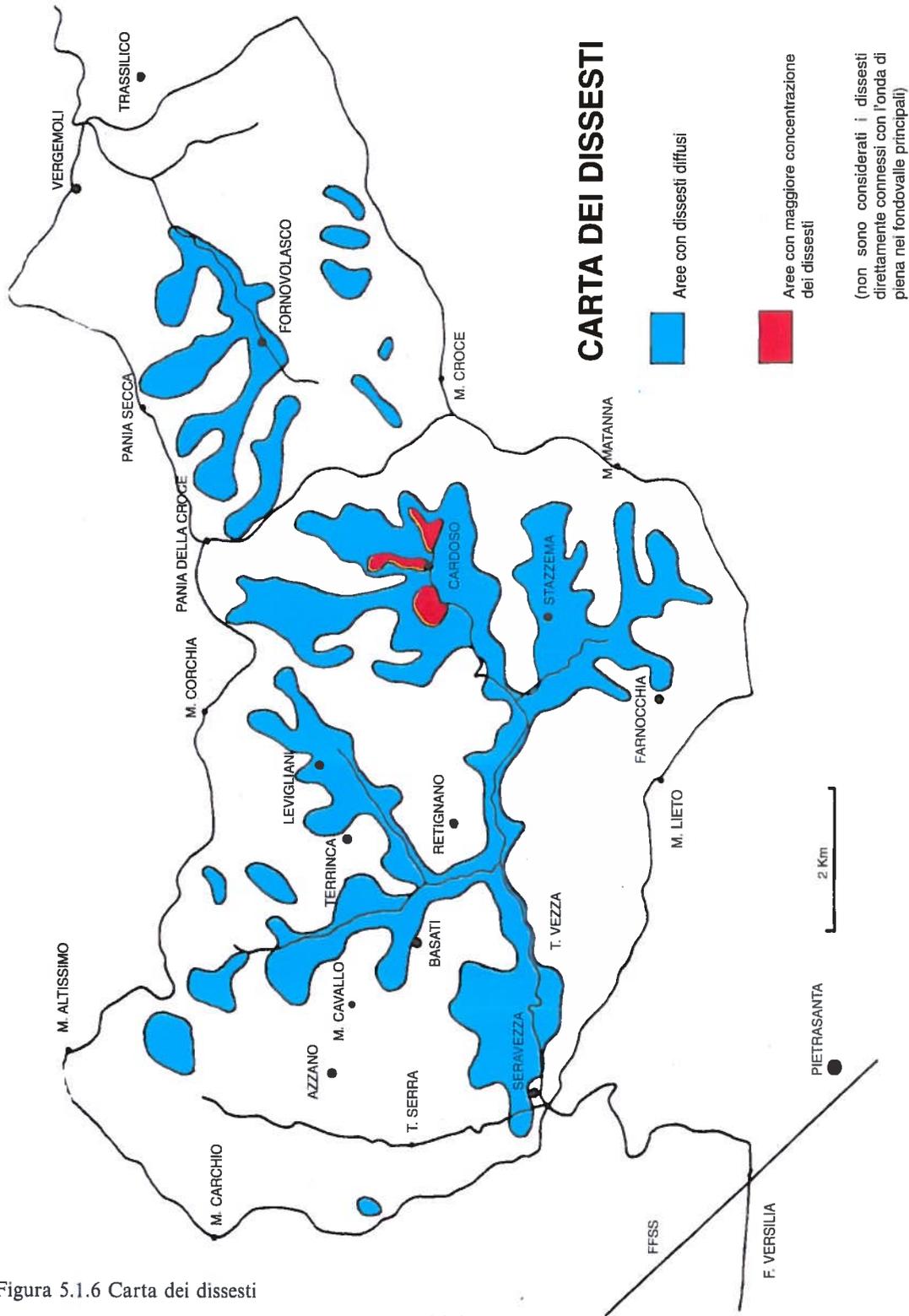
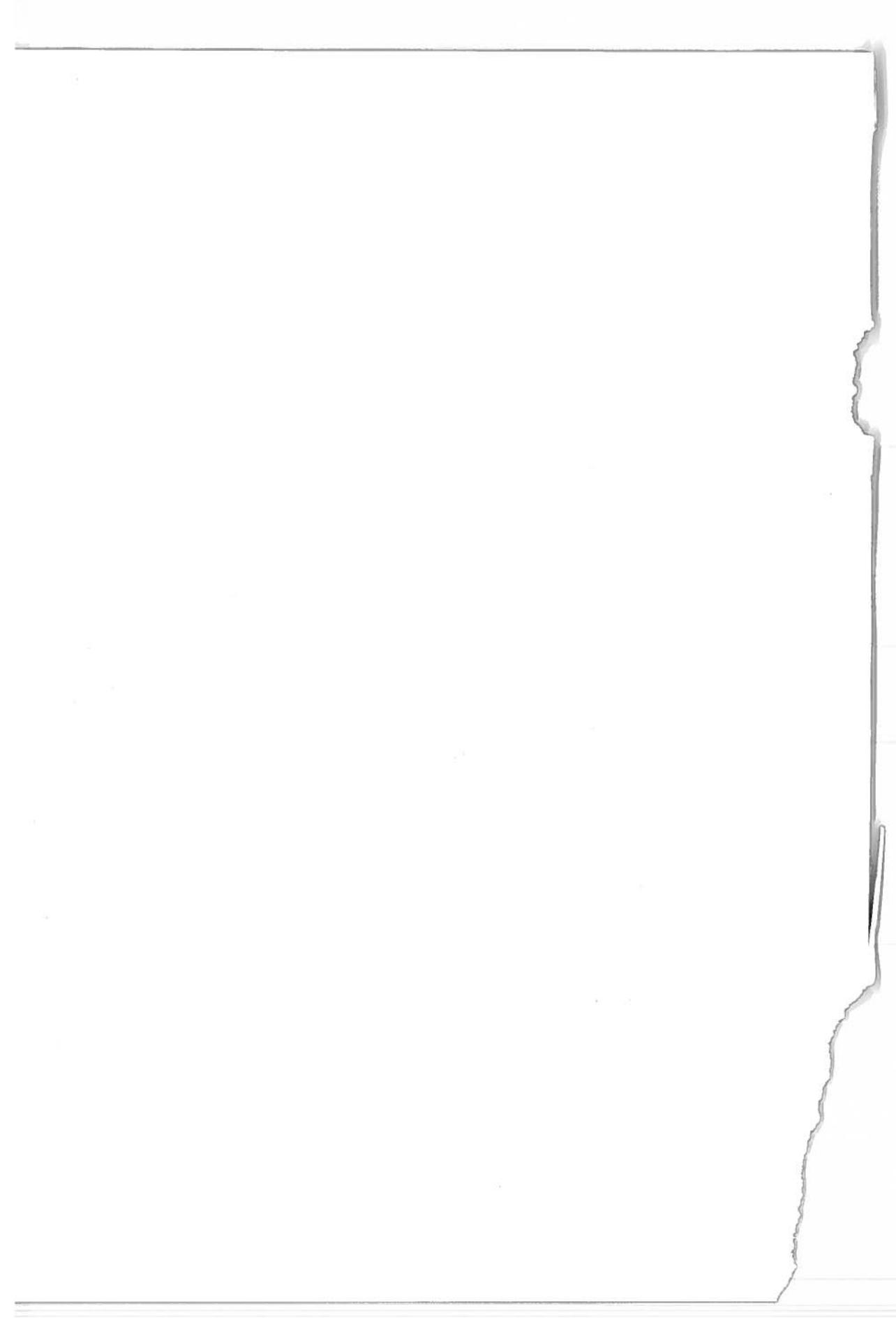


Figura 5.1.6 Carta dei dissesti

Riferimenti bibliografici

- BILLI P., *Caratterizzazione sedimentologica dei materiali detritici d'alveo e di esondazione depositi dal fiume Versilia e dai Torrenti Cardoso, Veza e Turrite di Galliciano durante l'evento alluvionale del 19/06/1996*, Regione Toscana, settembre 1996.
- BOVIS M.J., *The morphology and mechanics of large scale slope movements, with particular references to southwest British Columbia*, in: Hillslope Processes, The Binghampton Symposia in Geomorphology, A.D. Abrahams (ed), 1986.
- CAREDIO F., D'AMATO AVANZI G., et al. *L'evento meteorologico estremo del giugno 1996 nelle valli del Fiume Versilia e del Torrente Turrite di Galliciano (Lucca)*, Soc. Geol. It. 78 Riunione Estiva "Geologia delle Dolomiti", San Cassiano (BZ) 16/18 settembre 1996.
- CAINE N., *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flow*, Geografiska Annal, 62A, 23-27, 1980.
- CAMPBELL R.H., *Soil slips, debris flow and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California*, Geological Survey Professional Paper 851, Washington, 1975.
- CANCELLI A., NOVA R., *Landslides in soil e debris cover triggered by rainfall in Valtellina (Central Alps-Italy)*, IV Conf. Atti Field Workshop on Landslides, Tokio, 1985.
- CANCELLI A., CHINAGLIA N., CROSTA G., *Fenomeni franosi nell'arco alpino: le grandi frane in roccia; le frane nelle coltri di copertura*,
- CASCINI L., VERSACE P., *Eventi pluviometrici e movimenti franosi*, Atti XVI Conv. Naz. di Geotecnica, Bologna, 3, 171-184, 1986.
- CASCINI L., VERSACE P., *Relationships between rainfall and landslides in a gneissic cover*, Atti 5th Int. Symp. On Landslides, Lausanne, 1, 565-570, 1988.
- GOVI M., SORZANA P.F., *Landslides susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basins (NW Italia)*. Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica, 14, 43-61, 1980.
- HOOKE R. LE B., *Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans*, in: Slope Stability, M.G. Anderson & K.S. Richards, John Wiley & Sons, 1987.
- HUTCHINSON J.N., BHANDARI R.K., *Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements*, Geotechnique, 21: 353-358, 1971.
- HUTCHINSON J.N., *General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*, Atti 5th Int. Symp. On Landslides, Lausanne, 1, 3-35, 1988.
- JIBSON R.W., *Debris flow in southern Puerto Rico*, Geol. Soc. Am. Spc. Pub., 236, 1-13, 1989.
- PRANZINI G., PICCINI L., *Il ruolo del carsismo nell'evento alluvionale del 19.6.96 nelle Alpi Apuane*, relazione tecnica, Regione Toscana, 1996.
- VARNES D.J., *Slope movements type and process*, in: Landslides analysis and control, R.L. Schuster & R.J. Krizek (eds.), Special report 176: 11-33, Washington D.C., 1978.



5.2. Predicibilità e simulazione numerica delle soglie idrologiche di innesco

Marcello BRUGIONI e Giovanni MENDUNI

5.2.1. Generalità

Le calamità naturali quali i terremoti, le alluvioni, le eruzioni vulcaniche e i fenomeni franosi fanno parte di quel quadro chiamato appunto *dissesto idrogeologico* sul quale, negli ultimi anni, si è andata vieppiù sensibilizzando l'attenzione, tanto dell'opinione pubblica, che del mondo scientifico. È anche vero, tuttavia, che nell'ambito del dissesto idrogeologico, i fenomeni franosi ricevono una attenzione minore da parte dei mezzi di comunicazione rispetto ad altre calamità. Questo, molto probabilmente, accade perché i movimenti gravitativi sono processi generalmente concentrati nello spazio e che, quindi, coinvolgono ridotte porzioni di territorio. Fanno eccezione i casi di maggiore impatto quali, appunto, i dissesti della Versilia del giugno 1996, i cui effetti sono talmente importanti da richiamare decisamente l'attenzione dei *mass media*.

Peraltro i movimenti gravitativi sono una delle cause principali di rischio per cose e persone, come dimostra il rapporto del Ministero dei Lavori Pubblici (Catenacci, 1992) secondo il quale le vittime per frana nel periodo 1945-1990 rappresentano il 32% del totale di quelle per catastrofi naturali in Italia. Una rinnovata sensibilità nei confronti dei problemi del territorio, sta comunque indirizzando i ricercatori verso una continua e crescente attività nei confronti dello studio dei movimenti gravitativi. Tra questi rivestono particolare importanza i fenomeni superficiali, coinvolgenti ammassi detritici e terrigeni, la cui caratteristica più evidente è la velocità di movimento e la conseguente difficoltà di previsione (Canuti *et al.*, 1994).

Si deve aggiungere inoltre che la diffusione di strumenti di controllo e di monitoraggio degli eventi naturali, porta naturalmente ad una sempre maggiore conoscenza dei fenomeni e delle loro cause di innesco. E noto difatti che eventi estremi, sia locali che diffusi, che si sono verificati in un passato anche non troppo remoto, hanno lasciato tracce legate in molti casi soltanto attraverso le testimonianze di osservatori presenti al momento del verificarsi dei fenomeni. Questo fatto fa intuire che un nu-

mero imprecisato di casi analoghi sono andati, per così dire, *perduti*. Naturalmente, se la circostanza è di nullo interesse per quanto attiene ai danni a persone e cose, le conseguenze sono tutt'altro che trascurabili sulla conoscenza generale dei fenomeni. La presenza di una rete capillare e diffusa di monitoraggio e controllo, oltre a rappresentare uno strumento di estrema importanza per la gestione del rischio durante il verificarsi dei fenomeni di crisi, contribuisce ad accrescere il livello della ricerca e il perfezionamento di modelli matematici sempre più raffinati e vicini alla realtà.

Per ciò che riguarda i dissesti gravitativi che vengono compresi nella dizione colate detritiche, o più esattamente, *debris flows* secondo la terminologia anglosassone, è indubbio che il loro verificarsi sia decisamente correlato agli eventi meteorici intensi. L'azione delle acque piovane si manifesta difatti in un rapido aumento delle pressioni interstiziali nel terreno, in genere correlato con il grado di permeabilità. Tanto è maggiore quest'ultima e più rapida è la risposta della pressione dei pori con la conseguenza che i dissesti sono influenzati da piogge brevi ed intense. Da tale affermazione deriva che l'identificazione di *soglie pluviometriche* di innesco di movimenti gravitativi superficiali è più agevole per materiali che presentano permeabilità media ed elevata (sabbie, terreni regolitici, detriti) mentre risulta più difficoltosa via via che il materiale coinvolto assume una granulometria più fine. In tali casi entra difatti in gioco l'influenza che eventi piovosi precedenti hanno avuto sui caratteri fisici e meccanici del materiale.

Tra gli autori che hanno presentato delle relazioni che legano intensità e durata delle precipitazioni in correlazione con l'evidenza di fenomeni di dissesto ricordiamo i lavori di Campbell (1975), Caine (1980), Cancelli e Nova (1985), Govi e Sorzana (1980), Utchinson e Bhandari (1971), Jibson (1989), Canuti *et al.* (1985), Capecchi e Focardi (1988). La produzione scientifica sull'argomento ha comunque avuto negli ultimi anni un sostanziale incremento, a seguito dell'affermarsi dei sistemi informativi territoriali (vedi, ad esempio, Carrara *et al.*, 1995). L'obiettivo resta sempre la produzione di modelli che tendono, appunto, a determinare i valori critici di pioggia, in termini di intensità e durata, che determinano la crisi locale dei versanti. Una volta precisate tali *soglie idrologiche* sulla base delle caratteristiche morfologiche, geotecniche e vegetazionali locali, è possibile stimare, almeno in prima approssimazione, la propensione del territorio al dissesto a scala di bacino e contribuire alla mappatura del rischio idrogeologico come indispensabile strumento per la pianificazione territoriale. Il problema, in effetti e come dianzi accennato, è notevolmente complicato dallo stato di saturazione iniziale del terreno (e dunque da una storia del territorio che trascende la scala del singolo evento meteorico) che, oltre a condizionare il *tempo* temporale di infiltrazione e il conseguente deflusso superficiale netto, viene ad influire più complessivamente sul processo in termini di parametri geotecnici e vegetazionali.

5.2.2. La discretizzazione del territorio nella modellistica distribuita

Una tale impostazione, come dianzi accennato, si presta particolarmente alla modellistica distribuita (vedi, per un inquadramento generale sull'argomento, Rosso *et al.*, 1994). Il territorio, in analogia con quanto avviene nella modellistica di vari processi in ingegneria, viene suddiviso in elementi finiti, regolari o irregolari, attraverso un opportuno criterio di discretizzazione. A ciascuno di essi viene applicato il medesimo modello a scala locale nel rispetto delle necessarie condizioni di congruenza ai limiti. Con tale procedura, oltre alla soluzione di problemi differenziali alla scala complessiva, è possibile analizzare la soluzione nei suoi aspetti locali, oltre a coglierne gli aspetti propagatori e, più in generale, la dinamica temporale.

L'intrinseca struttura matriciale delle informazioni da piattaforma satellitare ha determinato un orientamento della modellistica verso tecniche di discretizzazione a maglie regolari quadrate o *raster*. L'elemento fondamentale per l'applicazione idrologica e geomorfologica di tali modelli è il modello digitale del terreno (*DTM*) che associa a ciascun elemento la quota media determinata sulla base di opportuni algoritmi di interpolazione dei dati topografici a terra.

Sulla base del *DTM* è poi immediato ottenere la matrice delle esposizioni e delle pendenze locali, oltre ad altri fondamentali parametri morfometrici quali, ad esempio, gli indici che caratterizzano i sottobacini idrografici e il reticolo di drenaggio superficiale. Questi dati forniscono utili indicazioni sulla morfologia locale del territorio e sono alla base di pressoché ogni ulteriore elaborazione di ordine idrologico e geomorfologico alla macroscale.

Una volta aggiunte ad essi le matrici relative alle informazioni sulla litologia, pedologia uso del suolo, precipitazioni e copertura vegetale è possibile ottenere modelli a diverso livello di complessità che descrivono i processi di versante alla scala spaziale e temporale considerata.

Naturalmente, come peraltro è noto in altri campi dell'ingegneria quali la fluidodinamica e la meccanica strutturale, la discretizzazione a maglia quadrata non è l'unica possibile né, assai spesso, la più conveniente per l'applicazione di modelli ad elementi finiti. Il *raster*, peraltro, non è in grado di tenere conto di linee di discontinuità nella derivata della superficie rappresentata. Queste *break lines* sono peraltro importanti nella rappresentazione dei processi fisici quando la scala dei fenomeni investigati diventa dell'ordine delle decine di metri. Basti ricordare, a questo proposito, il problema della modellazione degli effetti di interventi antropici sul territorio, quali rilevati stradali, sbancamenti, cave, o processi naturali, quali discontinuità strutturali o morfologiche (alvei incisi, terrazzamenti).

Questo fatto, più volte ricordato in letteratura (Grayson *et al.*, 1992a e 1992b), ha indicato altre forme di discretizzazione a maglie irregolari quali la *TIN* (*Triangulated Irregular Network*) o quella che individua elementi pseudo trapezi delimitati da curve di livello e linee di massima pendenza (*Stream tube network*). Quest'ultima schematizzazione ha conosciuto una qualche diffusione (Wu *et al.*, 1995) attraverso la produ-

zione del codice di calcolo *TAPES-C* che, in ambiente *ARCINFO*, consente una agevole discretizzazione dei bacini idrografici. Il vantaggio, per quanto riguarda l'applicazione dei modelli, sta nel fatto che, tanto dal punto di vista idraulico che da quello dei movimenti gravitativi in generale, non c'è scambio di materia tra elementi lateralmente adiacenti. Il territorio viene difatti suddiviso in *tubi di flusso* costituiti dalla giustapposizione di più elementi finiti uniti tra loro dalle curve di livello. I deflussi idrici, superficiale e subsuperficiale, scorrono dunque incanalati tra due linee adiacenti di massima pendenza con velocità locale determinata dall'applicazione della rispettiva equazione di conservazione della massa. Questa discretizzazione pare dunque più vicina alla fisica dei processi idrogeologici sul territorio e consente un naturale infiltramento della griglia nelle aree a maggiore variabilità spaziale.

La *TIN*, invece, è sostanzialmente il modello tridimensionale di una superficie composto da facce piane triangolari costruite sui punti originali del modello digitale del terreno. I punti sono connessi secondo un criterio di ottimizzazione teso a produrre triangoli il più possibile equilateri (di solito si utilizza l'algoritmo di Delauney) e costituisce un modello di superficie notevolmente accurato. Il metodo consente agevolmente di tenere in conto di *break lines*. Addirittura si possono modellare manufatti con pareti piane comunque inclinate oltre a qualsiasi discontinuità naturale del territorio. Il difetto più marcato del metodo consiste in tipiche irregolarità che si manifestano ove le curve di livello formano angoli particolarmente acuti come, ad esempio, nelle valli strette o su displuvi particolarmente accentuati. Queste *scalettature*, ben note agli utenti delle *TIN*, possono inficiare anche gravemente la concettualizzazione dei processi fisici del territorio.

Una evoluzione del *raster* che consente di tenere conto di *break lines* è dato dalla *Triangulated Grid* o *TGRD*. La *TGRD* è un modello di superficie che prevede una griglia equispaziata che diventa irregolare, appunto, in corrispondenza delle *break lines*, attraverso la generazione automatica di una maglia triangolare. Il difetto più marcato consiste nell'impossibilità di infittire automaticamente la griglia in corrispondenza di aree ove la topografia è più tormentata o, al contrario, di rarefare la presenza dei nodi nelle zone pianeggianti.

Un approccio, fortemente innovativo e fisicamente basato, al problema della discretizzazione in elementi finiti di un bacino idrografico può essere impostato partendo dallo stesso reticolo di drenaggio (Riboni, 1998). Sulla base dei dati di elevazione del terreno, ricavati della cartografia numerica alla massima scala disponibile, si costruiscono le curve di livello. Su di esse si traccia poi il reticolo di drenaggio sintetico con il grado di dettaglio compatibile con quello dei dati topografici. Disponendo, ad esempio, dei dati numerici relativi alle curve di livello per la cartografia della Regione Toscana in scala 1:5000, si può esplorare realisticamente il territorio con un passo dell'ordine di 5-10 metri ove la topografia è più accidentata per scendere a 20-50 metri nelle aree pianeggianti. Gli algoritmi di generazione sono diversi a seconda della curvatura locale della linea di livello; si possono basare pertanto sul cri-

terio della normale alla curva immediatamente più a valle, per raggi di curvatura più bassi, o su quello della minima distanza ove il raggio è maggiore. Peraltro, imponendo la generazione di curve di livello a quote assegnate, è possibile forzare alcuni del reticolo sintetico sugli specifici punti topografici rilevati a terra. Il reticolo così ottenuto ha la struttura topologica di un grafo orientato, immediatamente ordinabile secondo gli opportuni criteri morfometrici (Strahler, 1978). La struttura del grafo poi, è per sua stessa natura vettoriale e la posizione dei nodi della poligonale è libera nello spazio. Questo fatto risolve un notevole problema connesso con le rappresentazioni matriciali del reticolo di drenaggio, per le quali la posizione di ogni nodo è forzatamente vincolata al baricentro di ciascuna cella del reticolo. La descrizione proposta è poi auto-adattante sulla topografia. Ove le curve di livello sono più fitte, e dunque la topografia più mossa, si avrà maggiore densità di nodi e così, al contrario, nelle aree pianeggianti la densità sarà minore. La definizione delle aree contribuenti avviene attraverso l'involuppo della porzione di reticolo che scola alla sezione considerata. Ogni elemento areale indirizzabile di territorio viene determinato a partire dal reticolo che lo drena. La sua pendenza caratteristica è assunta pari a quella media del reticolo corrispondente, salvo diverse considerazioni applicabili caso per caso.

5.2.3. Modelli distribuiti di stabilità dei versanti

Nel presente sottoparagrafo si descriveranno brevemente alcuni contributi di letteratura scelti tra quelli più recenti e caratteristici delle diverse metodologie per la modellazione distribuita dei movimenti gravitativi superficiali.

Un modello distribuito di stabilità di versante, basato su una discretizzazione a maglia irregolare, è quello proposto da Montgomery *et al.* (1994). Nel lavoro viene sviluppato un algoritmo con il quale si valuta l'influenza della topografia, descritta attraverso curve di livello con passo 5 metri, sull'innescò delle frane superficiali accoppiando un modello idrologico con un modello di stabilità dei pendii. Tramite il modello idrologico, basato anch'esso su di una discretizzazione a tubi di flusso (O'Loughlin, 1986), si valuta il grado di saturazione del suolo in corrispondenza di una pioggia costante per ciascun elemento del tubo di flusso. Il modello analizza la stabilità di ciascun elemento sotto le ipotesi di suolo non coesivo e di spessore costante. L'infiltrazione è governata dal coefficiente di conduttività satura del terreno. L'intensità di pioggia che determina la condizione di instabilità è direttamente correlata con il rischio di movimenti gravitativi superficiali sul bacino in esame. La validazione del modello avviene tramite il confronto della distribuzione spaziale delle piogge critiche con la mappa dei dissesti in diverse regioni degli Stati Uniti.

Wu *et al.* (1995) propongono un modello particolarmente orientato ai bacini vegetati. La discretizzazione considerata è ancora di tipo irregolare e basata sul modello TAPES-C. L'equazione di stabilità a scala di cella è quella dell'equilibrio del pendio indefinito (Skempton e Delory, 1957) opportunamente modificata per tenere in conto della resistenza delle radici e del peso della vegetazione. I valori numerici, riferiti a

questi ultimi dati, sono tratti dal lavoro di Sidle (1992). Il modello di infiltrazione, di tipo *dunniano* (Dunne, 1978). Il fluido, percolato direttamente verso basso, si muove sul substrato roccioso secondo il modello dell'onda cinematica sotterranea (Beven, 1981).

Castellani *et al.* (1996) presentano una metodologia per la stima di mappe di probabilità di crisi per instabilità di tipo superficiale innescabili in caso di eventi di precipitazione intensi. A tale scopo viene proposto l'accoppiamento di un modello idrologico distribuito, accoppiato ad un modello geomorfologico per l'analisi probabilistica dei franamenti di tipo superficiale. La struttura modellistica di riferimento è costituita da un modello sedimentologico distribuito su base concettuale (Castellani, 1995), cui viene accoppiato un modello meccanico di stabilità di pendio infinito, secondo un approccio quasi statico. Sulla base di un *DTM* a maglia regolare di 250 metri, la probabilità di crisi viene stimata per ciascuna cella elementare appartenente al bacino idrografico, per la quale sono note le forzanti dinamiche risultanti dalla modellazione idrologica distribuita. La stima della probabilità di crisi in termini di *fattore di sicurezza*, viene condotta assumendo tre variabili aleatorie coesione, angolo di attrito e pendenza. Nel lavoro viene affrontato il problema del dettaglio dell'informazione topografica nei problemi di stabilità alla scala di versante. Si arriva alla conclusione che, per ottenere risultati attendibili, il passo della maglia regolare non deve essere superiore a 20 metri.

Sirangelo *et al.* (1996) presentano un modello, denominato *FLaIR*, per la simulazione e la previsione dei movimenti franosi innescati dalle precipitazioni. Esso si compone di 2 moduli: il primo correla le piogge con gli eventi franosi; il secondo effettua, invece, una generazione sintetica dei dati di precipitazione, fornendo una rappresentazione probabilistica delle piogge future. La probabilità del verificarsi dell'evento franoso è messa in relazione con una funzione di mobilitazione, schematizzata come convoluzione fra le intensità di pioggia e una funzione filtro. La previsione consiste nella stima, al tempo τ , del valore che la funzione di mobilitazione potrà avere al tempo t . Tale valore verrà a dipendere tanto delle intensità di pioggia osservate, misurate prima di τ , che da quelle stimate, nell'intervallo $[\tau, t]$, derivanti dal modello stocastico di precipitazione. Il modello risulta, dunque, formato da due componenti: una di natura deterministica e l'altra di natura stocastica. Al fine di descrivere il ruolo di ciascuna delle due componenti viene introdotto un parametro, detto *indice di varianza*, per il quale viene determinata l'espressione analitica per due classi di funzioni filtro. Mediante tale espressione è possibile una facile valutazione del peso di ciascuna componente.

5.2.4. Il modello di stabilità alla scala di cella proposto per il caso in esame

Si farà d'ora innanzi riferimento all'equazione di equilibrio di un pendio indefinito, inclinato dell'angolo β sull'orizzontale (si veda, ad esempio, Skempton *et al.*, 1958). Una volta fissata una superficie di scivolamento, assunta piana e parallela al

terreno, la stabilità è espressa in termini di coefficiente di sicurezza F_S , inteso come rapporto tra le forze stabilizzanti e quelle destabilizzanti proiettate lungo la direzione di massima pendenza. Le prime sono riconducibili alla coesione c del terreno, alla resistenza dell'apparato radicale delle piante espressa in forma di *coesione apparente* c_V e all'attrito mobilizzato dal peso del terreno, da quello W della copertura vegetale. Gli stessi pesi, cui va aggiunto quello dell'acqua eventualmente presente nei pori in caso di terreno saturo, costituiscono le forze destabilizzanti.

Stabilità in assenza di falda

Consideriamo il caso più semplice di un terreno in assenza di falda, nudo, omogeneo il cui peso di volume è γ_T , la coesione c e l'angolo di attrito interno ϕ . Il coefficiente di sicurezza rispetto ad una superficie di scivolamento immersa ad una profondità z rispetto al piano di campagna, risulta

$$F_s = \frac{c + z\gamma_T \cos^2 \beta \tan \phi}{z\gamma_T \sin \beta \cos \beta} \quad (5.2.1)$$

Dalla struttura della (5.2.1) è possibile rilevare che il coefficiente di sicurezza è dato dalla semplice combinazione lineare dei due contributi, sostanzialmente indipendenti tra loro, dati dall'attrito interno e dalla coesione. Nel caso che il terreno non sia coesivo, la relazione si semplifica nella classica espressione

$$F_s = \frac{\tan \phi}{\tan \beta} \quad (5.2.2)$$

che indica come la condizione di instabilità si raggiunge quando l'angolo di inclinazione del terreno è pari all'angolo di attrito. Questa osservazione, peraltro, spiega perché la mappa delle pendenze locali venga sovente considerata come un modello di prima approssimazione per la propensione al dissesto dei versanti.

L'importanza della coesione nella determinazione del coefficiente di sicurezza appare immediatamente riscrivendo la (5.2.1) nella forma

$$F_s = \frac{c}{z\gamma_T \cos \beta \sin \beta} + \frac{\tan \phi}{\tan \beta} \quad (5.2.3)$$

La coesione somma, in definitiva, alla (5.2.2) un termine iperbolico la cui importanza decresce all'aumentare di z . Il coefficiente di sicurezza è dunque massimo in prossimità della superficie del terreno e tende al valore asintotico (5.2.2) per superfici di scivolamento sempre più depresse.

Riscriviamo adesso la (5.2.1) considerando l'effetto della vegetazione attraverso il peso per unità di area W della coltre vegetale e la resistenza delle radici espressa in termini di *coesione apparente* c_V .

$$F_s = \frac{c + c_V + (z\gamma_T \cos\beta + W)\cos\beta \tan\phi}{z\gamma_T \sin\beta \cos\beta + W \sin\beta} \quad (5.2.4)$$

Riordinando i termini si ha immediatamente

$$F_s = \frac{c + c_V}{(z\gamma_T \cos\beta + W)\sin\beta} + \frac{\tan\phi}{\tan\beta} \quad (5.2.5)$$

Si osserva che il peso della coltre vegetale ha effetto sul coefficiente di sicurezza, solo se ambedue i termini di coesione sono diversi da zero. In quest'ultimo caso il coefficiente di sicurezza presenta il limite superiore

$$F_{s, \text{sup}} = \frac{c + c_V}{W \sin\beta} + \frac{\tan\phi}{\tan\beta} \quad (5.2.6)$$

contrariamente al caso di terreno coesivo nudo nel quale, in corrispondenza della superficie del terreno, si ha coefficiente di sicurezza infinito.

E facile dunque intuire che, almeno in linea teorica, la presenza della vegetazione penalizza sempre la stabilità del pendio su piani di scorrimento prossimi alla superficie del terreno mentre, al crescere di z la situazione può invertirsi. Combinando la (5.2.5) e la (5.2.6) si può trovare la profondità critica

$$z_{CR} = \frac{c}{c_V} \frac{W}{\gamma \cos\beta} \quad (5.2.7)$$

alla quale la tendenza si inverte e la copertura vegetale di caratteristiche W e c_V diventa invece stabilizzante. Possiamo osservare dalla (5.2.7) che la copertura vegetale tenderà, a parità di altri fattori, a penalizzare la stabilità al crescere dell'angolo di scarpata. A titolo di esempio possiamo considerare i dati della tabella seguente, ragionevoli in un caso quale quello in esame.

Tabella 5.2.1 Dati geotecnici e vegetazionali di esempio per la valutazione di z_{CR}

c [kPa]	2
c_V [kPa]	3
W [N/m ³]	1300
β [gradi]	35
γ_T [N/m ³]	16000
z_{CR} [m]	0.07

Applicando la (5.2.7) si vede che la profondità critica è di soli 7 centimetri. La relazione, vista comunque la variabilità degli altri dati, relativamente scarsa nella pratica, è governata dalla coesione c . Tanto maggiore sarà questa e tanto più spesso sarà lo strato di terreno nel quale la vegetazione svolgerà un ruolo destabilizzante.

Questo fatto è ben esemplificato nella Figura 5.2.1 nella quale l'andamento del coefficiente di sicurezza per un ipotetico pendio è graficato in funzione della profondità di diverse, ipotetiche, superfici di scorrimento. Si può osservare come il coefficiente di sicurezza decada con l'approfondirsi della superficie considerata, verso l'asintoto (5.2.2). Si osserva inoltre il contributo stabilizzante della vegetazione a partire dalla profondità z_{CR} che, nell'esempio, è attorno ai 7 centimetri.

Tutti questi ragionamenti, naturalmente, vengono meno al contatto del substrato. Questo può essere più o meno interessato dall'effetto delle radici che, solo in alcuni casi, possono parzialmente infiltrarsi tra gli strati o nelle fratture.

La *coesione apparente* c_v rende sostanzialmente conto dell'azione resistente del traliccio costituito dall'insieme della massa radicale rispetto ad una azione puramente di taglio, esplicata su un piano parallelo alla superficie del terreno. Si può dunque ritenere che, in generale, questa subisca una forte diminuzione in corrispondenza del substrato e che, almeno in prima approssimazione, possa essere considerata nulla. Analogamente anche la coesione c , per sua stessa definizione, andrà ad annullarsi sul substrato. Anche l'azione dell'attrito interno perde di significato. Subentra tuttavia ad essa quella data dall'attrito tra terreno e superficie del substrato che, pensiamo ad esempio a strati disposti a *reggipoggio*, può risultare assai significativa. Chiamando ϕ_{BR} l'angolo di attrito dell'accoppiamento terreno-substrato, possiamo dunque riscrivere la (5.2.5) nella forma

$$F_s = \frac{c + c_v}{(z\gamma_T \cos\beta + W)\sin\beta} + \frac{\tan\phi}{\tan\beta} \text{ se } z < d \quad (5.2.8)$$

$$F_s = \frac{\tan\phi_{BR}}{\tan\beta} \text{ se } z = d$$

L'effetto della pioggia

Andiamo adesso a considerare il caso nel quale il terreno sia soggetto ad una pioggia di intensità assegnata e che un fronte di saturazione, che immaginiamo anch'esso parallelo alla superficie del terreno, si propaghi dall'alto verso il basso. Ammettiamo che il processo di infiltrazione sia di tipo *hortoniano*. In questo caso il terreno tenderà a saturarsi sotto l'azione combinata della capillarità e della forza di gravità.

Il grado di saturazione del terreno, come è noto, varia con continuità lungo la verticale a causa della distribuzione non uniforme della dimensione caratteristica degli interstizi tra le particelle. Ad uno strato superiore che, ad un determinato istante del processo, potrà considerarsi praticamente saturo, farà seguito una zona *aerata* a grado di saturazione via via decrescente con la profondità e il cui spessore può essere stimato sulla base della granulometria del materiale.

Se facciamo riferimento ad una quota caratteristica, ad esempio quella riferita al grado di saturazione maggiore del 95%, possiamo considerare il fronte di saturazione come un piano che suddivide una zona superiore *saturo* da quella inferiore, conside-

rata tutta, ad esempio, alla *capacità di campo*. Questa schematizzazione, sebbene assai drastica, è alla base del popolare modello di infiltrazione dovuto a Green e Ampt (1922) che descrive efficacemente la sostanza del processo di percolazione¹ dell'acqua nel terreno. In effetti, anche da un punto di vista geotecnico, il fronte così definito costituisce un piano di discontinuità per il terreno che ha inevitabili conseguenze per la stabilità.

Se consideriamo il terreno al disopra del fronte e, quindi, in condizioni sature, possiamo riscrivere la (5.2.1) nella forma

$$F_s = \frac{c' + c_v + [z(\gamma_s - \gamma_w) \cos^2 \beta + W \cos \beta] \tan \phi'}{z \gamma_s \sin \beta \cos \beta + W \sin \beta} \quad \text{se } 0 < z < h \quad (5.2.9)$$

ove c' e ϕ' indicano rispettivamente la coesione e l'angolo di attrito del terreno espressi in termini di tensioni efficaci e h la profondità *convenzionale* del fronte di infiltrazione. Per ipotetiche superfici di scorrimento nella zona aerata otteniamo invece

$$F_s = \frac{c_A + c' + c_v + \{[(z-h)\gamma_D + h(\gamma_s - \gamma_w)] \cos^2 \beta + W \cos \beta\} \tan \phi'}{z \gamma_s \sin \beta \cos \beta + W \sin \beta} \quad \text{se } 0 > z > h \quad (5.2.10)$$

e, a contatto del substrato roccioso

$$F_s = \frac{\tan \phi_{BR}}{\tan \beta} \quad \text{se } z = d \quad (5.2.11)$$

I pesi specifici del terreno, saturo e alla capacità di campo, sono indicati rispettivamente con γ_S e γ_D mentre γ_W è il peso specifico dell'acqua. Il fattore c_A che compare al numeratore della (5.2.10) è un ulteriore termine di *coesione apparente* dovuto, questa volta, ai fenomeni capillari tipici dei terreni non saturi (si veda, ad esempio, Terzaghi *et al.*, 1956). Tale termine dipende da z , essendo evidentemente nullo ove il terreno è saturo e raggiungendo un massimo nella frangia capillare. In generale, comunque, si ha *coesione apparente* quando le condizioni di umidità sono quelle proprie della *capacità di campo*.

La tensione capillare nel terreno si misura in campagna con il tensiometro (Richards *et al.*, 1936), strumento che, al di là della particolare struttura costruttiva, esegue una media spaziale alla scala della propria dimensione caratteristica. Questo fatto è del tutto corretto ove tale scala è prossima a quella del *volume rappresentativo elementare* (Bear, 1979) al quale vengono mediate le caratteristiche geometriche, cinematiche e dinamiche del moto bifase all'interno del terreno insaturo. Tale processo di media viene a uniformare notevolmente la tensione capillare nel terreno, particolarmente ove questo è ben classato da un punto di vista granulometrico.

¹ Il termine, al di là del significato rigoroso, è qui utilizzato per descrivere il processo di moto insaturo, verso il basso, nel terreno asciutto.

Lo spessore medio h_C della frangia capillare e, dunque, il carico piezometrico relativo alla depressione indotta, può essere stimato in funzione della porosità e del diametro medio d_H nella forma

$$h_C = \frac{2.2}{d_H} \left(\frac{1-n}{n} \right)^{3/2} \quad (5.2.12)$$

ove h_C e d_H sono entrambe espresse in pollici e n è la porosità. Polubarinova Kochina (1951, 1962) propone invece la relazione

$$h_C = \frac{0.45}{d_{10}} \left(\frac{1-n}{n} \right) \quad (5.2.13)$$

ove, questa volta, le lunghezze sono espresse in centimetri. Indicazioni di ordine qualitativo sono date da Silin Beckurin (1958) che suggerisce i dati sintetizzati nella seguente tabella.

Tabella 5.2.2 Altezze di risalita capillare per diversi tipi di terreni [cm]

Tipo di terreno	Risalita capillare [cm]
Sabbia grossolana	2-5
Sabbia	12-35
Sabbia fine	35-70
Limo	70-150
Argilla	150-400 (e oltre)

Nel caso in esame, vista la natura e lo spessore medio stimato della coltre di terreno superficiale, dell'ordine di 1-2 metri, si è ritenuto ragionevole ritenere che l'intera fascia di terreno compresa tra il fronte di saturazione e il substrato roccioso sia interessata dalla risalita (in questo caso) capillare e che la coesione apparente c_A si manifesti in essa con un valore costante, indipendente dalla profondità.

La stima del valore da attribuire a c_A è relativamente complessa. Da un punto di vista fenomenologico è ipotizzabile che sia predominante, oltre all'effetto membrana dei menischi, l'azione dell'attrito interno del materiale che viene mobilizzato dal carico esterno dato dalla pressione atmosferica, in eccesso rispetto a quella dell'acqua interclusa tra i pori. Una valutazione dell'ordine di grandezza di c_A , seguendo questo ragionamento, può essere fatta, in via di larga massima, considerando, a titolo di esempio i dati della seguente tabella.

Tabella 5.2.3 Valutazione dell'ordine di grandezza della coesione apparente

Risalita capillare [m]	0.70
Tensione capillare massima [kPa]	6.9
Angolo di attrito interno [grad]	35'
Coesione apparente [kPa]	4.8

Tali valori, peraltro, concordano con le valutazioni espresse da Casagli *et al.* in un recente lavoro (1994) sull'instabilità delle sponde fluviali composite.

Terreno nudo, non coesivo, interessato da un processo di infiltrazione

Consideriamo adesso, nuovamente il caso di un terreno nudo, non coesivo ma interessato, questa volta, dal processo di infiltrazione. La (5.2.9), la (5.2.10) e la (5.2.11) si possono riscrivere come

$$F_s = \frac{(\gamma_s - \gamma_w) \tan \phi'}{\gamma_s} \frac{\tan \phi'}{\tan \beta} \text{ se } 0 > z > h \quad (5.2.14)$$

$$F_s = \frac{c_A + [(z - h)\gamma_D + h(\gamma_s - \gamma_w)] \cos^2 \beta \tan \phi'}{[(z - h)\gamma_D + H\gamma_s] \beta \cos \beta} \text{ se } h > z > d \quad (5.2.15)$$

$$F_s = \frac{\tan \phi_{BR}}{\tan \beta} \text{ se } z = d \quad (5.2.16)$$

Dalla (5.2.14) si osserva subito come il termine asintotico del coefficiente di sicurezza F_s , dovuto all'attrito sia comunque penalizzato, l'ordine di grandezza è del 50%, nella fascia satura rispetto al valore relativo al terreno alla *capacità di campo*.

Dal confronto tra la (5.2.14) e la (5.2.15) si osserva immediatamente che le due equazioni non sono congruenti per $z = h$. La coesione apparente, per quanto dianzi accennato, induce difatti un brusco incremento del coefficiente di sicurezza pari a

$$\Delta F_s = \frac{C_A}{[(z - h)\gamma_D + h\gamma_s] \beta \cos \beta} \text{ se } h \leq z < d \quad (5.2.17)$$

che, in corrispondenza del fronte di infiltrazione si riduce a

$$\Delta F_s = \frac{C_A}{h\gamma_s \sin \beta \cos \beta} \text{ se } z = h \quad (5.2.18)$$

È immediato constatare come il peso dell'incremento di resistenza dato dalla (5.2.18) può essere notevole e, come in effetti accade assai spesso in natura, condizionare l'intero processo di instabilità del pendio (vedi, ancora, Casagli *et al.*, 1994). Questo fatto può apparire non del tutto realistico essendo, tra l'altro, h uno spessore *convenzionale* assunto come unica scala lineare caratteristica di un processo assai complicato come

la saturazione del terreno. Si ritiene tuttavia, che lo schema adottato al di là delle drastiche concettualizzazioni, dia ragione della sostanza del processo fisico considerato.

L'incremento positivo ΔF_s varia nel tempo diminuendo al crescere della profondità convenzionale h del fronte di infiltrazione. Il numeratore della (5.2.16) resta difatti costante mentre il contributo destabilizzante del peso del terreno saturo cresce con l'avanzare del fronte.

La (5.2.15) può ulteriormente essere rimaneggiata nella forma

$$F_s = \Delta F_s + \left(1 - \frac{h\gamma_w}{(z-h)\gamma_D + h\gamma_s} \right) \frac{\tan \phi'}{\tan \beta} \text{ se } h > z > d \quad (5.2.19)$$

dalla quale si può facilmente verificare come il termine in parentesi tonda sia sempre positivo (e minore di uno) a conforto della buona posizione fisica del problema. Dalla (5.2.19) si osserva inoltre che il termine in parentesi tonda, dipendente da z , decresce al crescere di z andando a determinare, questa volta, un incremento nel coefficiente di sicurezza. Per verificare l'andamento complessivo di F_s bisogna dunque confrontare il valore

$$F_{s_{SUP}} = \frac{c_A}{h\gamma_s \sin \beta \cos \beta} + \left(\frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_s} \right) \frac{\tan \phi'}{\tan \beta} \quad (5.2.20)$$

del coefficiente di sicurezza alla profondità *convenzionale* del fronte di infiltrazione con quello asintotico

$$F_{s_{INF}} = \frac{\tan \phi'}{\tan \beta} \quad (5.2.21)$$

per z che tende all'infinito.

La Figura 5.2.2 mostra, a titolo del tutto indicativo, l'andamento del coefficiente di sicurezza di un generico pendio indefinito in funzione di diversi piani di scorrimento assunti paralleli al piano di campagna. Il pendio è sottoposto ad un processo di infiltrazione dalla superficie e la profondità *convenzionale* della zona satura è posta alla distanza di 50 centimetri dalla superficie stessa. L'angolo di inclinazione del pendio, assieme ai parametri geotecnici del terreno, è riportato nella seguente tabella 5.2.4.

Tabella 5.2.4 Dati geotecnici del generico pendio la cui stabilità è descritta in Figura 5.2.2.

Angolo di inclinazione del pendio β [gradi]	30
Peso di volume del terreno saturo γ_s [N/m ³]	18942
Peso di volume del terreno alla capacità di campo γ_D [N/m ³]	16000
Angolo di attrito interno ϕ [gradi]:	40
Angolo di attrito interno dell'accoppiamento terreno-substrato ϕ_{BR} [gradi]:	40
Coesione apparente stimata [kPa]	2

Nella figura si può notare l'andamento costante del coefficiente di sicurezza al di sopra della posizione convenzionale del fronte di saturazione. Il valore, ottenuto dalla (5.2.14) è pari a 0.70 e tutti i corrispondenti piani di scivolamento sono pertanto instabili.

Immediatamente a valle troviamo il repentino incremento del coefficiente di sicurezza dato dalla (5.2.18) che, nel nostro caso, è facile verificare essere dell'ordine di 0,50 metri. Per valori di z ancora crescenti si ha che il coefficiente di sicurezza cresce anch'esso ad opera del termine in parentesi tonda della (5.2.19) che prevale su $\div F_s$. I valori asintotici risultano

$$F_{SUP} = 1.19$$

$$F_{INF} = 1.45$$

e, nella zona aerata, limiteranno ovunque, superiormente e inferiormente, il valore del coefficiente di sicurezza. Se assumiamo, per fissare le idee che l'angolo di attrito interno del terreno sia lo stesso dell'accoppiamento terreno-substrato si ha che, per un terreno nudo, privo di coesione e soggetto all'azione della pioggia, il piano di scorrimento critico sarà localizzato ad una qualsiasi profondità, determinata in base a caratteristiche locali, tra la superficie del terreno e la profondità *convenzionale* del fronte di infiltrazione.

Terreno nudo, dotato di attrito e di coesione e sede di un processo di infiltrazione

La struttura delle equazioni appena discusse cambia di poco se il terreno è dotato di coesione. In questo caso cambia significativamente soltanto la (5.2.14) alla quale si aggiunge il termine iperbolico dato dalla coesione e che può adesso essere riscritta nella forma

$$F_s = \frac{c'}{z\gamma_s \operatorname{sen} \beta \cos \beta} + \frac{(\gamma_s - \gamma_w) \tan \phi}{\gamma_s \tan \beta} \text{ se } z < h \quad (5.2.22)$$

Le altre equazioni per l'equilibrio nella zona *aerata*, al disotto del fronte e in corrispondenza del substrato, restano sostanzialmente le stesse, ove si abbia cura di di sommare il termine di coesione c' alla coesione apparente c_A nella forma

$$\Delta F_s = \frac{c' + c_A}{[(z - h)\gamma_D + h\gamma_s] \operatorname{sen} \beta \cos \beta} \quad (5.2.23)$$

In questo caso l'andamento del coefficiente di sicurezza, per lo stesso caso esemplificativo riportato in Figura 5.2.2, cambia avendo ipotizzato una coesione $c' = 2 \text{ kPa}$. Dalla Figura 5.2.3 si può difatti evincere come il termine iperbolico della (5.2.22) implica un coefficiente di sicurezza variabile con la profondità anche nella zona satura.

L'incremento ΔF_s al fronte di saturazione tiene conto, questa volta, anche della coesione c' per cui F_{SUP} cresce, nel nostro esempio, di circa il 50%, mentre F_{INF} resta lo stesso del caso precedente. Conservando l'ipotesi della costanza del coefficiente di attrito sul substrato roccioso, si ha che, anche in questo caso, il piano di scorrimento critico viene a localizzarsi in corrispondenza della profondità *convenzionale* del fronte di infiltrazione.

Gli effetti della vegetazione sul pendio sede di un processo di infiltrazione

Nel caso che il pendio sia vegetato, l'equazione di equilibrio assume la forma completa (5.2.24), per lo strato superiore di terreno saturo

$$F_s = \frac{c' + c_v + (z(\gamma_s - h\gamma_w) \cos^2 \beta + W_w \cos \beta) \tan \phi}{z\gamma_s \sin \beta \cos \beta + W \sin \beta} \quad (5.2.24)$$

la forma (5.2.25) per lo strato compreso tra il fronte di saturazione e il substrato roccioso

$$F_s = C_A + C' + C_V + (((Z - H)\gamma_D + h\gamma_w) \cos^2 \beta + W_w \cos \beta) \tan \phi \quad (5.2.25)$$

mentre, sulla superficie di discontinuità a contatto tra il terreno e il substrato si ha

$$F_s = \frac{\tan \phi_{BR}}{\tan \beta} \text{ se } z = d \quad (5.2.26)$$

L'effetto della vegetazione sulla stabilità del pendio può essere evidenziato confrontando, ad esempio per la parte satura, i due valori di F_s che si ottengono dalla (5.2.24), tanto in condizioni di presenza che di assenza di vegetazione. E immediato verificare che, alla superficie del terreno, il coefficiente di sicurezza diventa infinito in caso di terreno nudo mentre, se i termini c_v e W sono diversi da zero, si ha il valore finito

$$F_{s_{SUP}} = \frac{c' + c_v + W \tan \phi}{W \tan \beta} \quad (5.2.27)$$

Anche in questo caso dunque, almeno in linea teorica, l'effetto della vegetazione risulta destabilizzante nell'immediata prossimità della superficie. Si può comunque valutare la profondità

$$z_{CR} = \frac{c'W}{\cos \beta (\gamma_s c_v + \gamma_w W \cos \beta \tan \phi)} \quad (5.2.28)$$

alla quale la tendenza si inverte e l'effetto della vegetazione risulta invece stabilizzante.

La (5.2.26) mostra come la z_{CR} sia proporzionale alla coesione c' del terreno. Dalla letteratura (Sidle, 1992) si può notare come i valori di coesione apparente delle radici

delle essenze più comuni siano sempre dell'ordine dei chilopascal. Considerando valori di c' analoghi o minori si valutano valori di z_{CR} dell'ordine di pochi centimetri. Si può quindi affermare che, in generale, l'effetto della vegetazione sull'equilibrio del pendio è sempre stabilizzante.

Questo risultato, conserva la propria sostanziale validità in prossimità del substrato. Lungo la superficie di discontinuità, come prima accennato, si annullano gli effetti resistenti della coesione c' . Anche il traliccio resistente formato dalle radici della piante si interrompe. L'effetto stabilizzante, in questo caso, può conservarsi nel ove le radici vengano ad infiltrarsi nelle fratture della roccia, come avviene, talvolta, laddove lo spessore del suolo è particolarmente ridotto e la struttura litologica della roccia lo consente. In alternativa, poiché sulla discontinuità viene ad agire il solo attrito terreno-substrato, la vegetazione sarà indifferente ai fini dell'equilibrio.

Parametri del modello a scala di cella

Da quanto sinora esposto emergono le considerazioni necessarie ad impostare la taratura a scala di cella del modello distribuito di stabilità. I dati necessari sono desumibili dalla seguente tabella 5.2.5.

Tabella 5.2.5 Parametri del modello di stabilità alla scala di cella

Angolo di inclinazione dell'elemento finito β [gradi]
Spessore dello strato di terreno h [m]
Peso di volume del terreno saturo γ_S [N/m ³]
Peso di volume del terreno alla capacità di campo γ_T [N/m ³]
Porosità efficace n [-]
Angolo di attrito interno ϕ' [gradi]:
Angolo di attrito interno dell'accoppiamento terreno-substrato ϕ_{BR} [gradi]:
Coesione c' [Kpa]
Coesione apparente c_A [kPa]
Carico idraulico di risalita capillare ψ [m]
Conduttività idraulica satura K [m/s]
Contenuto iniziale di acqua θ_i [-]
Carico distribuito indotto dal peso della vegetazione W [kPa]
Coesione apparente c_V indotta dalle radici delle piante [kPa]

Tra essi troviamo caratteristiche geotecniche quali la coesione, l'angolo d'attrito, la porosità, la conduttività idraulica, la cui conoscenza richiede il prelievo di campioni ed i relativi esami di laboratorio. Altri dati, lo spessore del terreno, il carico di risalita capillare, il contenuto d'acqua alla capacità di campo, richiedono le appropriate indagini *in situ*. I dati inerenti la tipologia e la varietà della vegetazione sono valutabili da rilievi areofotogrammetrici corroborati dalle necessarie verifiche sul campo; la

conseguente stima sulla resistenza della vegetazione e sui pesi in gioco consegue sulla scorta delle indicazioni della letteratura. Ad essi va poi aggiunta la conoscenza del campo di pioggia nella sua distribuzione temporale e spaziale. La raccolta di una messe di parametri quale quella appena indicata pare rendere del tutto improba l'applicazione del modello su scale spaziali che trascendano quelle delle poche centinaia di metri.

In effetti il modello, più che fornire una previsione *esatta* del rischio di frana, vuole costituire una sorta di *laboratorio virtuale* per valutare la sensibilità del processo di instabilità ai singoli parametri e stimare l'involuppo delle condizioni di rischio nello spazio dei parametri sulla base del campo di variabilità di ogni singolo dato. In questa ottica resta fondamentale la conoscenza accurata del territorio, la raccolta di un adeguato numero di campioni di terreno e l'esecuzione delle necessarie indagini di laboratorio, l'esecuzione delle indagini in posto. Un adeguato codice di analisi preliminare dei dati può poi riprodurre, sia su base stocastica che deterministica, la naturale variabilità delle diverse proprietà sul territorio e produrre l'insieme dei dati necessario alle diverse simulazioni.

Taratura del modello a scala di cella

La caratteristica essenziale di questo modello, sostanzialmente statico, è l'assenza di processi di moto di massa lungo i versanti e il reticolo. La dinamica temporale del fenomeno di instabilità è limitata difatti alla propagazione del fronte di infiltrazione lungo la direzione perpendicolare alla superficie di ciascun elemento di versante. La forzante esterna è data dallo ietogramma considerato che, a intervalli dell'ordine generalmente dei minuti, fornisce l'intensità istantanea della pioggia. Il modello tiene conto della fase iniziale di assorbimento e del successivo raggiungimento delle condizioni di *ponding* per le quali la capacità di infiltrazione è eguagliata o superata dall'afflusso meteorico istantaneo. L'analisi dei dissesti svolta per via aerofotogrammetrica e sviluppata dal rilievo diretto in campagna e dalle necessarie indagini geotecniche, consente di classificare le singole frane e comprenderne la dinamica di innesco. Una volta individuati sul modello digitale del terreno i corrispondenti elementi di versante critici è possibile compiere, a scala di cella, l'indispensabile taratura dell'insieme dei parametri valutando, attraverso la sensibilità di ciascuno, l'eventuale necessità di ulteriori indagini.

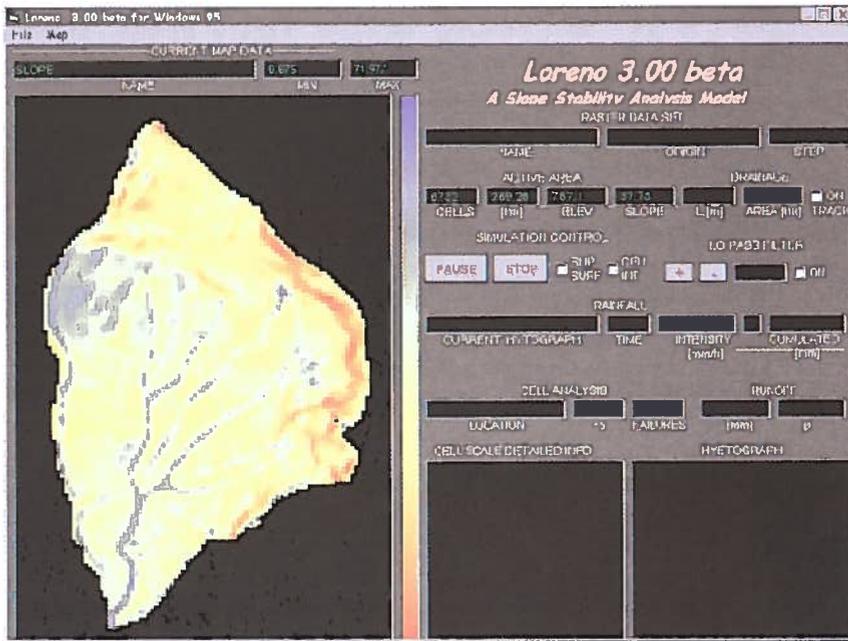


Figura 5.2.1 La matrice delle pendenze sul bacino della Capriola

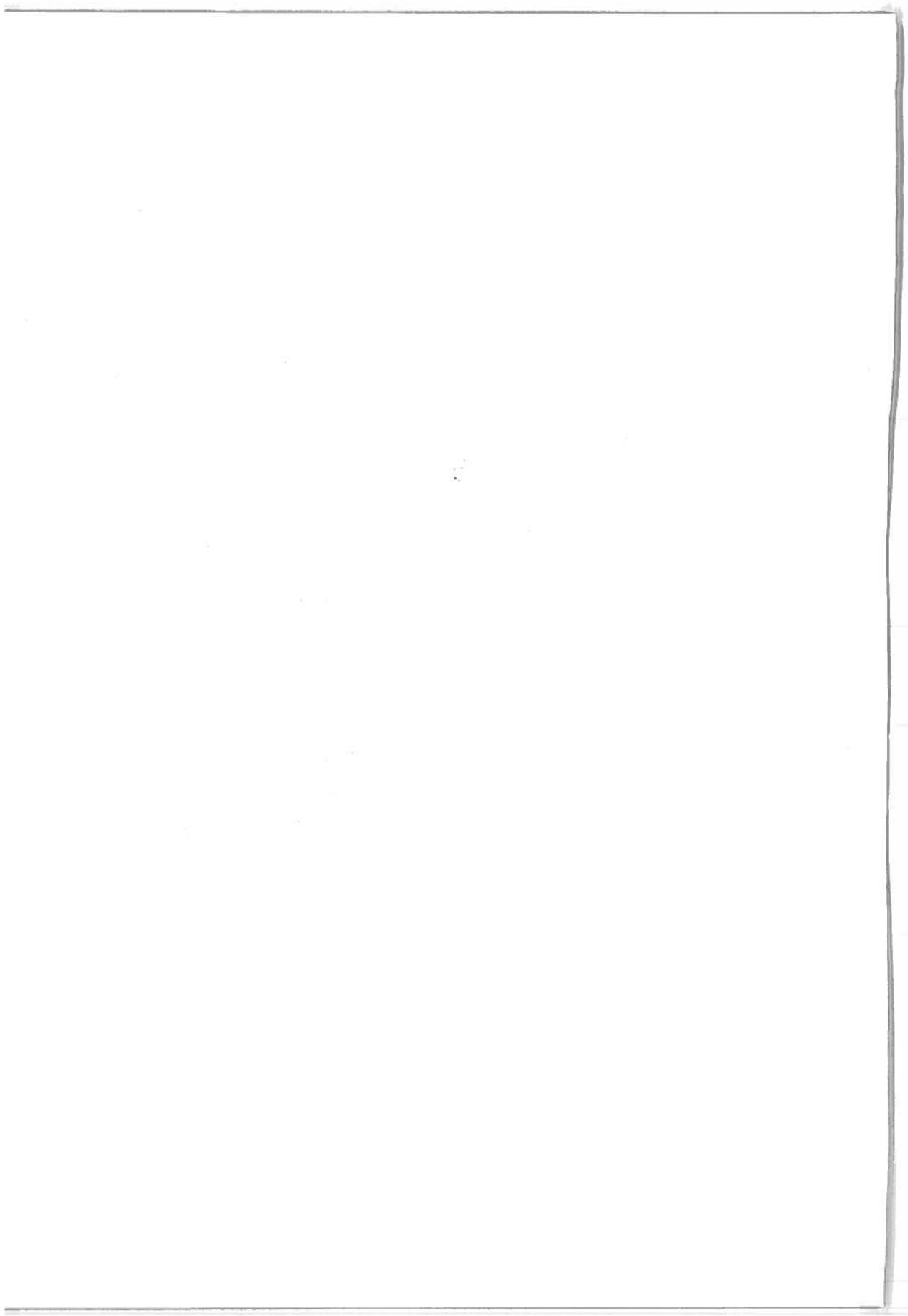


Figura 5.2.2 La mappa dei coefficienti di sicurezza all'inizio della simulazione

Riferimenti bibliografici

- BEAR, J., *Hydraulics of Groundwater*, Mc Graw Hill, New York, 1979
- BORGA M., DALLA FONTANA G. e DA ROS D., *Shallow landslides hazard assessment using a physically based model and digital elevation data*, Submitted to Environmental Geology.
- CAINE N., *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flow*, Geografiska Annal, 62A, 23-27, 1980.
- CAMPBELL R.H., SOIL SLIPS, DEBRIS FLOW AND RAINSTORMS IN THE SANTA MONICA MOUNTAINS AND VICINITY, SOUTHERN CALIFORNIA, GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 851, WASHINGTON, 1975.
- CANCELLI A. e NOVA R., *Landslides in soil e debris cover triggered by rainfall in Valtellina (Central Alps-Italy)*, Atti IV Conf. & Field Workshop on Landslides, Tokio, 1985.
- CANCELLI, A., CHINAGLIA N., CROSTA G., *Fenomeni franosi nell'arco alpino: le grandi frane in roccia; le frane nelle coltri di copertura*,
- CANUTI P., FOCARDI P., GARZONIO C.A., *Correlation between rainfall and landslides*, Atti 27th I.G.C. Moscow, Bull. IAEG 32, pagg 49-54, 1985.
- CANUTI P., CASAGLI N., *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*, Atti del convegno "Fenomeni franosi e centri abitati", Bologna 1994, CNR-GNDCI Regione Emilia Romagna, pubblicazione n° 846.
- CAPECCHI F., FOCARDI P., *Rainfall and landslides: research into a critical precipitation coefficient in an area of Italy*, Atti 5th Symp. On Landslides, Lausanne, pagg. 1131-1136, 1988.
- CARRARA, A., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH P., *GIS Technology in mapping landslide hazard*, in: *Geographical information systems in assessing natural hazards*, (a cura di Carrara, A. e Guzzetti, F.) Kluwer Academic Publisher, pag. 135-175, 1995
- CASAGLI, N., RINALDI M., *Meccanismi di instabilità delle sponde nell'alveo del fiume Sieve (Toscana)*, Atti del IV convegno nazionale dei giovani ricercatori, Riccione, 18-21 ottobre, 1994
- CASTELLANI L., CASTELLI F., *Un modello probabilistico distribuito dei franamenti superficiali durante eventi meteorologici intensi*, Atti del XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, I, 365-376, 1996
- CATENACCI V., *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*, Servizio Geologico Nazionale, Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, 1992.
- DUNNE T., *Field studies of hillslope flow processes*, in Kirby M. J., Hillslope Hydrology, J. Wiley & Sons, N.Y., 1978.
- GOVI M., SORZANA P.F., *Landslides susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basins (NW Italia)*. Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica, 14, 43-61, 1980.
- GRAYSON R. B., MOORE I.D., McMAHON T.A., *Physically based hydrologic modeling, 1, A terrain-based model for investigative purposes*, Water Resour. Res., 28(10), 2639-2658, 1992a.
- GRAYSON R. B., MOORE I.D., McMAHON T.A., *Physically based hydrologic modeling, 2, Is the concept realistic?*, Water Resour. Res., 28(10), 2659-2666, 1992b.
- GREEN, W.H., AMPT G., *Studies of soil physics Part I, The flow of air and fluids*

- trough the soil, Jour. Agric. Sci., 4, 1-24, 1911.
- HUTCHINSON J.N., BHANDARI R.K., *Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements*, Geotechnique, 21: 353-358, 1971.
- JIBSON R.W., *Debris flow in southern Puerto Rico*, Geol. Soc. Am. Sp. Pub., 236, 1-13, 1989.
- MONTGOMERY, D. R., DIETRICH, W. E., *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*, Water Resources Research, 30 (4), 1153-1171, 1994
- O'LOUGHLIN E.M., *Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis*, Water Resour. Res., 22, 794-804, 1986
- POLUBARIMOVA-KOCHIMA, P. YA., *Theory of filtration of liquids in porous media*, in *Advanc. Appl. Mech. (R.V. Mises and Th. U. Karman, Eds)*, 2, 153-225 Academic Press, New York, 1951
- POLUBARIMOVA-KOCHINA, P. YA., *Theory of groundwater movement* (in Russian); English translation by R.J.M. De Wiest, Princeton University Press, Princeton, N.J., 1962.
- ROSSO R., PEANO A., BECCHI I., BEMPORAD G. A., *Advances in distributed hydrology*, WRP, 1994
- RICHARDS L.A., GARDNER W., *Tensiometers for measuring the capillary tension and soil water*, J. Am. Soc. Agron., 28, 352-358, 1936
- RIBONI, V., *Metodi di discretizzazione spaziale per l'applicazione di modelli idrologici e geomorfologici a scala di bacino*, Tesi di laurea, Politecnico di Milano, Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale e del Rilevamento, Milano, 1998
- SCHROEDER W. L., ALTO J.V., *Soil properties for slope stability analysis; Oregon and Washington coastal mountains*, Forest Sci., 29(4), 823-833, 1983.
- SIDLE R. C., *A teoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability*, Water Resour. Res., 28(7), 1897-1910, 1992.
- SIDLE R. C., PEARCE A.J., O'LOUGHLIN C. L., *Hillslope stability and Land use*, Water Resour. Monogr. Ser., vol.11, 140pp., AGU, Washington, D.C., 1985.
- SILIM-BEKCHURIN, A.I., *Dynamics of ground water* (in Russian) Moscow Izoat., Moscow Univ., 258pp., 1958
- SIRANGELO B., VERSACE P., *A real time forecasting model for landslides triggered by rainfall*, Meccanica, 31, 73-85, 1996
- STRAHLER, A.N., *Physical Geography*, Fourth Edition, John Wiley and Sons, Inc. New York, 1978
- SKEMPTON A.W., DELORY F.A., *Stability of natural slopes in London clay*, Atti 46 Int. Conf. Soil Mech. London, 2, 378-381, 1958
- SKEMPTON A. W., DELORY F. A., *Stability of natural slopes in London Clay*, Atti 4th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engrg., 2, 378-381, 1957.
- TERZAGHI, \$, PECK, \$., *Geotecnica*, Utet, Torino 1956
- WALDRON L. J., *The shear resistance of root-permeated homogenous and stratified soil*, Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 843-849, 1977. 1977;
- WARD T. J., LI R., SIMONS D.B., *Mapping landslide hazards in forest watershed*, J. Geotech Eng. Div. Am. Soc.Civ. Eng., 108 (GT2), 319-324, 1982.
- WU T. H., MCKINNEL W.P., SWANSTON D.N., *Strength of tree roots and landslides on Prince Of Wales Island, Alaska*, Can. Geotech. J., 16, 19-33, 1979.
- WU W., SIDLE, *A distributed slope stability model for steep forested basins*, Water Resour. Res., 31(8), 2097-2110, 1995.



5.3. Il bacino campione della Capriola e l'area di Cardoso

*Marcello BRUGIONI, Filippo BUSSOTTI, Gianluca GALLI, Alessandro MARZOCCHI,
Giovanni MENDUNI*

5.3.1. Parametri fisiografici e geolitologia

Il bacino del Canale della Capriola presenta una forma irregolarmente ellittica, acuminata verso Nord; in tale direzione la sua lunghezza è di 2600 m mentre in senso E-O la sua larghezza massima è di 1600 m, per una superficie di circa 2,6 km. Lo spartiacque orientale, che lo separa dal bacino della Turrite di Gallicano, coincide in parte con quello principale del F. Versilia lungo la cresta Pania della Croce - Monte Forato, a quote di 1575 m (quota max del bacino) - 1125 m, per poi discendere verso Cardoso lungo "La Penna Rossa". Lo spartiacque occidentale (secondario) separa il bacino campione da quello del Canale Deglio, con andamento appena arcuato in direzione N-S, dai 1575 m a S-E della Pania della Croce, fino ai 275 m della confluenza del Canale della Capriola nel T. Cardoso.

Il bacino presenta un reticolo idrografico sub-dendritico, asimmetricamente più sviluppato in sinistra, dove vi sono anche aste di 2° ordine, la cui principale è il Fosso Cogna; in destra vi sono invece solo modeste aste di 1° ordine. Il profilo longitudinale delle aste di ordine superiore è abbastanza regolare, con pendenze che aumentano inversamente all'ordine gerarchico, raggiungendo talora circa l'80% di pendenza. Il Canale della Capriola risulta di quarto ordine, con rapporto di biforcazione medio di 5,6; il suo andamento e quello dei tributari principali è essenzialmente rettilineo, con ridotti mutamenti di percorso imposti da variazioni litologiche e strutturali. Il fondovalle è incassato e solo poco prima della confluenza nel T. Cardoso si allarga, cominciando a formare depositi alluvionali.

Nel bacino del Canale della Capriola sono presenti rocce metamorfiche che fanno parte delle formazioni dell'"Autoctono" Auctt., ed alcuni affioramenti di cataclasiti di Calcare Cavernoso della Falda Toscana; nella carta geolitologica, dove alcune formazioni sono state raggruppate, si hanno dal basso:

- Gruppo Quarzítico-Filladico; comprendente le Filladi inferiori e le Quarziti del basamento paleozoico ed il Verrucano triassico.
- Gruppo Carbonatico; comprendente i Grezzoni, i Marmi Dolomitici, i Marmi ed i Calcari Selciferi, dal Norico al Lias medio-sup..
- Cipollini del Cretaceo inf.?- Oligocene?.
- Pseudomacigno dell'Oligocene sup..
- Cataclasiti di Calcare Cavernoso (del Norico).
- Depositi Superficiali del Quaternario.

Fra i più antichi vi sono probabilmente quelli che costituiscono la superficie "terrazzata" della "Serra", residuo di un più vasto detrito di falda originatosi per la degradazione dei carbonati del crinale Pania della Croce - M. Forato, come già descritto nel paragrafo 3.1.3.. Diffuse coperture detritiche di origine non attuale si trovano anche verso l'estremità Nord del bacino, implicate anche in processi carsici e gravitativi proprio. Sono stati cartografati inoltre i principali corpi detritici di versante, colluviali e residui di accumuli di frane preesistenti (alla base del versante dove si è verificato uno dei maggiori dissesti superficiali dell'evento del giugno 1996). Fra i vari corpi detritici riportati in carta ve ne sono diversi in posizione anomala rispetto alla morfologia attuale, che potrebbero derivare dai processi di smantellamento del preesistente detrito di falda "glaciale". Nell'alveo del Canale della Capriola depositi alluvionali più consistenti sono presenti solo verso la confluenza nel T. Cardoso.

Per quanto riguarda i suoli su Pseudomacigno, estesamente coinvolti nei dissesti di versante dell'evento e per la cui composizione granulometrica si rimanda al paragrafo 5.3.3, si è osservato il loro progressivo inspessimento a partire dall'alto verso i fondovalle, dove si supera talvolta il metro di spessore ed il substrato affiora solo occasionalmente. Ciò lascia ipotizzare che spesso questi suoli siano un colluvium in progressivo accrescimento e pedogenesi; la loro colorazione è bruno-giallastra e sono ricoperti da spessa lettiera di foglie in decomposizione.

Anche in questa porzione delle Apuane i rapporti attuali di affioramento delle formazioni geologiche sono il risultato dell'evoluzione tettonica dell'area, che ha turbato le originarie successioni stratigrafiche. Si noti ad esempio lungo la fascia Est del bacino la frequente interposizione di filladi del basamento paleozoico fra lo Pseudomacigno oligocenico ed i carbonati mesozoici. Le filladi e le metarenarie dello Pseudomacigno sono comunque le rocce più diffuse nel bacino, occupandone oltre il 50%, con diffusione maggiore al centro e ad Ovest.

Nel bacino del Canale della Capriola sono individuate, oltre alla principale Unità tettonica dell' "Autoctono" Auctt., l'Unità di rango inferiore delle Panie e la struttura delle "Scaglie" di Stazzema, separate da faglie dirette a basso angolo, marcate da discontinue cataclasiti di Calcare cavernoso.

L'Unità delle Panie costituisce la fascia superiore al bordo Est e NE del bacino, per poi estendersi nell'adiacente bacino della Turrice di Galliciano; tale unità (immergente verso Est) comprende i Grezzoni, i Marmi Dolomitici ed i Marmi e poggia, al di

sotto della faglia basale, su livelli di filladi paleozoiche ed altro, ma soprattutto sulle metarenarie e filladi dello Pseudomacigno, coinvolti però nelle complesse strutture plicative dell'“Autoctono”.

Nel bacino della Capriola è stato individuato (Carmignani *et al.*, inedito), un sistema plicativo conseguente alle principali due fasi tettoniche; con la fase compressiva si genera la sinclinale del Corchia (il cui fianco diritto forma il fianco SE di M. Alto) e l'adiacente anticlinale. Nella successiva fase estensiva duttile si realizzano una piega sinforme ed una antiforme, che ripiegano le precedenti, dando luogo ad un edificio strutturale complesso con vergenze globalmente orientali, caratterizzato dalla presenza di livelli laminati e nuclei di varie formazioni “all'interno” dello Pseudomacigno. Vengono così giustificate le apparenti anomalie di forma e posizione di affioramento delle formazioni geologiche, dal Canale di Deglio (ad occidente della Capriola) fin sotto l'Unità delle Panie.

Per quanto riguarda le deformazioni fragili sono state eseguite alcune stazioni di misura della fratturazione sulle filladi e metarenarie dello Pseudomacigno che, concordando anche con quanto osservato da altri (Palazzetti, 1996), hanno fatto risaltare la presenza di due principali sistemi di fratture. Un sistema orientato N. 140°-180° con immersione sia SO che NE; un secondo sistema, circa ortogonale al primo, orientato N. 40°-70° con piani subverticali, che mostra carattere di trascorrenza e sembra posteriore e più persistente del precedente. Si fa notare che le aste idrauliche in sinistra della Capriola assumono direttrici concordanti proprio con quest'ultimo sistema. Globalmente l'ammasso roccioso dello Pseudomacigno non si mostra molto fratturato ed infatti i due sistemi di frattura individuati presentano spaziatura da moderata a larga.

La discontinuità più frequente all'interno delle rocce metamorfiche del bacino, anche se in genere chiusa, è comunque la scistosità di prima fase S1, il cui andamento oscilla intorno ad una generale immersione Est.

Per descrivere le forme ed i processi geomorfologici presenti nel bacino della Capriola, prima dell'evento alluvionale e non modificati in sostanza dallo stesso, si è usata la metodologia delle Unità Geomorfologiche (Gisotti, 1983), correlate alle Unità Litologiche del substrato. Vengono così individuate tre unità.

Unità geomorfologica A

La litologia del substrato è costituita prevalentemente dalle metarenarie e filladi dello Pseudomacigno, ma nelle parti alte dell'unità vi sono anche affioramenti e livelli di litologie similari delle Filladi Inferiori. Vi sono diffuse coperture detritiche, già descritte anche in questo paragrafo ed i suoli presentano spessori consistenti, in aumento verso i fondovalle. La permeabilità del substrato è scarsa, in contrasto con quella più elevata delle “coperture”. La copertura vegetale assolutamente dominante è il bosco ceduo di castagno invecchiato che, secondo il progressivo aumento di spessore del suolo verso il basso (particolarmente sul versante Ovest del bacino), presenta

PANIA DELLA CROCE

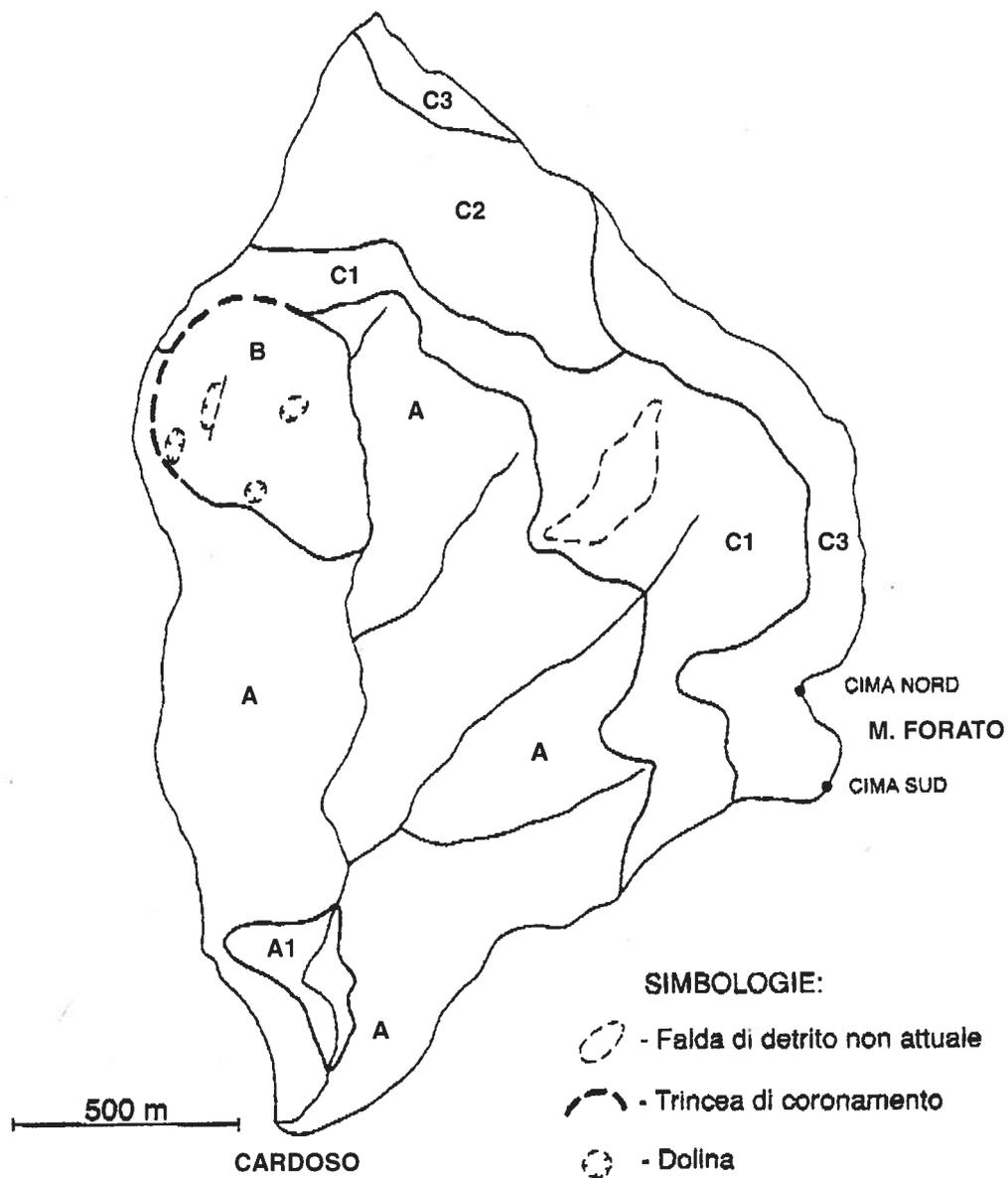


Figura 5.3.1 Bacino campione del canale della Capriola. Carta delle Unità geomorfologiche

nello stesso senso una diminuzione della sua densità, compensata però dalle considerevoli dimensioni di ogni pianta. Le quote dei rilievi vanno dai 275 m di Cardoso a circa 900 m in alto; i profili dei versanti sono generalmente regolari, tendenzialmente retti, con pendenze elevate, che divengono bruscamente verticali al bordo degli alvei torrentizi, incassati nelle rocce del substrato.

L'erodibilità dello Pseudomacigno può essere definita globalmente bassa, scarsa nei termini arenacei (come osservato dopo gli effetti dell'alluvione), al contrario delle soprastanti "coperture" che sono risultate molto erodibili. Analoga valutazione emerge a riguardo della stabilità; infatti gli affioramenti di Pseudomacigno delle aree esaminate mostrano (con l'ovvia eccezione di particolari situazioni) versanti anche a forte pendenza, regolari e privi di morfologie di frana; l'elevata stabilità di questa formazione è correlabile pure con la sua scarsa permeabilità ed in definitiva entrambe derivano dalla deformazione duttile subita con il metamorfismo, mentre le successive fasi di tettonica fragile non hanno interessato a fondo l'ammasso roccioso. Viceversa il suolo e i detriti di questa unità geomorfologica, di fronte ad un evento di estrema intensità, hanno dato luogo a una franosità diffusa, anche se superficiale. In questa unità il principale processo morfogenetico è l'erosione incanalata e i connessi processi di erosione e trasporto negli alvei di vario ordine.

Sottounità A1. Nel fondovalle della Capriola, poco a monte di Cardoso, affiorano intorno all'alveo un gruppo di formazioni (dalle Quarziti paleozoiche ai "cipollini") a nucleo di un'antiforme di 2° fase. La principale differenza con l'unità A, oltre alla litologia, è nelle caratteristiche del suolo che, non risultando acido come quello dello Pseudomacigno, limita la presenza del castagno, lasciando spazio anche ad altre essenze arboree.

Unità geomorfologica B

Si trova nella parte Ovest del bacino, fin dal relativo crinale al tratto iniziale della Capriola. Coincide con una struttura plicativa ad affioramenti ripetuti e laminati di Filladi Inferiori, Grezzoni e Marmi, verso il basso anche di Pseudomacigno. All'interno di questa unità sono presenti, partendo dall'alto: una trincea di coronamento arcuata impostata nelle filladi, alcune doline in corso di smantellamento (fra cui la più grande delimitata da una frattura carsificata), lievi contropendenze, evidenti irregolarità topografiche nella parte bassa del versante dove affiora lo Pseudomacigno e dove sono presenti alcune sorgenti coperture detritiche diffuse.

Dal quadro degli elementi geomorfologici descritti si ritiene che questa unità sia una grande frana di scorrimento rotazionale (trincea arcuata), con caratteristiche (Pieruccini, 1988) di deformazione gravitativa profonda (collasso "abortito"), con implicazioni strutturali e carsiche. La sua genesi è probabilmente non attuale, ma la progressiva incisione al piede del versante può condurre alla riattivazione del dissesto. In ogni caso tale forma non sembra aver risentito dell'evento del giugno 1996. La permeabilità di questa unità è media.

Unità geomorfologica C

Coincide con la fascia di affioramento delle formazioni carbonatiche dell'Unità delle Panie, che costituiscono il bordo Est e N.E. del bacino, sotto il crinale Pania della Croce - M. Forato. In base a differenti caratteri geomorfologici sono state distinte tre sottounità, che presentano una comune elevata permeabilità.

Sottounità C1. Il substrato geologico è costituito prevalentemente da Grezzoni, ma anche da Marmi Dolomitici e da un livello di Marmi dell'"Autoctono"; vi sono inoltre diffuse coperture detritiche provenienti dalla soprastante parete rocciosa, attuali e non (la Serra). Il suolo esistente sul bedrock, anche se di scarso spessore, consente la presenza del bosco, che ricopre con buona continuità questa sottounità. La sua fascia altimetrica oscilla al massimo fra i 750 e i 1000 metri di quota. I profili dei versanti sono ancora in genere regolari, con pendenze elevate (talora maggiori di 45°), che divengono quasi verticali in alcuni tratti di scarpata di origine litologico-strutturale. L'erosibilità del substrato, protetto dalla vegetazione, è bassa e la sua stabilità è elevata. I principali processi geomorfici attivi sono alcuni talus detritici alimentati dalle pareti soprastanti e l'erosione incanalata in alcuni fossi.

Sottounità C2. Il substrato è ancora rappresentato dai Grezzoni, ma a differenza della sottostante sottounità il suolo diviene scarso (come spessore ed estensione), seguito in questa tendenza dalla copertura vegetale, rada ed ormai pressoché arbustiva od erbacea. Le pendenze dei versanti sono elevate ed a tratti molto elevate. La fascia altimetrica, già montana, va circa da 1000 a 1400 metri. L'erosibilità delle dolomie prive di copertura può essere indicata come media. La stabilità dell'ammasso roccioso è buona, ma superficialmente più scarsa. Questa sottounità è contraddistinta da una fitta serie di fenomeni di erosione incanalata, controllati dalla fratturazione; i processi di degradazione atmosferica di quota contribuiscono alla produzione di detrito, che si incanala verso gli alvei sottostanti.

Sottounità C3. Il substrato è costituito dai Marmi Dolomitici e dai Marmi dell'Unità delle Panie. In conseguenza della minore fratturazione dell'ammasso roccioso (rispetto ai Grezzoni), nonché della bassa frequenza dei giunti di strato, questi litotipi presentano delle frastagliate pareti subverticali alte anche 200 metri (a reggipoggio rispetto alla stratificazione). Il suolo e la vegetazione sono molto limitati. Le pareti rocciose sono soggette a franosità di crollo epidermica, favorita dai processi di degradazione meteorica di montagna (si raggiungono i 1575 metri di quota). Questa sottounità costituisce in pratica una grande scarpata litologica in degradazione, che lentamente arretra verso Est, sottraendo superficie al bacino della Turrite di Galliciano. Su questo crinale è presente il ben noto arco del Monte Forato che, a nostro avviso, costituisce con ogni probabilità un resto di condotto carsico profondo, portato in superficie con il sollevamento dell'area apuana e demolito dall'erosione. L'arco di roccia è probabilmente individuato da due fratture perpendicolari al preesistente condotto.

5.3.2. Uso dei suoli e copertura vegetale

La stretta vallata, che si apre a nord di Cardoso, discende ripidamente dalla quota 1858 m della Pania della Croce ai 275 m dell'abitato. Il torrente che raccoglie le acque di questo bacino imbrifero, di circa 262 ha, è denominato Canale della Capriola e rappresenta il primo consistente affluente del Cardoso stesso.

Adottando la stessa metodologia impiegata per la carta dell'uso del suolo dell'area complessiva di indagine è stato caratterizzato l'uso del suolo del bacino specifico di studio. Anche, ed in particolare, in questa area, predominano le coperture forestali che coprono oltre l'ottanta per cento del territorio. Seguono gli affioramenti rocciosi con quasi il 14% dell'area e i coltivi, o spesso ex coltivi con il rimanente 4.6% delle superfici.

Tab. 5.3.1 Canale della Capriola: uso del suolo prevalente

Descrizione	Superficie ha	%
Brachipodieti	12,04	4,06
Ostrieti	83,01	31,68
Castagneti	118,80	45,35
Affioramenti rocciosi	36,10	13,78
Coltivi, ex coltivi	12,04	4,60
totale area	261,99	100,00

Tra le aree forestali domina la copertura del castagneto che si ritrova subito a monte dell'abitato di Cardoso, fino alla quota di 750-800 m (in relazione alle esposizioni), oltre questa quota il castagno è sostituito da boschi con prevalenza di carpino e più in alto, prima delle aree denudate, dai Brachipodieti (cfr. Fig. 5.3.2. Carta copertura forestale).

Anche in questa specifica area di studio, si ritrovano, quasi accentuati dalla fortissima pendenza del bacino (1580 m di dislivello in circa 2600 m di lunghezza), tutte le dinamiche di retrocessione delle antiche utilizzazioni antropiche a favore di un maggiore grado di naturalità e ibridazione di boschi che una volta erano condotti in modo monospecifico per utilità di reddito.

La copertura vegetale forestale del bacino del fosso della Capriola è costituita, sui substrati silicei, da boschi di *Castanea sativa* Mill. (castagneti) quasi ovunque puri. Sono presenti sporadici individui di *Carpinus betulus* L. (carpino bianco), *Fraxinus ornus* L. (orniello), *Prunus avium* L. (ciliegio), *Corylus avellana* L. (nociolo), *Quercus cerris* L. (cerro), *Ilex aquifolium* L. (agrifoglio), *Buxus sempervirens* L. (bosso), *Salix* spp. salici soprattutto nel versante della destra idrografica dove la copertura del soprassuolo appare non essere colma, come è testimoniato anche dall'abbondante sottobosco di *Rubus* spp. (rovi) e *Pteridium aquilinum* Kuhn (felce aquilina). Nel versante

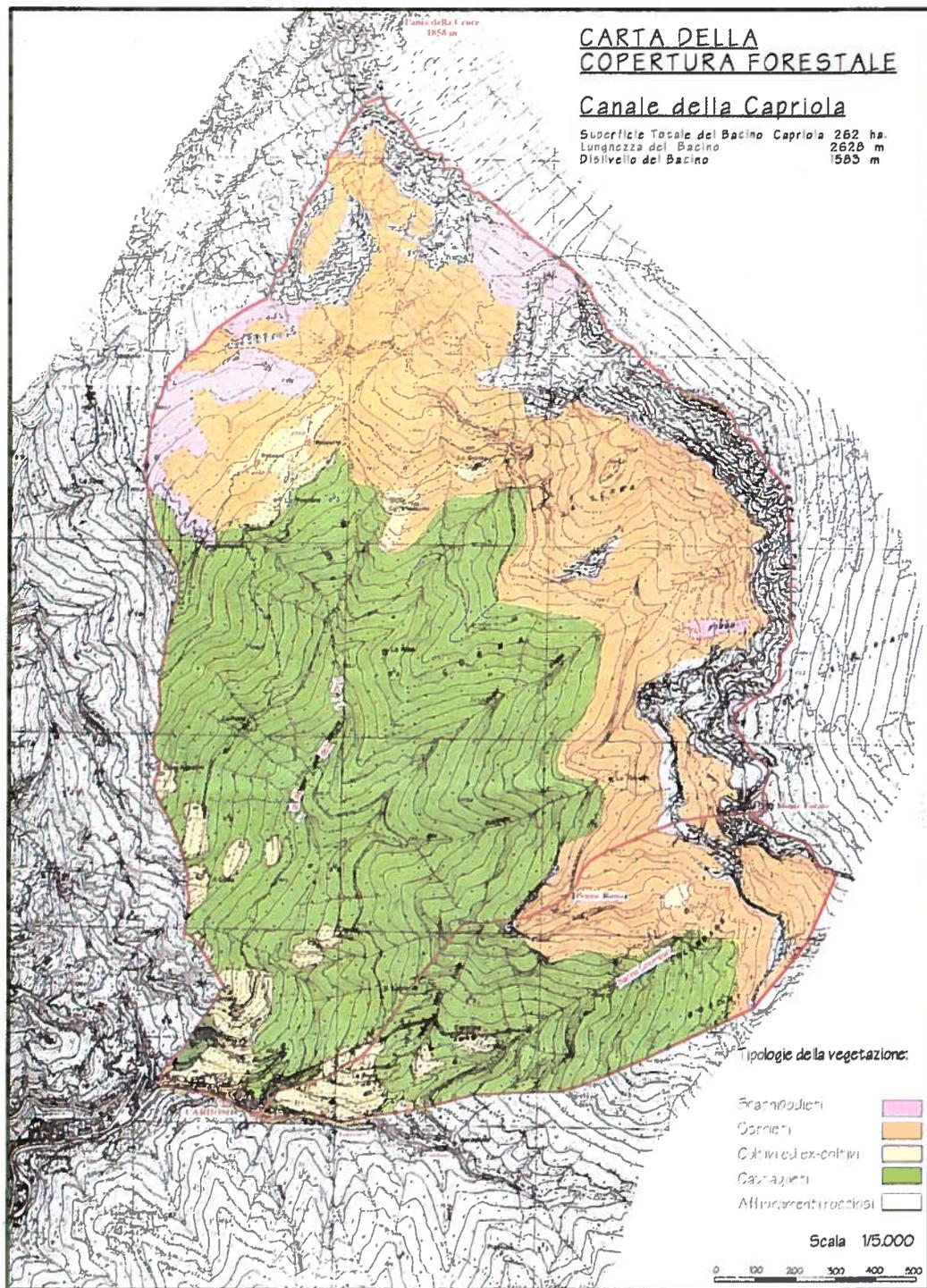


Figura 5.3.2 Canale della Capriola. Carta della copertura forestale

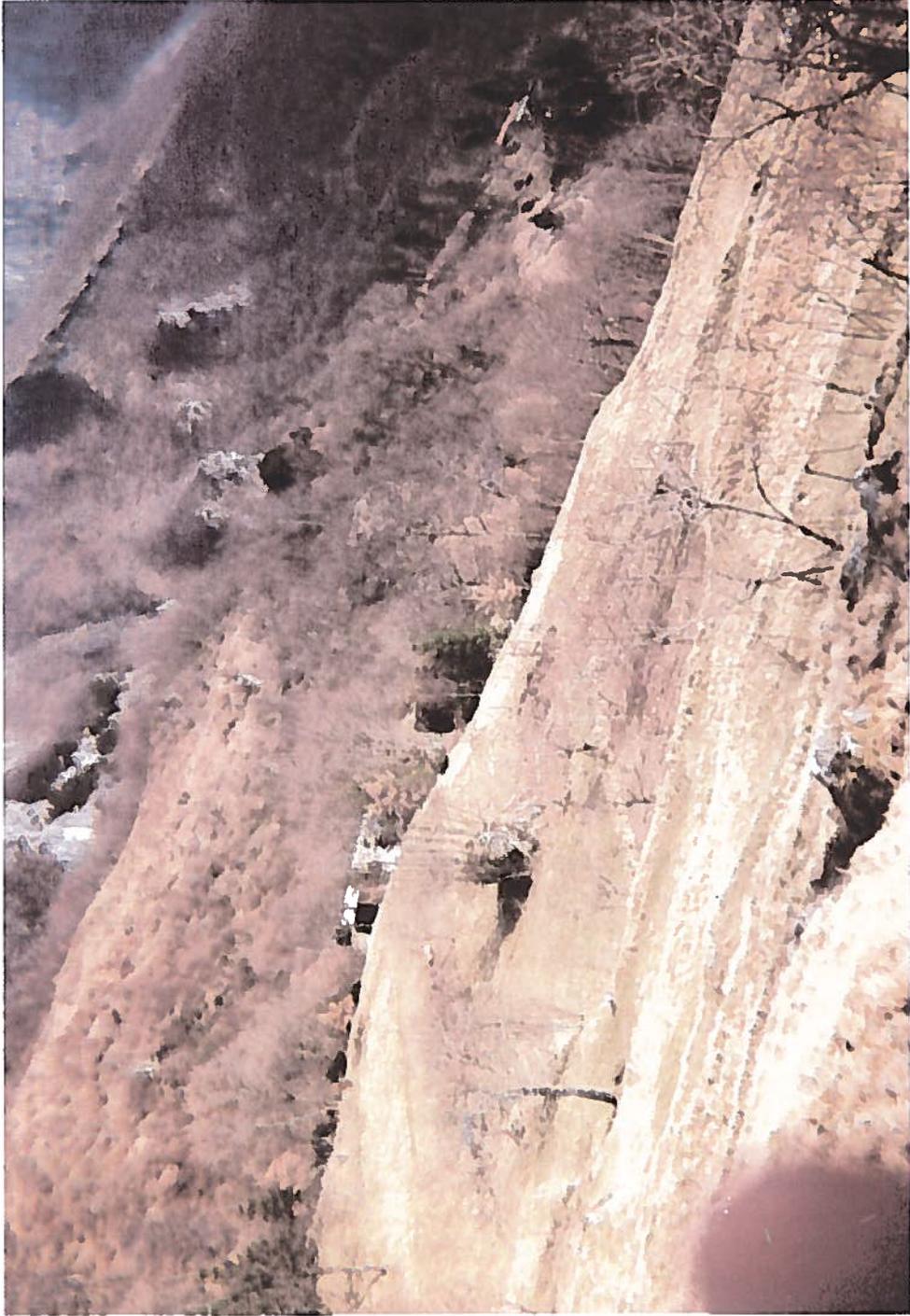


Figura 5.3.3 Al centro della foto, piccola dolina impostata su carbonati, all'interno della grande frana (DGP?) presso la località S. Rossore (bacino del canale della Capriola, unità geomorfologica B).

di sinistra idrografica invece la copertura è colma ed il sottobosco erbaceo ed arbustivo è praticamente assente. Il suolo è profondo, spesso più di un metro.

Da un punto di vista fisionomico, si tratta di un soprassuolo complesso, talvolta caotico, difficilmente classificabile in una precisa tipologia selvicolturale. Si tratta infatti di un ex-castagneto da frutto abbandonato, con abbondanti ricacci da ceppaie e individui di origine gamica. Può essere definito, con una certa approssimazione, come un bosco biplanare in cui coesistono una componente anziana coetanea (ex-castagneto da frutto) ed un soprassuolo più giovane, anch'esso più o meno coetaneo, vitale ed in corso di evoluzione naturale. Sono frequenti gli attacchi di cancro corticale che, insieme ai disseccamenti dovuti ai processi di concorrenza naturale, contribuiscono a determinare un'abbondante necromassa.

Come è già stato evidenziato nella descrizione generale della vegetazione forestale delle Alpi Apuane, si tratta di un soprassuolo vitale, in buon equilibrio ecologico con l'ambiente, che a seguito dell'abbandono della castanicoltura da frutto, sta evolvendo verso una tipologia più naturaliforme. La buona vitalità di tali formazioni è, d'altra parte, testimoniata da Billi (1996) il quale, per mezzo di un confronto di serie successive di fotoaeree, evidenzia una notevole espansione del bosco avvenuta fra gli anni 1954-1995 sia in termini di superficie che di copertura.

Nelle zone a matrice calcarea, che si ritrovano alle quote più elevate del bacino, la vegetazione è ascrivibile alla tipologia del *cerreto-carpineto*. Tali formazioni sono individuate come *ostrieti* nella carte della copertura vegetale allegata. Alle quote più alte, in assenza di bosco, si hanno invece praterie di quota (brachipodieti) e vegetazione ipsofila nelle aree rocciose denudate.

Va rilevante come la maggior parte dei dissesti in esame, descritti nel punto seguente, sia localizzata nell'area occupata dal castagneto.

5.3.3. I dissesti osservati sull'area campione

Il bacino del Canale della Capriola è forse quello che ha subito con maggiore intensità e conseguenze l'evento del giugno 1996. L'intera area del bacino, di superficie complessiva di circa 2,6 Km², è stata interessata da fenomeni erosivi e gravitativi che hanno contribuito, con ingenti volumi di materiali movimentati, in maniera significativa al sovralluvionamento dell'abitato di Cardoso, posto proprio alla confluenza del Capriola con il Cardoso, e quindi al verificarsi dei gravissimi danni che hanno provocato la distruzione di diversi abitati e la perdita di numerose vite umane.

I crinali delimitanti il bacino sono contraddistinti prevalentemente dalla presenza di unità carbonatiche, più o meno metamorfosate (paragrafo 5.3.1). Tali crinali si presentano con pareti ripide, prive di vegetazione, solcate da canali detritici calcarei. Nelle porzioni inferiori del bacino si ritrovano invece termini prevalentemente filladico-arenacei. Vaste ed importanti aree boscate contraddistinguono le fasce altimetricamente intermedie ed inferiori del bacino.

Sia il corso d'acqua principale che i versanti hanno subito una pesante modifica-



Figura 5.3.4 Erosione lineare

zione in seguito all'evento del giugno 1996. L'osservazione delle foto aeree precedenti a tale data, e in special modo il volo aereo della Regione Toscana del 1974, ha consentito di ricostruire la situazione morfologica della Capriola prima dell'evento e di evidenziarne i caratteri decisamente montani, con versanti acclivi e valli profondamente incise, ma senza la presenza di particolari situazioni di dissesto. Ciò se si esclu-

de la presenza di almeno due antiche forme di frana, poste al piede del versante occidentale, parzialmente riattivate, anche se con diversa forma e modalità, nel giugno 1996, e dell'area di Casa Santarelli-Rossore per la cui analisi di dettaglio si rimanda al paragrafo 5.3.1.

I dissesti conseguenti all'evento del giugno 1996 nel bacino della Capriola sono riconducibili, come classificazione, alle tipologie generali introdotte e descritte nel paragrafo 5.1, con una forte prevalenza delle azioni erosive lineari e dei movimenti gravitativi tipo *debris flow*.

Nella Figura 5.3.4 i fenomeni gravitativi ed erosivi riconosciuti sono stati suddivisi in diverse tipologie, distinte tra loro in base ai processi che li hanno provocati e in base ai caratteri morfometrici, granulometrici e strutturali riconosciuti.

Data l'alta percentuale di fenomeni lineari e la frequenza di denudamenti specialmente in corrispondenza di impluvi del I° ordine, molta attenzione è stata posta nella distinzione tra fenomeni erosivi lineari propriamente detti, connessi con l'azione concentrata delle acque incanalate negli impluvi, e i fenomeni che invece sono riconducibili ad una dinamica più propriamente di versante o in cui il coinvolgimento di ammassi detritici, più o meno fluidificati, ne ha rappresentato l'aspetto preponderante. In tal senso sono stati inclusi tra i fenomeni erosivi lineari quelli in cui si è riconosciuto che l'azione delle acque incanalate sia stato predominante, provocando sia l'erosione del letto degli impluvi, solitamente denudati sino all'affioramento del substrato litoide, sia l'allargamento delle sezioni con innesco di fenomeni erosivi e gravitativi secondari di richiamo sulle sponde per dilavamento diretto e per erosione al piede delle stesse (Thorne, 1982). L'azione delle acque incanalate si è particolarmente concentrata negli impluvi minori, denudati abbondantemente, specialmente nelle aste direttamente confluenti nel corso d'acqua principale. Una notevole azione erosiva si è sviluppata anche nella parte alta del bacino in corrispondenza degli affioramenti carbonatici, dove alcuni canali detritici si sono riattivati e che, come del resto nota anche Billi (1996), appaiono svuotati del loro contenuto detritico meno grossolano.

Per ciò che concerne i fenomeni di versante più propriamente detti, la quasi totalità dei dissesti osservati è riconducibile, con opportune specificazioni, nella tipologia dei *debris flow* nei termini definiti nel paragrafo 5.1. Tali *debris flow* presentano i caratteri tipici già riscontrati in generale e cioè:

- forme allungate con lunghezze dell'ordine delle centinaia di metri e larghezze fino ad un massimo di alcune decine di metri;
- spessore ridotto della porzione di ammasso coinvolto, con limite inferiore generalmente variabile tra 1 metro e 3 metri di profondità dalla superficie, corrispondente circa alla profondità massima di ritrovamento del substrato litoide;
- materiale coinvolto rappresentato suolo, detriti di falda pedogenizzati, coperture terrigene;
- pendenza delle scarpate interessate comprese tra 30° e 55°.

Nel bacino della Capriola sono stati in prima istanza suddivisi in due distinte tipologie i *debris flow* che hanno interessato gli ammassi detritici veri e propri presenti nelle porzioni più elevate del rilievo, da quelli che invece coinvolgono, con percentuale più rilevante, i suoli, le coperture terrigene colluviali e il regolite fino al substrato litoide, che si ritrovano nella fascia mediana e inferiore del bacino. I primi sono dissesti che hanno mobilizzato, sviluppandosi anche per alcune centinaia di metri, gli ammassi detritici carbonatici presenti negli impluvi delle pendici superiori, aventi granulometria in genere grossolana e composizione calcarea, movimentando anche blocchi di grandi dimensioni.

I secondi, per molteplici aspetti più importanti in quanto coinvolgenti superfici estese ed ammassi rilevanti di materiali, sono stati a loro volta, considerate le loro caratteristiche morfologiche, ulteriormente suddivisi. Prima di definire nel dettaglio le tipologie di *debris flow*, che hanno interessato gli ammassi terrigeni e di copertura caratterizzanti le porzioni medie ed inferiori del bacino, è opportuno richiamare alcuni dati rispetto al tipo di materiale coinvolto nei dissesti. Si tratta generalmente di coperture terrigene di spessore non superiore a 2-3 m, mediamente 1-1.5 m, costituite da suoli, materiali colluviali e di alterazione dei termini arenacei sottostanti, con una percentuale di materiale passante al setaccio n° 200 ASTM superiore al 50%, definibili granulometricamente nella classificazione USCM come classi ML (vedi Figura 5.3.6).

Seguendo quanto indicato da vari autori (Brunsden, 1979; Curry, 1966; Shlemon *et al.*, 1987; Hutchinson, 1988) nel bacino della Capriola sono stati distinte due principali forme di *debris flow*, ossia

- a) di pendio, posizionati lungo i versanti, senza accenno di preesistenti linee di impluvio, con superficie di distacco solitamente definita, originatisi da *soil slips* che hanno interessato la copertura superficiale ed evolutisi in veri e propri *debris flows* con comportamento fluido-viscoso, in cui la massa, originariamente semi-rigida di suolo viene rimodellata dal suo stesso movimento, coinvolgendo altre porzioni del pendio ed acquistando velocità ed energia nel movimento;
- b) canalizzati, che rappresentano uno sviluppo dei precedenti e in genere impostati su preesistenti linee di impluvio (I° ordine); questi movimenti sono stati innescati durante il torrenziale runoff che ha seguito l'evento piovoso per effetto delle acque incanalate ad elevata energia e quindi con potere di trasporto sproporzionato rispetto alle dimensioni geometriche; tali acque si sono caricate di materiale terrigeno di varia natura, coinvolgendo rapidamente il terreno circostante, mobilizzato e fluidificato in un ammasso viscoso, aumentando altrettanto rapidamente di dimensioni e potenza ed assumendo aspetti di vero e proprio movimento gravitativo, con velocità variabili fino ad un massimo di circa 10-12 m/s (Campbell, 1975).

I fenomeni sopra descritti rappresentano la maggioranza dei movimenti gravitativi presenti.

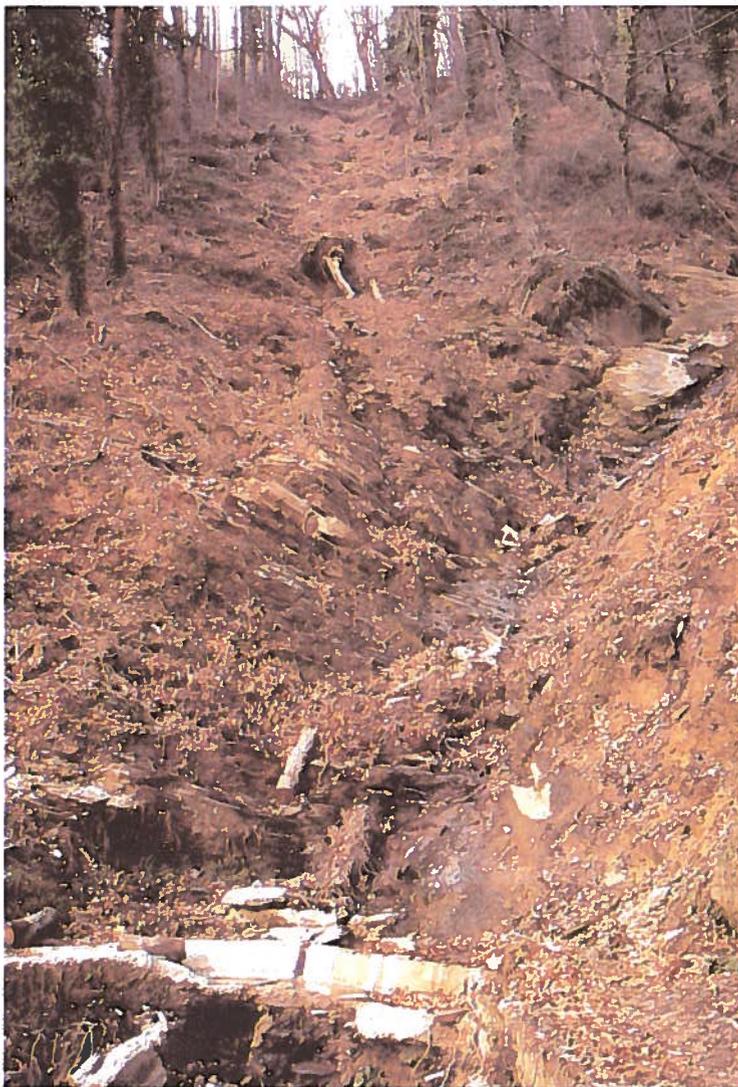


Figura 5.3.5 Debris flow canalizzato confluito in un impluvio

Appare opportuno, considerata la loro ampiezza e al fine di poter comprenderne con maggiore chiarezza la genesi, rilevare la presenza, nel versante occidentale del bacino, di due frane di notevoli dimensioni, che sono state classificate nella carta dei dissesti come complesse in quanto, benché sempre evolutesi sotto forma di *debris flow*, presentano anche caratteri riconducibili ad altre tipologie di dissesti, quali scorrimento rotazionale e crollo. Tali dissesti hanno marginalmente coinvolto il substrato roccioso, in special modo nella porzione superiore dei fenomeni in corrispondenza

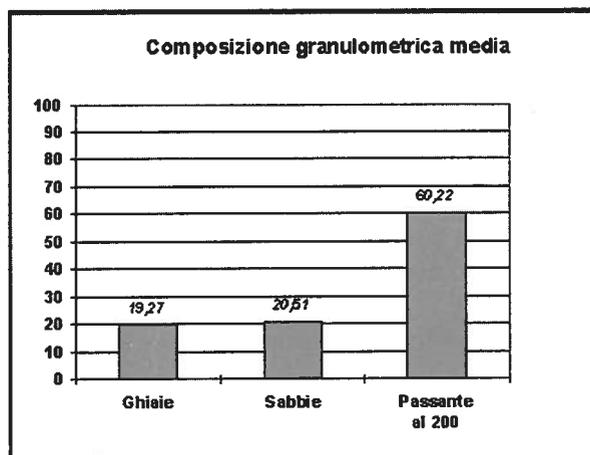


Figura 5.3.6 Composizione granulometrica media percentuale ricavata da campionamenti effettuati nei suoli di copertura dello pseudomacigno

delle corone di distacco delle antiche frane oloceniche. Questi due movimenti, che presentano una forma ramificata, convergente verso la base del versante, hanno coinvolto più impluvi secondari sviluppatisi lungo delle pendici che presentano superficie leggermente concava, a testimonianza di antichi fenomeni di dissesto. Ad ulteriore conferma di queste antiche frane si rileva la presenza, al piede delle pendici, di accumuli detritici di spessore fino a circa 6 metri (Figura 5.3.8). Tali depositi risultano reincisi e dilavati, ma non appaiono coinvolti dai fenomeni recenti. A differenza dei dissesti precedentemente descritti, questi movimenti di tipo complesso presentano un esteso sviluppo areale, con larghezze di circa 100-150 m e lunghezza della superficie denudata, che, per il fenomeno più ampio, raggiunge i 350 m, mentre lo spessore medio coinvolto appare comparabile con i precedenti e in ogni caso non coinvolgente più di circa tre metri di materiali (area sommitale di distacco). La pendenza media dei versanti coinvolti è di circa 45° con porzioni superiori che raggiungono i 60°; la pendenza diminuisce al piede della pendice. Il coinvolgimento di superfici così ampie appare essenzialmente connessa alla giacitura praticamente a franapoggio della scistosità principale, unita ad andamenti di fratturazione che, nelle porzioni superiori del rilievo, hanno favorito il distacco di blocchi litoidi, coinvolgendo in parte il substrato. L'evoluzione delle due forme di dissesto può essere interpretata con il seguente meccanismo. Mentre il violento ruscellamento provocato dall'evento meteorico ha iniziato ad interessare gli impluvi favorendone il dilavamento ed innescando i fenomeni di trasporto, sono successivamente iniziati fenomeni di ruscellamento diffuso, con progressiva saturazione dello strato superficiale.

Fenomeni di erosione regressiva devono avere interessato le testate degli impluvi più acclivi, con innesco di distacchi ed aumento del carico solido. Con il progressivo

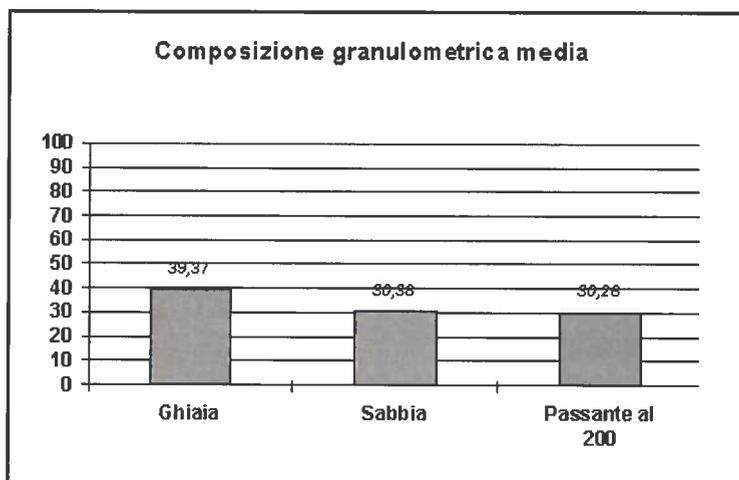


Figura 5.3.7 Composizione granulometrica media percentuale ricavata da campionamenti effettuati nei detriti affioranti al piede dei dissesti complessi in destra idraulica della Capriola

abbassamento della resistenza al taglio dei materiali, i distacchi hanno quindi interessato le porzioni di suolo nei tratti a maggiore pendenza. Una certa importanza può avere avuto in questa fase la presenza del bosco di castagno, che, una volta diminuite le caratteristiche dei materiali ed individuata la superficie di scivolamento sul substrato litoide non ha più contribuito alla stabilità del pendio. A questo punto le masse in gioco subivano il rimodellamento dovuto allo stesso movimento, oltre ad essere soggette ad ulteriore dilavamento ed azione erosiva, trasformandosi quindi in flussi viscosi detritici, coinvolgendo diffusamente la copertura vegetale. I fenomeni raggiungevano il parossismo nella porzione media dei versanti. Il materiale movimentato non ha lasciato accumuli al piede del versante, in quanto è stato trasportato dalle acque del torrente in piena.

5.3.4. Il ruolo del bosco

La capacità d'intercettazione delle chiome

Come noto, il bosco svolge un'importante funzione nella regimazione dei flussi idrici contribuendo al bilancio idrico complessivo di un bacino imbrifero. Nell'ambito delle questioni in esame, è di particolare interesse analizzare la natura e le conseguenze dell'impatto al suolo di una precipitazione all'interno di una formazione forestale e, quindi, il suo possibile contributo all'innescò e/o alla successiva dinamica dei dissesti che si sono osservati nel bacino.

La capacità d'intercettazione non è costante, ma varia a seconda del tipo di bosco in ragione della composizione specifica, della densità e della copertura, nonché della

fase fenologica del momento in cui la precipitazione avviene. In generale la copertura delle chiome trattiene una quantità d'acqua variabile, in valore assoluto, da 1 a 4 mm durante il periodo di piena fogliazione. Nel caso di latifoglie decidue (come nel bacino in esame), la capacità di intercettazione operata dai soli rametti diminuisce nel periodo invernale fino a 0,3-0,4 mm.

In valori percentuali, la capacità di intercettazione diminuisce con l'intensità della precipitazione ed è normalmente accettato che, per eventi superiori a 30 mm, essa sia da considerarsi nulla (Susmel, 1988). Nel quadro del bilancio annuo, l'intercettazione è risultata del 42% in un soprassuolo di conifere e del 17% in popolamenti di latifoglie (Aussenac, in Piussi, 1994). Esperienze dirette del Dipartimento di Biologia Vegetale dell'Università di Firenze in una faggeta d'Abruzzo hanno consentito di stimare un'intercettazione pari a circa il 30% del piovuto.

L'acqua intercettata dalle chiome può essere considerata parzialmente eliminata dal ciclo idrologico del bosco, in quanto evapora direttamente in atmosfera o viene assorbita dalle foglie. Tuttavia una frazione non trascurabile può essere reimpressa nel ciclo per via del gocciolamento della chioma successivamente all'evento, o per via dello *stem-flow*, ovvero del flusso di acqua lungo il fusto. Soprattutto nelle specie arboree con corteccia liscia, lo *stem-flow* può essere molto abbondante e nel caso del castagno ciò può accadere nelle piante giovani e nei polloni di un bosco ceduo; in questo caso esso può provocare fenomeni di erosioni del suolo localizzate nella zona del colletto.

Le gocce che arrivano al suolo attraverso la chioma sono differenti da quelle che vi giungono liberamente; di solito le prime hanno dimensioni maggiori; per esempio, Chapman (Piussi, 1994) riporta gocce di diametro di 3,5 mm all'interno di un popolamento di *Pinus ponderosa*, contro i 0,7-2,1 mm all'esterno. Di conseguenza, quando l'acqua proveniente dalle chiome cade da un'altezza di oltre 8 m, la forza battente è superiore a quella della pioggia (Piussi, 1994).

Queste considerazioni naturalmente sono affatto astratte e valgono per un popolamento monostratificato. Nei boschi naturaliformi occorre infatti considerare che la pioggia attraversa vari strati di chiome, nonché il sottobosco arbustivo ed erbaceo. La complessità della struttura forestale contribuisce quindi a minimizzare l'impatto della pioggia battente. Inoltre, occorre considerare il ruolo della lettiera e dell'orizzonte organico del suolo, che sono in grado di assorbire ed immagazzinare grandi quantità di acqua proteggendo dall'erosione gli orizzonti minerali.

Il peso del bosco

Il ruolo del peso della biomassa nella dinamica dei movimenti del terreno è stato ampiamente dibattuto. E' noto che il fattore "peso" può svolgere un ruolo importante nel caso di frane di crollo, ovvero quando il distacco si verifica al di sotto del piano delle radici; in questo caso, la presenza di una rigogliosa vegetazione può favorire l'insorgere di tali dinamiche. Al contrario, nel caso di processi che hanno inizio da

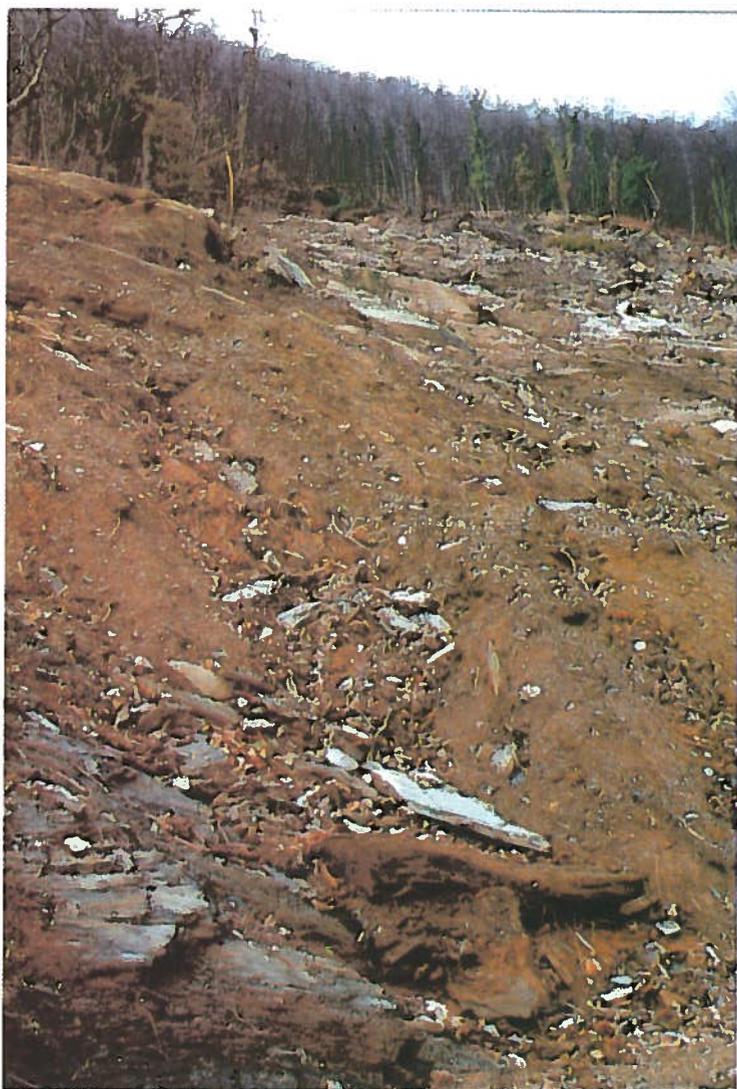


Figura 5.3.8 Frana complessa a monte di Cardoso

fenomeni di erosione superficiale, il bosco svolge azione di trattenuta meccanica del suolo per mezzo del sistema radicale. Infatti, mentre le radici principali svolgono un ruolo di sostegno della pianta e possono spingersi fino a circa 2 m di profondità, in relazione comunque allo spessore del suolo, le radici fini svolgono una funzione di assorbimento e sono di regola contenute nei primi centimetri del terreno.

Tornando al caso di studio del bacino del fosso della Capriola, si è potuto verificare come sui suoli più sottili e in presenza di una roccia madre fratturata gli alberi



Figura 5.3.9 Veduta all'interno del castagneto, nel bacino della Capriola. Si osserva l'irregolarità della struttura con alcune vecchie matricine di grosse dimensioni ed una numerosa rinnovazione agamica (molti fusti di piccole dimensioni)

siano in grado di ancorarsi direttamente alla roccia stessa, penetrandone le crepe con l'apparato radicale; in questi casi, si è osservato come, nonostante il terreno fosse stato in larga parte asportato, gli alberi siano rimasti in piedi. Al contrario, sia sui terreni profondi, laddove cioè la profondità delle radici non ha raggiunto la roccia madre, sia sulle situazioni litologiche compatte, in assenza di crepe dove affondare le radici, si sono verificati i più rilevanti casi di asportazione del manto forestale.

Queste osservazioni, assieme a quelle sulla natura dei dissesti, quasi sempre iniziati come fenomeni di erosione superficiale o di sponda, portano a concludere che il bosco è stato vittima piuttosto che causa dei dissesti stessi. Tuttavia non si può escludere che, sulle pendici più ripide ed in presenza di rocce compatte e disposte a franapoggio, una volta che il terreno fosse stato completamente saturo di acqua, si possano essere creati movimenti di scivolamento, alla cui dinamica il peso del bosco poteva non essere del tutto estraneo. Si tratta tuttavia di casi estremi, la cui possibilità di verificarsi è legata ad eventi piovosi anch'essi estremi.

In linea generale si deve osservare che l'equilibrio ecologico del complesso "pendenza della pendice - spessore del suolo - peso del soprassuolo", quindi la stabilità

della pendice stessa, è regolato come in tutti gli ecosistemi da meccanismi di retroazione o *feedback*. Ovvero non può accumularsi più suolo di quanto la conformazione geologica e la pendenza stessa lo consentano, e su questo suolo il rigoglio e, quindi, il peso della vegetazione non può essere superiore a quanto lo spessore e le risorse nutritive del suolo stesso consentano. Ne consegue che le pendenze più ripide, che sono quelle maggiormente soggette a scoscendimenti, hanno *spontaneamente* sia un suolo meno profondo, sia un soprassuolo meno sviluppato. E' possibile pertanto ritenere che il peso del bosco sia spontaneamente *autoregolato* sulla pendenza e sui caratteri geologici.

Azioni di minimizzazione

Pur trattandosi, come visto in precedenza, di boschi vitali complessivamente in buon equilibrio dinamico con le condizioni ecostazionali, sono consigliabili alcuni interventi "conservativi" per migliorare la loro efficacia ai fini della difesa idrogeologica. Si intendono in questo contesto tutti quegli interventi tesi ad eliminare le condizioni di potenziale degrado. In questa categoria vengono incluse tutte le azioni di ordinaria manutenzione, come la regolare ripulitura delle opere di regimazione diffuse sul territorio, quali le canalette, i muri a secco e così via. Inoltre, da un punto di vista più strettamente selvicolturale, nella realtà considerata essi comprendono soprattutto:

- tagli fitosanitari per eliminare piante con evidenti attacchi parassitari e riduzione della necromassa legnosa, costituita da piante morte ancora in piedi o spontaneamente crollate. Tali individui sono infatti i più instabili e questo intervento può contribuire a diminuire la quantità di legname eventualmente convogliato ai corsi d'acqua in seguito ai nubifragi. Questo risultato può essere raggiunto consentendo un moderato taglio di ripulitura alle popolazioni per le necessità a scala locale, quali l'uso familiare o per piccole attività, previa indicazione delle piante da tagliare e successivo controllo da parte delle autorità competenti, quali il Corpo Forestale dello Stato;
- ceduazioni in particolari condizioni ambientali allo scopo di diminuire la massa legnosa potenzialmente in grado di ostruire il letto dei torrenti. Questo tipo di intervento dovrà essere eseguito sulle pendici più acclivi, soprattutto quelle su cui la roccia madre può presentare dei piani di scivolamento, e lungo le aste dei torrenti. In tal modo, ai lati dei torrenti si creeranno delle "fasce di protezione" in grado di limitare il trasporto di tronchi;
- consolidamento delle sponde degli impluvi, per limitare i fenomeni di erosione di sponda, per mezzo di cespugliamenti ed inerbimenti localizzati, nonché di opere diffuse e leggere di bioingegneria.

Da un punto di vista più generale, sono consigliabili tutti gli interventi tesi ad assecondare l'evoluzione spontanea in atto verso formazioni disetanee miste, pluristratificate e ad elevata biodiversità, dal momento che esse possono meglio assolvere anche la funzione di difesa idrogeologica.

Infine, riteniamo opportuno porsi il problema di “governare” le dinamiche naturali in atto. Dal momento che si tratta di boschi coltivati fin dall’antichità, e che conservano uno stretto collegamento con l’ambiente umano e culturale attuale, non ha molto senso a nostro parere proporre un tipo di gestione da “riserva integrale”. Fra l’altro la conservazione della presenza umana e di interessi economici ecologicamente sostenibili sul territorio costituirebbe la migliore garanzia che certe opere diffuse di manutenzione e prevenzione vengano realmente effettuate. In questo contesto l’adozione di criteri di “selvicoltura naturalistica” deve essere la premessa per la produzione di legname di pregio (soprattutto castagno da legno, ma in prospettiva anche ciliegio, frassino, acero, etc.) mantenendo inalterate le caratteristiche ecologiche del territorio.

5.3.5. Il modello matematico spazialmente distribuito

La modellistica spazialmente distribuita costituisce uno strumento di grande flessibilità che particolarmente si presta per l’analisi del rischio idrogeologico. Nelle pagine che seguono si descrive un modello matematico sviluppato ad hoc, in grado di simulare l’evoluzione temporale del processo di instabilità dei versanti durante eventi meteorici particolarmente intensi. L’impostazione seguita è quella già delineata nel paragrafo 5.2. Una volta fissato lo ietogramma di interesse, l’obiettivo del modello è quello di valutare, per ogni passo temporale, il valore del coefficiente di sicurezza su ciascun elemento finito di versante. La dinamica del modello è orientata alla descrizione del processo di infiltrazione della pioggia lungo la verticale e ai relativi effetti sull’equilibrio alla traslazione del terreno considerato. In questa fase si è così ritenuto opportuno rinunciare alla simulazione del fenomeno franoso nella sua evoluzione morfologica temporale. Tale scelta è dovuta alla necessità di contenere in maniera ragionevole il numero dei parametri del modello, focalizzando l’attenzione sull’aspetto essenziale costituito dall’innesco dei processi.

L’evoluzione delle colate detritiche richiede necessariamente una discretizzazione spaziale per la quale le direzioni di massima pendenza siano l’elemento essenziale che caratterizza ciascuna parcella di versante. In questi casi l’uso di algoritmi di discretizzazione *a curve di livello* (Grayson *et al.*, 1989), o del tipo basato sul reticolo di drenaggio (Menduni *et al.*, 1997) costituisce un elemento pressoché imprescindibile per la simulazione. L’attenzione, nel caso in esame, è fissata sulle soglie di innesco e, per quanto attiene ai processi gravitativi, il modello è sostanzialmente statico. Si è allora optato per un modello *a celle*, o *raster*, che consente notevoli semplificazioni dal punto di vista algoritmico senza compromettere in alcun modo l’accuratezza del risultato.

Il modello, seguendo l’impostazione generale del lavoro svolto dal gruppo, è stato limitato al bacino campione della Capriola. La discretizzazione è stata imposta su uno schema a maglie quadrate con passo di 20 metri, derivato dall’elaborazione dei dati numerici della Carta Tecnica della Regione Toscana in scala 1:5000 e basata sul reticolato cartesiano riferito al sistema nazionale Gauss-Boaga. Sulla discretizza-

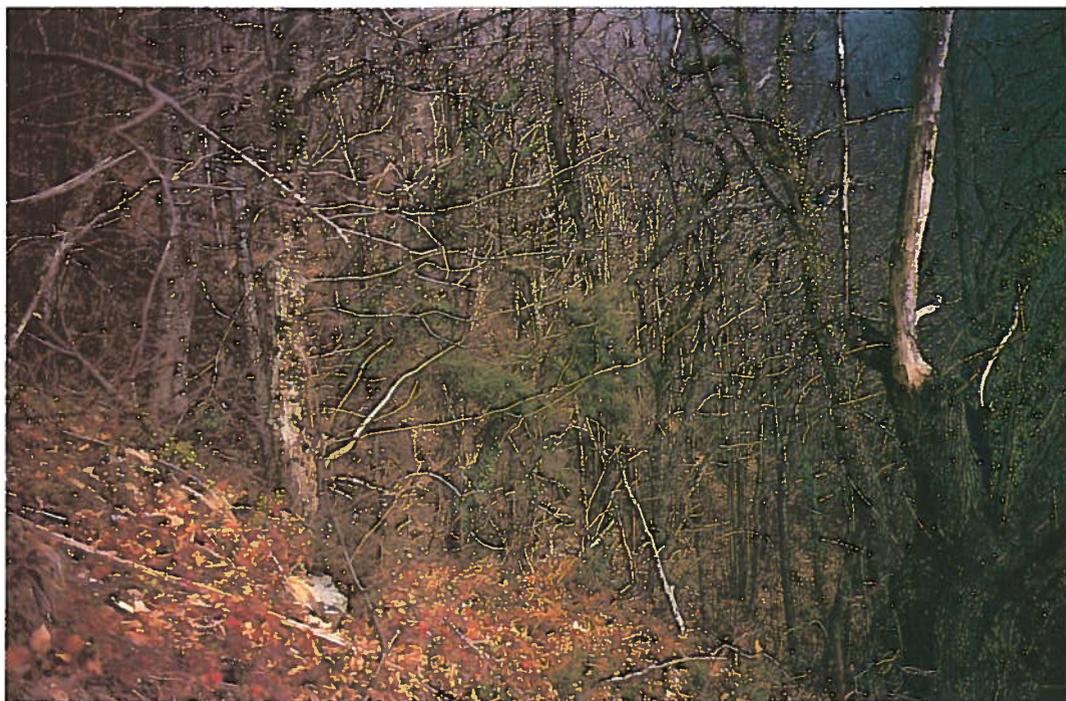


Figura 5.3.10 Veduta all'interno del castagneto, nel bacino della Capriola. Ancora un aspetto della struttura forestale: si osservano i disseccamenti sulle matricine dovuti ad attacchi di cancro corticale.

zione sono state compiute le consuete verifiche di affidabilità (Carrara, 1995). La matrice, orientata in direzione NS, misura 144 righe x 98 colonne.

Il modello si basa sulla combinazione dei dati riferiti alla pendenza locale, alla geopedologia, alla disposizione stratigrafica e strutturale del substrato e alla copertura vegetale. La pendenza locale è stata stimata direttamente dal modello digitale del terreno con uno dei classici algoritmi di letteratura (vedi, ad esempio, Colosimo *et al.*, 1989).

Le classi geopedologiche sono state derivate direttamente dalla carta geolitologica del bacino della Capriola considerando i suoli impostati sulle sei principali classi litologiche riportate di nella Tabella 5.3.2.

Tabella 5.3.2 Principali classi litologiche

Detriti
Unità quarzítico filladiche
Unità Carbonatiche
Calcescisti
Calcari dolomitici
Metarenarie



Figura 5.3.11 Veduta all'interno del castagneto, nel bacino della Capriola. Si osserva l'abbondante ne-cromassa in piedi, rappresentata dal colore più chiaro dei fusti.

I parametri necessari al modello sono riportati nella tabella 5.3.3.

Tabella 5.3.3 Parametri necessari al modello

Peso specifico del terreno alla capacità di campo γ [N/mc]
Porosità efficace [-]
Coesione c [Pa]
Angolo di attrito interno ϕ [gradi]
Conduttività idraulica satura K [m/s]
Carico piezometrico negativo dovuto alla capillarità ψ [m]
Spessore del suolo [m]
Grado di saturazione alla capacità di campo θ [-]

Per quanto attiene alla disposizione geometrica del substrato si è fatto riferimento all'assetto litostratigrafico e strutturale dei versanti valutandone la propensione a favorire i processi di dissesto localizzati al contatto suolo-substrato. In particolare sono stati considerati due fattori: il primo relativo all'accoppiamento di attrito tra terreno

e substrato, caratterizzato da un proprio coefficiente di primo distacco, e il secondo relativo alla resistenza data dalle radici delle piante a contatto con la roccia e alla loro eventuale propensione, a infiltrarsi tra gli strati. Sono state pertanto individuate quattro classi per ciascuna delle quali sono attribuiti altrettanti coefficienti moltiplicatori dell'angolo di attrito interno e della resistenza indotta dalle radici nello strato soprastante di terreno.

La carta dell'uso del suolo per il bacino campione ha indicato cinque classi di copertura vegetale che riportiamo in Tabella 5.3.4. Per ciascuna si è valutato il peso specifico della copertura [Pa] e la forza di resistenza specifica, o *coesione apparente della vegetazione* [Pa], dovuta alla presenza dell'apparato radicale. I valori di riferimento, desunti dalla letteratura, sono stati adattati con specifiche valutazioni per il caso in esame.

Tabella 5.3.4 Classi di copertura vegetale

Ostietti
Brachipodietti
Castagneto
Coltivi
Suolo nudo o assenza di suolo

Il modello, da un punto di vista eminentemente idrologico, è basato su di un modello di infiltrazione di tipo Hortoniano riferito al classico schema di Green Ampt (1921). La pioggia, cadendo sul terreno, produce un fronte di infiltrazione che si propaga verticalmente dalla superficie verso il basso dividendo il terreno in una fascia superiore sostanzialmente satura da quella inferiore, ancora alla capacità di campo. Il modello, come dianzi accennato non è in grado di descrivere il flusso subsuperficiale né valutarne i conseguenti effetti destabilizzanti sull'equilibrio. Sotto questo punto di vista, l'algoritmo proposto, oltre che operare a scala di evento, è orientato alla descrizione dei processi connessi a eventi meteorici estremi. L'intensità di pioggia, imponendo una rapida saturazione, induce il cambiamento delle caratteristiche geotecniche dei terreni governando così le soglie di innesco dei movimenti gravitativi superficiali.

Ad ogni istante di calcolo il codice acquisisce l'intensità di pioggia relativa allo ietogramma considerato. L'avanzamento del processo di infiltrazione dipende soltanto dai parametri geopedologici e la posizione del fronte è dunque calcolata per ciascun tipo di suolo. Seguendo le considerazioni teoriche più sopra riportate si ammette che il collasso dello strato superficiale avvenga su due possibili superfici di scivolamento critiche, parallele al terreno e localizzate in corrispondenza del fronte di infiltrazione e del substrato roccioso. L'equilibrio alla traslazione è governato dalle equazioni del pendio indefinito riportate al paragrafo 5.3.5. che vengono risolte

sul piano del fronte di infiltrazione, adottando i valori dei parametri geotecnici riferiti al terreno saturo e considerando nulla la *coesione apparente dovuta alla capillarità*, e sul piano del substrato ove, evidentemente, perdono significato fisico la coesione e l'attrito interno del materiale. Nell'ultimo caso l'azione resistente è fornita dall'attrito tra terreno e roccia oltreché dalla eventuale forza esercitata dalle radici delle piante a contatto con il substrato roccioso. Come coefficiente di sicurezza dell'elemento finito di versante viene scelto il minimo tra quelli ottenuti sulle due superfici critiche.

Seguendo quanto più sopra esposto è facile intuire come alcuni dei parametri del modello siano caratterizzati da un forte significato fisico e valutabili sperimentalmente, disponendo delle necessarie risorse, con relativa facilità. Rientrano fra questi dati geotecnici quali la coesione, l'angolo di attrito interno, la porosità, il peso specifico, la conduttività idraulica, o dati vegetazionali quali, ad esempio, il peso della copertura vegetale. L'incertezza nella determinazione di questi parametri, ferma restando una accurata analisi dei suoli e della relativa copertura vegetale sul bacino, è sostanzialmente legata alla naturale variabilità delle caratteristiche fisiche del territorio. È comunque possibile stimarne con una ragionevole accuratezza i valori medi e il campo di variazione.

Altri parametri mostrano maggiori caratteri di incertezza e soggettività. Pensiamo, ad esempio, alla resistenza fornita dal traliccio costituito dalle radici e alle caratteristiche di attrito tanto del terreno che dell'apparato radicale delle piante con il substrato roccioso. Conviene chiarire subito che l'effetto di queste forze è fondamentale. Una serie preliminare di simulazioni sul bacino campione ha difatti messo in luce come, trascurando questi fattori, i versanti mostrino una stabilità del tutto precaria, anche in condizioni di terreno asciutto e con valutazioni ottimistiche sui parametri geotecnici. Fermo dunque restando lo schema meccanico adottato, peraltro largamente validato ed applicato in letteratura, occorre procedere ad una stima sulla base dei processi osservati. Valori orientativi la resistenza specifica per unità di area delle radici sono indicati da Wu *et al.* (1979, 1995) che ad esempio, per l'abete *Douglas* indicano un ordine di grandezza di 3 Kpa. Indicazioni di esperti farebbero ritenere relativamente superiore la resistenza delle radici del bosco di castagno e di ostrieto.

Le proprietà geometriche dell'assetto litostratigrafico del substrato ed il conseguente effetto sulla propensione al dissesto del corrispondente versante costituiscono invece un punto di maggiore incertezza vista anche la pressoché assoluta mancanza di punti di riferimento in letteratura. Peraltro, come è possibile osservare dall'analisi delle foto aeree, appare immediatamente come la localizzazione dei fenomeni franosi, almeno nel bacino della Capriola, mostri una certa correlazione con l'assetto stratigrafico del substrato. La calibrazione di questi parametri è dunque avvenuta attraverso l'analisi dei dissesti rilevati in campagna. In generale si può verificare come nei suoli impostati su un assetto stratigrafico e strutturale favorevole al dissesto l'attrito di primo distacco dell'accoppiamento tra terreno *non saturo* e substrato possa essere caratterizzato da un angolo pressoché pari o di poco superiore a



Figura 5.3.12 Veduta all'interno del castagneto, nel bacino della Capriola. È visibile uno spesso strato di suolo, indice di buona fertilità.

quello di attrito interno del suolo. In presenza di un assetto invece favorevole per la stabilità, il coefficiente può crescere considerevolmente, andando a determinare, assieme alla resistenza al taglio fornita dal complesso dell'apparato radicale, la stabilità del versante.

Dall'analisi dei risultati delle simulazioni, svolte utilizzando lo ietogramma registrato a Fornovolasco durante l'evento calamitoso del quale ci stiamo occupando, si osserva come il modello riesca a descrivere efficacemente l'evoluzione temporale dei dissesti. Dalla schermata relativa all'inizio della simulazione, quando la pioggia non è ancora iniziata, si può notare come la distribuzione dei coefficienti di sicurezza presenti valori minimi dell'ordine di 1,5 circa. Questi valori sono localizzati sulle porzioni di territorio contraddistinte da situazioni di assetto stratigrafico e strutturale meno favorevoli alla sicurezza e mettono in luce come il suolo e la copertura detritica non presentino intrinseche condizioni di instabilità. Con l'evolvere della simulazione si nota un generale abbassamento dei coefficienti e un graduale aumento delle porzioni di territorio ove la superficie di scorrimento critica viene a coincidere con il piano del fronte di infiltrazione. Ciò è più evidente nelle aree con vegetazione modesta o assente. I primi dissesti si presentano in corrispondenza del nucleo centrale dello ie-

togramma ove si registrano intensità di pioggia superiori a 100 mm/h. Le aree critiche sono localizzate sul versante in destra del tronco vallivo del Capriola e con superficie di scivolamento al *bedrock*. Questo risulta in ottimo accordo con quanto rilevato in campagna. Al termine della simulazione la distribuzione dei coefficienti di sicurezza prossimi o inferiori all'unità rispecchia ulteriormente quanto osservato.

Il modello, come è facile intuire, non tiene conto dei tanti fattori che localmente possono rendere particolarmente sicuro o, al contrario, vulnerabile un particolare sito. Si tratta di discontinuità nelle caratteristiche geopedologiche, stratigrafiche o vegetazionali o fatti antropici quali strade, muretti, piccoli fabbricati rurali. In ogni caso il modello mostra in maniera ragionevolmente corretta la vulnerabilità delle diverse porzioni del bacino. Il contributo proposto vuole dunque essere di ordine metodologico, indicando alcune interpretazioni originali del processo di instabilità dei versanti, e più propriamente operativo, indicando il campo di variazione di numerosi parametri che, con necessarie cautele, possono essere significativi per fornire una prima valutazione della propensione al dissesto di numerose aree del territorio dell'Alta Versilia e della Garfagnana.

Riferimenti bibliografici

- BILLI, P., *Caratterizzazione sedimentologica dei materiali detritici d'alveo e di esondazione depositi dal fiume Versilia e dai torrenti Cardoso, Vezza e Turrite di Galliciano durante l'evento alluvionale del 19.06.96. Relazione Tecnica. REGIONE TOSCANA. FIRENZE, 1996.*
- BRUNDSSEN D., *Mass Movement, in process in geomorphology*, C. Embleton & J. Thorne (eds), 130-186, London, 1979.
- CAMPBELL R.H., *Soil slips, debris flow and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California*, Geological Survey Professional Paper 851, Washington, 1975.
- CURRY R.R. *Observation of Alpine mudflows in the Tenmile Range - Central Colorado*, Bull. Geol. Soc. Amer., 77:771-776. 1966.
- GISOTTI G., *Geologia e pedologia nell'assetto del territorio*, Edagricole, 1983.
- HUTCHINSON J.N., *General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*, Proc. 5th Int. Symp. On Landslides, Lausanne, 1, 3-35, 1988.
- PALAZZETTI M., *Indagini geologiche di supporto al progetto di opere di bonifica e consolidamento dissesti*, Relazione Tecnica, Com. Mont. Alta Versilia, 1996.
- PIERUCCINI U., *Le deformazioni gravitative profonde, La gestione delle aree franose*, Ed. Delle Autonomie, 1988.
- PIUSSI, P., *Selvicoltura generale*, UTET, TORINO, 1994.
- SHLEMON R.J., WRIGHT R.H., MONTGOMERY D.R., *Anatomy of debris flow, Pacifica, California*, in: *Debris flow avalanche: process, recognition and mitigation*, J.E. COSTA E G.F. WINCZOREK (eds.), Geol. Soc. Amer., Reviews in Engineering Geology, 7:181-189, 1987.
- SUSMEL, L., *Principi di ecologia*, CLEUP, PADOVA, 1988.
- THORNE C.R. (1982) *Processes and mechanisms of river bank erosion*, in R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne (ed.) *Gravel-bed Rivers*, WILEY, CHICHESTER, 227-271.

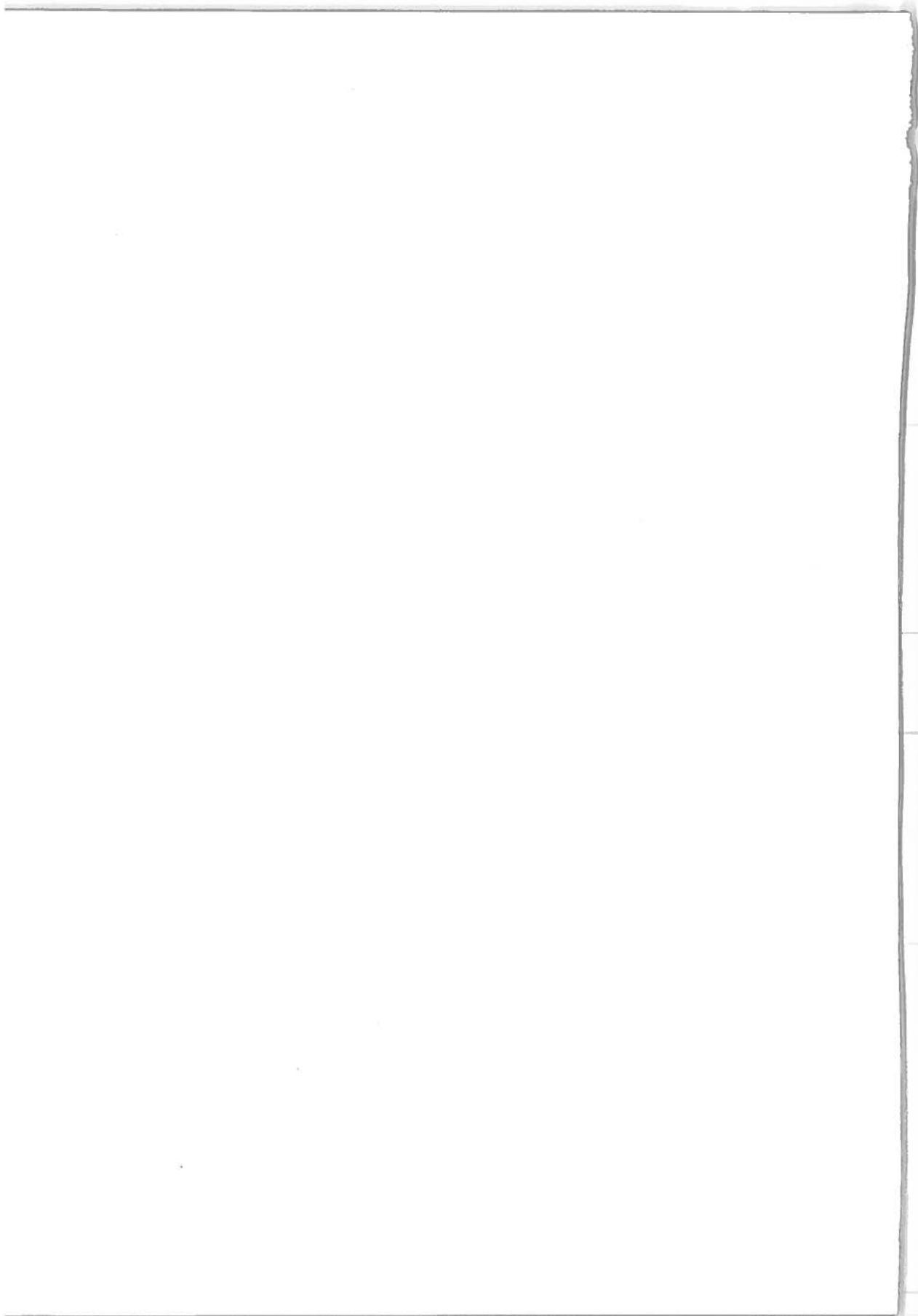
6. IL RUOLO DELLA PREDICIBILITÀ E DELLA PREVEDIBILITÀ NELLA GESTIONE AMBIENTALE DEL RISCHIO IDROGEOLOGICO

Marcello BRUGIONI, Paolo BURLANDO, Filippo BUSSOTTI, Gianluca GALLI, Bernardo GOZZINI, Francesco MENEGUZZO, Marco MANCINI, Giampiero MARACCHI, Alessandro MARZOCCHI, Giovanni MENDUNI, Renzo ROSSO, Leonello SERVA, Eutizio VITTORI

*Por lo demás,
todo lo que atañe el agua es poético
y nunca deja de inquietarnos.*

Da: Jorge Luis Borges, *La jonction*, in *Atlante*, 1984

L'analisi dell'evento del 19 Giugno 1996 in Versilia e Garfagnana ha messo in rilievo gli attuali limiti della capacità di comprendere, modellare e prevedere questo tipo di fenomeni. Nello stesso tempo, gli studi condotti hanno consentito di rispondere ad alcuni importanti interrogativi. Tra questi, particolare rilievo hanno la predicibilità idrometeorologica dell'evento e la prevedibilità statistica dei tassi di precipitazione e di deflusso osservati in termini di portata idrica e carico di sedimenti. Il problema della predicibilità idrologica in bacini di medie e piccole dimensioni è legato alla predicibilità meteorologica: in tal senso, la sperimentazione di una nuova tecnica di modellazione atmosferica a piccola scala ha offerto uno spiraglio in questa direzione, anche se l'accoppiamento tra modello meteorologico e idrologico mostra come siano ancora necessari notevoli sforzi per addivenire a risultati operativi. Le metodologie di analisi statistica dei nubifragi e delle portate di piena si rivelano, a loro volta, affette da una notevole incertezza, anche per via dell'influenza dei fenomeni di non stazionarietà climatica, i cui sintomi consigliano ai progettisti la massima cautela nell'applicazione dei tradizionali metodi di previsione statistica. In proposito va però rilevato come l'anomalia idrologica a scala locale, quale si può modellare a partire da diversi scenari climatici a scala globale, non superi in questo caso i margini di incertezza con cui vengono attualmente valutati i valori estremi di portata al colmo di piena. Gli effetti idrologici e idraulici dell'evento e il loro impatto sul territorio indicano poi come la mitigazione dal rischio alluvionale richieda un complesso di interventi non soltanto di tipo strutturale, ma anche e soprattutto di tipo non strutturale. A tal fine, la proposta di un ruolo attivo da parte dell'ANPA e delle ARPA ai fini della difesa del suolo nel nostro paese ha lo scopo di migliorare l'efficacia di tali interventi in un quadro di maggiore coordinamento tra i diversi soggetti istituzionali e non, perseguendo altresì l'obiettivo di inserire la difesa del suolo in una organica politica ambientale in grado di superare i limiti posti dalle necessità di gestione dell'emergenza.



6.1. Predicibilità idrometeorologica dell'evento

6.1.1. Introduzione

Gli enormi progressi della modellazione matematica dei fenomeni atmosferici e idrologici, che lo sviluppo dei sistemi di osservazione e di calcolo ha promosso nell'ultima parte di questo secolo, hanno fatto avanzare la frontiera della predicibilità dei fenomeni alluvionali. Pur tenendo conto dei limiti intrinseci di predicibilità dei fenomeni atmosferici all'origine dei nubifragi, non si può confutare il miglioramento del quadro conoscitivo e previsionale, proposto da tali progressi, rispetto alla tradizionale cornice aleatoria, con cui essi venivano inquadrati. Per i bacini di media e piccola dimensione, il maggiore anticipo previsionale, che si può conseguire accoppiando gli strumenti della modellazione atmosferica e idrologica, costituisce un requisito essenziale per la messa in atto di efficaci misure di mitigazione dell'impatto dei fenomeni alluvionali sul territorio. Anche se la valenza operativa di questi strumenti risulti ancora affatto insufficiente e gli attuali risultati costituiscano soltanto un preliminare indizio sulle loro inesplorate potenzialità, gli studi condotti sull'evento del Giugno 1996 in Versilia e Garfagnana suggeriscono l'opportunità di produrre ulteriori sforzi in questa direzione.

6.1.2. Quadro meteorologico e modellazione atmosferica

Il nubifragio verificatosi il 19 Giugno 1996 sul bacino del Versilia e su quello del Turrone Secca fu collegato allo sviluppo di un sistema convettivo di eccezionale profondità, avvenuto in un ambiente caratterizzato, alla mesoscala, da uno strato limite atmosferico sul mare sostanzialmente disaccoppiato dagli strati superiori a causa di una progressiva avvezione di aria calda tra i 1000 e i 1500 m di quota, responsabile dell'inibizione degli scambi turbolenti lungo la verticale delle varie quantità atmosferiche, in particolare del vapore acqueo, prodotto in grandi concentrazioni dall'evaporazione dalla superficie marina, tra l'altro più calda della norma climatica. Rilevante

caratteristica dello strato limite atmosferico era la presenza di un getto nei bassi strati, approssimativamente dalla superficie fino a 1000 m di quota, che determinava un intenso trasporto di umidità specifica dalla zona centro-meridionale del Golfo Ligure verso nord-est. In tale situazione, intensi sistemi convettivi possono svilupparsi allorché la massa d'aria superficiale, o in generale originaria dello strato limite atmosferico, si solleva oltre la zona di inversione termica elevata e stabile, quindi accelera fino a quote anche molto alte.

Il sollevamento delle masse d'aria originarie dello strato limite può avvenire per forte riscaldamento della superficie, come avviene soprattutto su terreno elevato nelle ore centrali e pomeridiane delle giornate estive (ma questo meccanismo non poteva riguardare il caso in esame) oppure per sollevamento orografico, in particolare allorché per qualsiasi motivo l'inversione elevata si trova ad essere indebolita. L'indebolimento della stabilità nello strato di inversione elevata può a sua volta essere determinato dal transito di onde di gravità atmosferiche innescate da instabilità convettive anche relativamente remote o, sottovento, dalla complessa interazione del flusso con l'orografia.

Dal momento che l'instabilità potenziale delle masse d'aria superficiali cresce al crescere della umidità, è importante valutare la distribuzione della concentrazione di vapore acqueo in ambienti a orografia complessa nell'ambito di configurazioni di flusso determinate in dettaglio con tecniche oggettive. La ricostruzione del campo di umidità specifica diventa allora un problema di trasporto e diffusione di una concentrazione scalare, con il vincolo che questa non può superare il valore di saturazione.

A partire da un modello ad area limitata come il modello DALAM, di natura idrostatica, affetto da limitazioni intrinseche nella rappresentazione della topografia (le pendenze orografiche devono essere assai minori di 45) e dei sistemi atmosferici a grande sviluppo verticale, la tecnica più affidabile per la previsione del rischio di sviluppo di intensi sistemi convettivi suscettibili di determinare precipitazioni abbondanti e fenomeni comunque pericolosi consiste nella predisposizione di mappe di

- disponibilità energetica per lo sviluppo di tali sistemi (CAPE, Convective Available Potential Energy),
- livello di libera convezione (LFC, Level of Free Convection),
- rapporto tra energia potenziale di galleggiamento ed energia cinetica (BRN, Bulk Richardson Number, legato al tipo di organizzazione dei sistemi convettivi).

I dettagli e il significato di queste grandezze sono illustrati nel paragrafo 2.1.3., nonché il ruolo che esse hanno nella previsione del rischio di eventi meteorologici intensi sull'area esaminata. Si rileva qui soltanto che l'evento del 19 Giugno 1996 fu caratterizzato abbastanza bene in termini delle grandezze sopra elencate, risultando quindi una sufficiente possibilità di previsione, almeno in termini di rischio di innescare e sviluppo di sistemi convettivi intensi.

Dal punto di vista quantitativo, per esempio in termini della massima precipitazione

ne possibile sull'area di studio, un modello idrostatico ad area limitata non è in grado di fornire informazioni attendibili. Nel caso in studio, il modello DALAM prevedeva non più di 2 mm di precipitazioni per l'intera giornata del 19 Giugno 1996. Il modello ad area limitata del Servizio Meteorologico Svizzero prevedeva invece (ma soltanto nella simulazione del 19 Giugno 1996 stesso alle ore 00 UTC) fino a 155 mm. E' rilevante il fatto che quest'ultimo modello, sebbene ancora di natura idrostatica, possieda una risoluzione circa doppia rispetto a quella del modello DALAM, rispettivamente 14 e 30 Km. Questa circostanza porta a ritenere che una migliore rappresentazione della orografia avrebbe potuto essere sufficiente, nel caso in esame, a prevedere l'innesco di sistemi convettivi profondi sulla Toscana nord-occidentale, sebbene le quantità di precipitazione previste sarebbero comunque risultate assai inferiori a quanto registrato, con valori superiori a 400 mm in un'area di circa 10 Km di diametro.

La tecnica adottata per ricostruire il campo di precipitazione, illustrata dettagliatamente in 2.1.4., viene denominata CORP. Essa consiste nella soluzione delle equazioni di continuità per il flusso e per l'umidità specifica in un ambiente a orografia complessa e realistica alla risoluzione desiderata (nel caso esaminato, pari a 4 Km) a partire da campi interpolati direttamente da profili verticali forniti dal modello ad area limitata DALAM. Un modulo di soluzione della equazione di conservazione evolutiva del contenuto specifico di acqua nelle nubi, assieme alla parametrizzazione della velocità di produzione della precipitazione, permettono infine la previsione della precipitazione sull'area d'interesse. In questa fase è introdotta anche la parametrizzazione della convezione profonda, in termini di accelerazione verticale delle masse d'aria sature oltre il livello di convezione libera.

Per lo stesso evento sono state effettuate varie simulazioni, con grado crescente di complessità dell'elaborazione, dall'utilizzo dei campi DALAM inalterati fino alla parametrizzazione della convezione profonda. E' stato così possibile verificare come soltanto l'elaborazione più completa dei campi di prima approssimazione consenta la ricostruzione e, quindi, la previsione di campi di precipitazione realistici. Nel caso in studio, la tecnica CORP permetteva di prevedere con due giorni di anticipo fino a circa 80 mm di precipitazione sull'area del bacino del Versilia; il giorno stesso fino a circa 250 mm.

L'omissione della ricostruzione dell'evaporazione, nonché del trasporto e della diffusione orizzontali dell'acqua liquida e delle gocce di pioggia, determinano generalmente una sovrastima, spesso poco rilevante e non valutabile comunque nel caso in esame, della precipitazione prevista, e una eccessiva discontinuità, soprattutto in prossimità dei crinali.

Dalla ricostruzione dell'evento del 19 Giugno 1996, emerge, in particolare, come il campo di precipitazione si estenda con valori rilevanti e massimi isolati anche in aree relativamente remote (considerato che il dominio complessivo del modello si estende in un'area di 100x60 Km) rispetto al bacino del Versilia, dove in effetti non si verificò

alcuna precipitazione oppure precipitazioni di debole intensità. Questo effetto, che si rivela anche in altre simulazioni, è legato alla natura diagnostica della tecnica impiegata, che in particolare non permette ai sistemi convettivi profondi di modificare la circolazione nell'ambiente alla mesoscala circostante, per esempio inibendo o in alcuni casi innescando lo sviluppo di ulteriori sistemi di simile natura. Nel caso del 19 Giugno 1996 i risultati delle simulazioni CORP dimostrano come la circolazione a scala più grande e l'ambiente alla mesoscala erano favorevoli all'innescamento e allo sviluppo di intensi sistemi convettivi in corrispondenza di aree anche relativamente remote rispetto all'area apuana.

Simulazioni effettuate per altre situazioni mostrano come la tecnica CORP sia spesso in grado di ricostruire in modo accurato i quantitativi di precipitazione, nonostante le limitazioni illustrate sopra, proponendosi quale tecnica operativa per la produzione di campi di pioggia. Essa costituisce, quindi, un'interfaccia utile all'accoppiamento dei modelli atmosferici con i modelli idrologici e idraulici ai fini della previsione tempestiva delle piene fluviali, anche in bacini di medie e piccole dimensioni.

6.1.3. Accoppiamento dei modelli atmosferici e idrologici

Allo scopo di esaminare quali sarebbero state le capacità di previsione dell'evento di piena in seguito alla precipitazione prevista con largo anticipo (rispetto ai tempi di risposta dei sottobacini) dal modello CORP, si è di seguito utilizzato il modello idrologico distribuito così come nel paragrafo 4.1, ma con la differenza che al posto della precipitazione registrata ai pluviografi si è utilizzato il campo di pioggia previsto dal modello CORP. Quest'ultimo presenta, rispetto all'evento registrato, sia una cumulata che un'intensità oraria inferiori, caratteristica che condiziona la portata ricostruita dal modello idrologico. Gli idrogrammi di piena così simulati mostrano (Figura 6.1.1), infatti, valori di portata decisamente inferiori di quelli ricostruiti in base alle precipitazioni effettivamente registrate ai pluviografi, confermando la non prevedibilità, allo stato attuale delle conoscenze, dell'evento catastrofico analizzato.

Questi risultati, frutto di un utilizzo combinato di modelli di previsione della precipitazione con modelli idrologici, evidenziando come, specialmente per bacini idrografici con tempi di risposta brevi, quali la maggior parte di quelli dell'Appennino italiano, sia indispensabile migliorare i modelli atmosferici per la previsione della precipitazione non solo nella loro risoluzione spaziale ma anche in quella temporale.

6.2. Prevedibilità statistica del nubifragio e della piena

6.2.1. Introduzione

Come i risultati riportati nel paragrafo 2.2 tendono a evidenziare, l'evento del 19 giugno 1996 appare, dal punto di vista statistico, localmente eccezionale in termini di intensità degli scrosci di pioggia. Tale eccezionalità pone comunque un duplice inter-

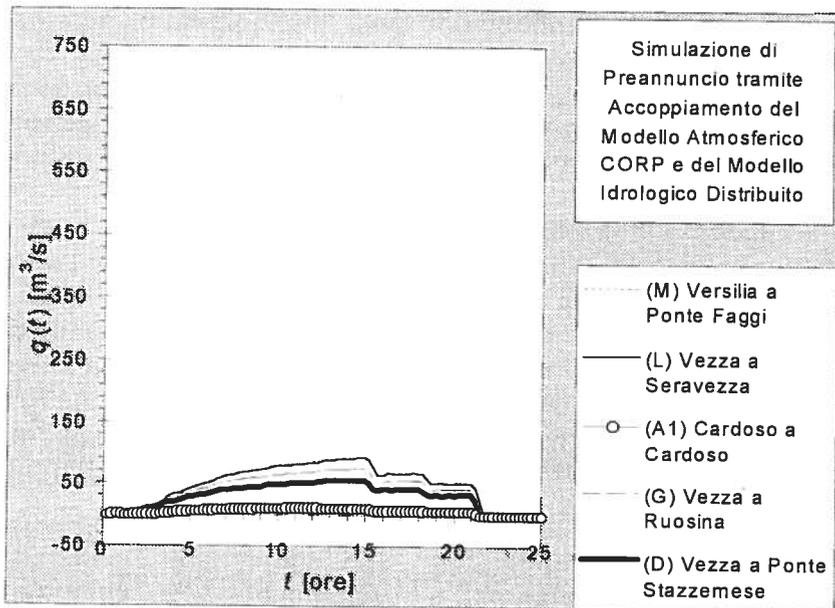
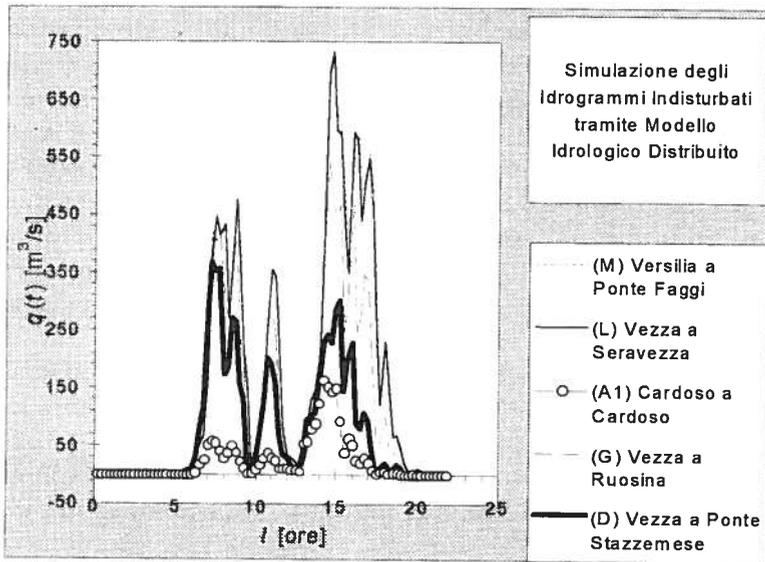


Figura 6.1.1 Confronto tra gli ideogrammi di piena ricostruiti (in alto) e quelli previsti accoppiando il modello di previsione di precipitazione con quello idrologico.

rogativo, che riguarda gli attuali strumenti con cui vengono condotte le previsioni statistiche e, da queste, le valutazioni progettuali legate al rischio climatico, quale conseguenza sul territorio della severità dei nubifragi e della loro occorrenza. Le previsioni statistiche dei nubifragi sono condotte in base alle osservazioni sperimentali del fenomeno sul territorio nel corso del tempo: la nuova osservazione, introdotta da un evento eccezionale, cambia, in proiezione futura, le nostre previsioni? Nel prevedere, in base alle osservazioni del passato, la probabilità con cui, nel tempo a venire, gli eventi estremi possono verificarsi, è ragionevole proiettare in avanti l'esperienza passata o dobbiamo tenere conto di una dinamica del clima che progressivamente modifica il suo stato a scale temporali vicine a quelle di interesse progettuale?

Il primo interrogativo, quindi, riguarda la modificazione delle previsioni dovuta a verificarsi di eventi del tipo osservato il 19 giugno 1996, ovvero se e quanto tali eventi, una volta che essi siano stati osservati, cambino la nostra previsione (statistica) della loro incidenza e, soprattutto, la nostra scala di misura della loro eccezionalità. Il secondo quesito, più arduo da affrontare, riguarda la non stazionarietà del clima e gli strumenti con cui essa può venire identificata ed, eventualmente, affrontata in termini di previsioni progettuali. Questi due interrogativi sono alla base delle analisi riportate rispettivamente nei due punti seguenti, che non vogliono affatto proporre risposte definitive a questioni tanto importanti, ma gettare il seme per la discussione di un aspetto della previsione statistica del rischio climatico, talvolta sottovalutato in fase progettuale, ma certamente messo in drammatica evidenza dalle conseguenze dell'evento del 19 giugno 1996 in Versilia e Garfagnana.

6.2.2. Eventi eccezionali e probabilità dei valori estremi

Per analizzare l'effetto che l'evento del 19 giugno 1996 è in grado di produrre sulla previsione statistica degli estremi di pioggia di forte intensità e breve durata, si è presa in esame la stazione di Fornovolasco e, in particolare, la serie dei relativi dati, pubblicati dagli Annali Idrologici dal 1936 al 1986, con alcune lacune. Per evidenziare tale effetto si è fatto uso della proprietà di invarianza di scala delle piogge intense con la durata (Burlando e Rosso, 1991 e 1996). In caso di autosomiglianza statistica, la variabile adimensionale W , che si ottiene rinormalizzando i valori estremi rispetto al valore atteso,

$$W = H(T)/E[H(T)] \quad (6.2.1)$$

non dipende dalla durata T , poichè $H(T)/E[H(T)] = H(1)/E[H(1)]$, dove $H(T)$ indica la massima altezza di pioggia con durata T , e $E[.]$ l'operatore valore atteso. Di conseguenza, il quantile di riferimento (per la durata unitaria $T=1$) si può esprimere come

$$h_R(1) = E[H(1)]w_R, \quad (6.2.2)$$

dove w_R rappresenta il quantile R -ennale della variabile rinormalizzata W . Per una qualsiasi durata di interesse, si può quindi esprimere il quantile R -ennale dell'altezza di pioggia tramite la relazione

$$h_R(T) = a_1 w_R T^n \quad (6.2.3)$$

dove $a_1 = E[H(1)]$ rappresenta il coefficiente di scala della linea segnalatrice, pari al valore atteso dell'altezza di pioggia massima annuale per la durata di riferimento; n rappresenta l'esponente di scala con cui la variabilità del fenomeno si trasmette dalla scala temporale di riferimento alle altre scale temporali; e w_R rappresenta il fattore di crescita in frequenza, in quanto esso dipende del tempo di ritorno R e dalla distribuzione di probabilità scelta per rappresentare la variabile rinormalizzata W a media unitaria, $E[W] = 1$. Quale distribuzione caratteristica dei valori estremi, si può quindi studiare la distribuzione di probabilità della variabile W , le cui osservazioni campionarie sono ottenute riscaldando le osservazioni di diversa durata. Inoltre, per le proprietà delle distribuzioni estreme, sono trascurabili gli effetti della mutua correlazione tra le osservazioni ai fini della identificazione della coda superiore (Leadbetter *et al.*, 1983; Kottegodda e Rosso, 1997)

I risultati dell'analisi condotta sono illustrati in Figura 6.2.1, che riporta la relazione tra w e R che si ottiene applicando due modelli di distribuzione del valore estremo, la distribuzione del valore estremo di secondo tipo (EV2 o legge di Frèchet) e la più generale distribuzione generalizzata del valore estremo (GEV). Esse sono state en-

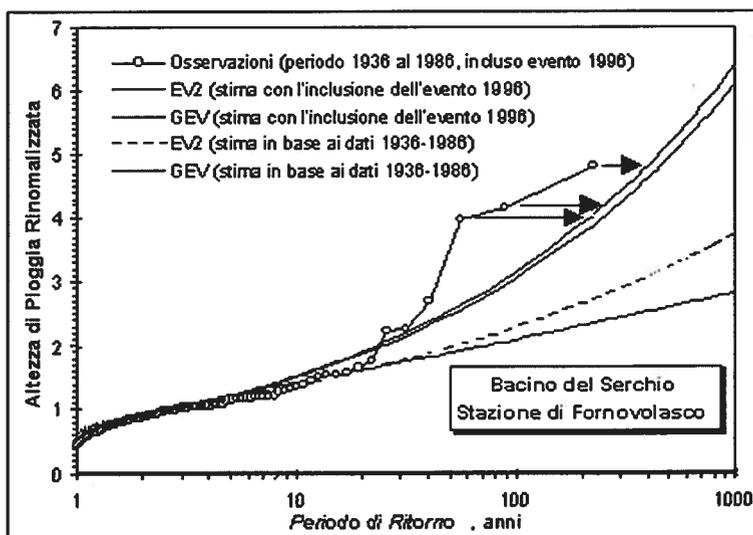


Figura 6.2.1 Variazione della curva di crescita della pioggia temibile a Fornovolasco con l'inclusione dei dati relativi all'evento del 19 giugno 1996.

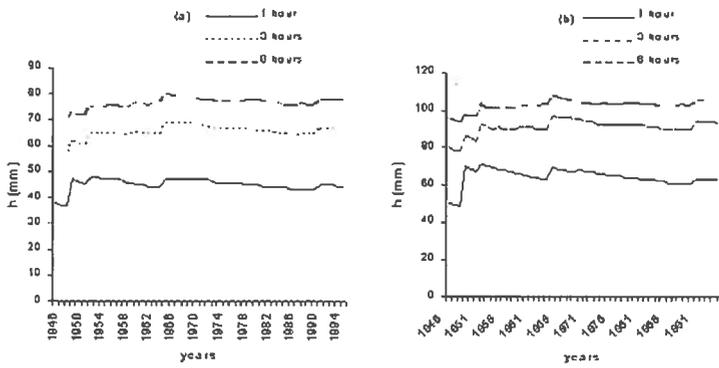


Figura 6.2.2 Variazione temporale della pioggia di progetto quinquennale (a) e venticinquennale (b) per la stazione di Massa.

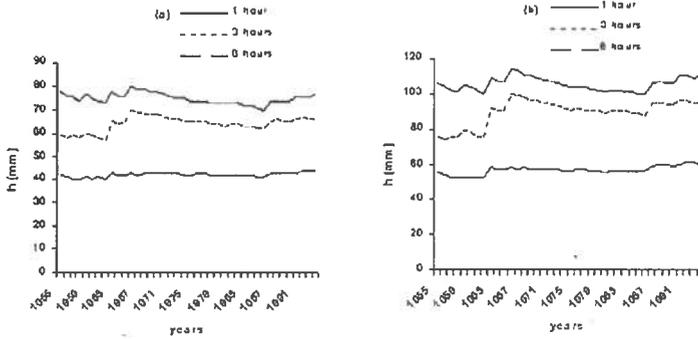


Figura 6.2.3 Variazione temporale della pioggia di progetto quinquennale (a) e venticinquennale (b) per la stazione di Viareggio.

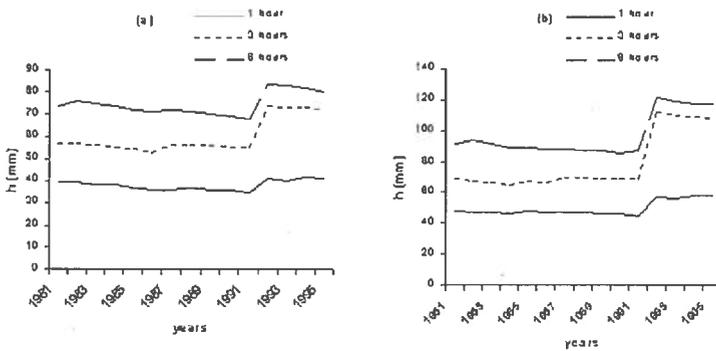


Figura 6.2.4 Variazione temporale della pioggia di progetto quinquennale (a) e venticinquennale (b) per la stazione di Retignano.

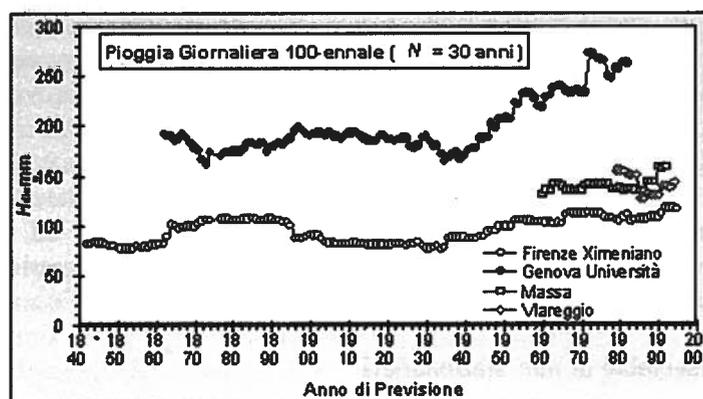
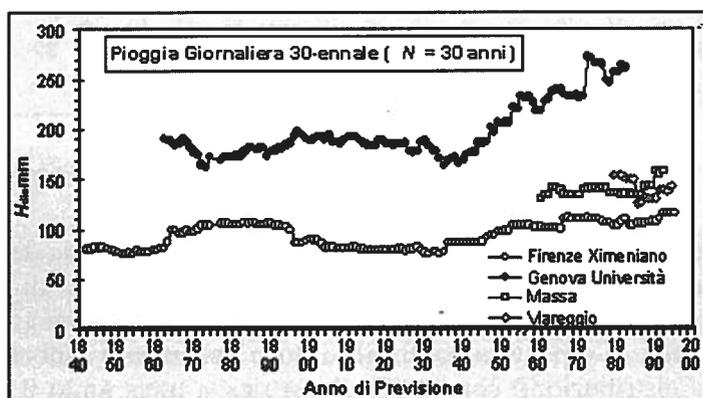
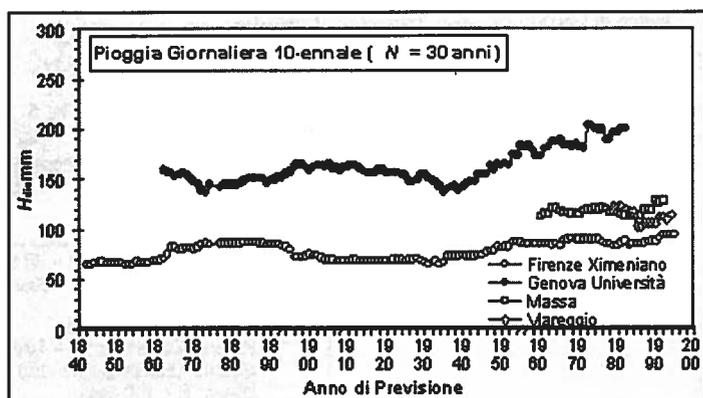


Figura 6.2.5 Altezze di precipitazione con tempo di ritorno decennale, trentennale e centennale calcolate, mediante la distribuzione di Gibrat-Galton, su finestra mobile di ampiezza trentennale.

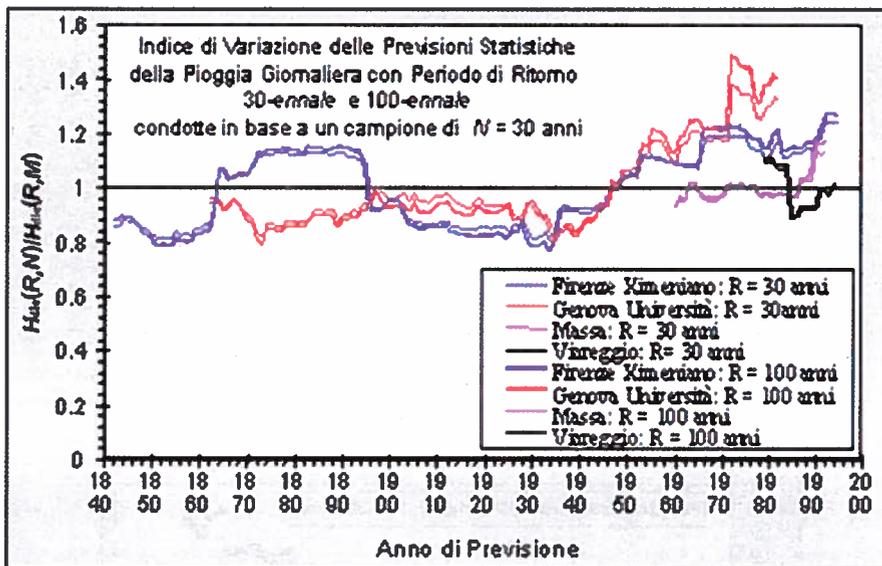


Figura 6.2.6 - Indice di variazione delle previsioni statistiche di altezza di precipitazione.

trambe scelte per la loro proprietà asintotica di presentare una coda della funzione di densità di tipo iperbolico, in grado di mettere in risalto gli estremi di valore più elevato. Si è dapprima proceduto alla stima di tali distribuzioni, utilizzando i dati storici pubblicati, e, quindi, si è posto a confronto il loro andamento (abbastanza concordante tra le due distribuzioni) con quello che si ricava integrando il campione con l'osservazione (a diversa durata compatibile con il campionamento della serie originale) della pioggia del 19 giugno 1996. Tale confronto evidenzia un radicale cambiamento della curva, che porta a concludere come un evento, quale quello registrato in occasione dell'alluvione del 1996, modifica la nostra capacità di previsione statistica delle piogge estreme. A fronte di tale consistente modificazione, però, il periodo di ritorno degli scrosci registrati in tale occasione resta comunque assai elevato, senz'altro superiore ai 200 anni per le tre durate di riferimento considerate. Anche la rinnovata capacità previsionale, in senso statistico, porterebbe quindi ad annoverare un nubifragio di questo tipo tra gli eventi con periodo di ritorno superiore agli attuali canoni progettuali.

6.2.3. Sintomi osservabili di non stazionarietà

Criteria di analisi

Le metodologie statistiche descritte in precedenza si basano sull'ipotesi di stazionarietà; ovvero, assumono che le distribuzioni di probabilità marginale e multivariata

dei dati di precipitazione siano invariati rispetto al tempo. Ciò equivale ad assumere, ad esempio, che la media e i momenti di ordine superiore relativi alle altezze di precipitazione si mantengano invariati nel corso degli anni di osservazione. In verità, è noto come le variabili meteorologiche siano frequentemente affette da fenomeni di non stazionarietà. Nel caso particolare dei dati di precipitazione atmosferica, analisi compiute su lunghe serie di precipitazione italiane hanno evidenziato la sistematica presenza, nei valori medi, di una tendenza decrescente, sebbene mai statisticamente significativa (Montanari *et al.*, 1996). In contrapposizione alla diminuzione dei valori medi, si osserva parimenti un generale aumento dei valori massimi, con evidenti conseguenze in materia di protezione idraulica del territorio. La presenza di non stazionarietà nei dati di precipitazione intensa, infatti, nel caso particolare di una tendenza crescente, causa la sottostima dei valori massimi di precipitazione di progetto. Una possibile conseguenza è l'eventuale inadeguatezza delle difese idrauliche progettate in tempi non recenti e la conseguente necessità di studiare i fenomeni di non stazionarietà, al fine di una corretta progettazione delle opere di protezione idraulica.

Per identificare l'eventuale presenza di fenomeni di non stazionarietà del regime dei nubifragi nell'area versiliese e garfagnina, bisognerebbe disporre di serie storiche di osservazioni pluviometriche per lunghi periodi. A causa della relativa brevità delle serie per le stazioni ivi allocate, sono state prese in considerazione le lunghe serie continue di dati giornalieri disponibili per due stazioni (relativamente) limitrofe: quella dell'Osservatorio Ximeniano di Firenze (dal 1813) e quella dell'Università di Genova (dal 1833). Congiuntamente a tali serie, sono state analizzate quelle relative alle stazioni di Massa, Viareggio e Retignano, che forniscono i campioni più estesi per l'area in esame. Una prima analisi è stata condotta operando con una "finestra progressiva" ed è finalizzata a stabilire se, all'aumentare dell'informazione, le proprietà dei valori estremi subiscano o meno modificazioni sistematiche. La seconda modalità di analisi, condotta a "finestra fissa" sui dati giornalieri, è invece finalizzata a riprodurre le condizioni in cui un progettista viene a operare in un certo contesto spazio-temporale, quando gli sia richiesta una valutazione di progetto tramite la previsione statistica dei valori estremi di pioggia.

Analisi a finestra progressiva

Come premesso, questo tipo di analisi è finalizzato a individuare l'effetto dell'aumento di informazione sulla previsione delle piogge di progetto di breve durata. A tal fine i dati dei massimi annuali di pioggia di forte intensità e breve durata delle stazioni di Massa, Viareggio e Retignano sono stati elaborati statisticamente, utilizzando la distribuzione del valore estremo di primo tipo (legge di Gumbel) stimata per campioni di lunghezza progressivamente crescente, a partire da un minimo di 10 anni di dati. Sono state così valutate le piogge di progetto con periodo di ritorno quinquennale e venticinquennale. Nelle Figure 6.2.2-4 sono riportate le serie temporali dei valori di

progetto relative alle tre stazioni pluviometriche selezionate per le durate di 1, 3 e 6 ore.

Nel caso della stazione di Massa, le stime degli eventi di progetto effettuate includendo anche gli anni più recenti sono evidentemente più elevate rispetto a quelle iniziali, specialmente nel caso del periodo di ritorno venticinquennale (Figura 6.2.2). Anche se le serie sono comunque soggette a notevoli oscillazioni durante i primi anni, quando le stime sono affette da errori più grandi dovute alla minore quantità di dati disponibili, è abbastanza pronunciata una tendenza crescente, a partire dal 1990. Simili considerazioni possono farsi per quanto riguarda la stazione di Viareggio (Figura 6.2.3), laddove la crescita delle previsioni all'aumentare dell'informazione è più contenuta, ma la recente tendenza crescente inizia prima rispetto al caso di Massa. La serie di Retignano (Figura 6.2.4) è molto più breve e l'evento pluviometrico molto intenso del 1992 determina un forte incremento delle stime, così come evidenziato al punto precedente.

Analisi a finestra mobile

Questa analisi è stata orientata a evidenziare le incertezze statistiche insite nella valutazione delle precipitazioni di progetto, quando si disponga di un campione di limitata estensione e nel caso di una variabile non stazionaria. Sono state prese in considerazione le lunghe serie continue di dati giornalieri disponibili per due stazioni (relativamente) limitrofe (quella dell'Osservatorio Ximeniano di Firenze, dal 1813, e quella dell'Università di Genova, dal 1833) e quelle relative alle stazioni di Massa e Viareggio, che forniscono i campioni più estesi per l'area in esame. In base ai valori massimi annuali della pioggia media giornaliera, si sono calcolate le altezze di pioggia massime annuali con diverso periodo di ritorno, stimate su una finestra mobile comprendente 30 anni di osservazioni. Il calcolo è stato condotto mediante la stima, su ogni periodo trentennale, di diverse distribuzioni di probabilità a due parametri (EV1 o legge di Gumbel, EV2 o legge di Fréchet, LN2 o legge di Gibrat-Galton). Per esempio, il primo periodo preso in considerazione copre i dati osservati a Firenze dall'anno 1813 all'anno 1842; la finestra mobile viene quindi traslata di anno in anno fino a coprire, nell'ultimo intervallo temporale, il periodo dal 1966 al 1995. L'adattamento delle distribuzioni scelte a ciascun campione trentennale è stato verificato mediante i test di Kolmogorov-Smirnov e Anderson-Darling. Le altezze di pioggia con periodo di ritorno decennale, pari a un terzo della lunghezza del campione, trentennale, pari alla lunghezza del campione, e centennale, più di tre volte la lunghezza del campione, sono riportate in Figura 6.2.5 per il caso lognormale. La presenza di non stazionarietà in forma di tendenza crescente è ben visibile, in particolare a partire dal 1940, sia per la stazione di Genova, sia per quella di Firenze. Tale tendenza supera decisamente la fascia di oscillazione caratteristica del periodo di osservazione precedente. I grafici mostrano inoltre la marcata influenza, sulla stima dei valori massimi, dell'evento del 1966 a Firenze e di quello del 1970 a Genova, nei quali si è verificata la

Tabella 6.2.1 Pioggia di progetto con tempo di ritorno decennale e trentennale (stime LN2) calcolata, nell'anno di riferimento, in base ai dati dei trenta anni precedenti.

Anno di riferimento	R, anni:	Altezza di pioggia, mm							
		Firenze		Genova		Massa		Viareggio	
		10	30	10	30	10	30	10	30
1850		66	77						
1860		68	80						
1870		81	98	147	177				
1880		86	105	145	173				
1890		85	106	149	178				
1900		74	90	159	189				
1910		69	81	163	192				
1920		69	80	157	186				
1930		66	76	155	188				
1940		74	87	141	169				
1950		82	98	164	205				
1960		84	102	173	218	112	131		
1970		89	111	183	232	114	135		
1980		83	104	196	257	116	137	155	123
1990		88	108			129	159	131	106

massima altezza di precipitazione giornaliera della serie. La stazione di Massa, che dispone di un campione di numerosità assai inferiore, presenta un'analogia tendenza a partire dalla fine degli anni ottanta, mentre quella di Viareggio mostra un'oscillazione poco significativa. I valori delle altezze di precipitazione, calcolate utilizzando la legge di Gibrat-Galton, sono riportati in Tabella 6.2.1, dove si simulano i risultati di un progettista che, in un certo anno di riferimento, abbia previsto la pioggia di progetto (a scala giornaliera) in base al campione osservato nei trenta anni immediatamente precedenti. La Figura 6.2.6 mette in evidenza la tendenza riscontrata in termini di un indice di riferimento costruito riscaldando la sequenza delle previsioni rispetto al valore (supposto stazionario) di lungo periodo, che si ottiene dall'intero campione disponibile.

Nel caso di Genova, la previsione statistica di un progettista, che avesse a disposizione un campione trentennale, sarebbe aumentata in percentuale quasi del 30% in un secolo, se il suo obiettivo era valutare dell'altezza di pioggia con periodo di ritorno decennale, mentre sarebbe aumentata del 40% circa per quella trentennale: la tendenza si ripercuoterebbe, quindi, sulla stima dei valori massimi in misura crescente con il periodo di ritorno. Le stesse conclusioni si traggono per Firenze (con valori leggermente più contenuti) e per Massa, laddove la tendenza si manifesta con un certo ri-

tardo. L'incertezza supplementare causata dai fenomeni di non stazionarietà è quindi tanto più marcata quanto più è alto il periodo di ritorno di calcolo e, quindi, quanto più è alto il rischio idraulico connesso alla insufficienza di un'opera progettata con quel periodo di ritorno. Le elevate incidenze progettuali dei fenomeni di non stazionarietà impongono una attenta valutazione dei loro effetti da parte del progettista. Poiché l'effetto della non stazionarietà rappresenta una frontiera della ricerca, le cui conclusioni sono tuttora assai incerte per via della ridotta quantità delle osservazioni disponibili, è alquanto problematico definire con precisione l'esatta incidenza, in termini progettuali, di tali fenomeni. Sarebbe forse auspicabile, comunque, prendere in considerazione l'adozione di coefficienti di sicurezza in grado di compensare, in relazione alla vita attesa dell'opera, variazioni delle variabili di progetto dello stesso ordine di grandezza di quelle verificatesi nel periodo immediatamente precedente.

6.3. Prevedibilità statistica del rischio di piena

6.3.1. Introduzione

Confrontando le portate al colmo indisturbate dell'evento del 19 Giugno 1996 con le portate di rischio a frequenza assegnata, si riscontra come l'eccezionalità dell'evento diminuisca, anche sensibilmente, da monte verso valle, sia nel fiume Versilia, sia nel torrente Turrite di Gallicano. Nell'alto bacino del Veza il periodo di ritorno dell'evento idrologico sembra classificabile come ultraduecentennale in tutte le sezioni idrografiche esaminate, da Cardoso a Ponte Stazzemese; per le due sezioni del maggiore affluente di sinistra, i colmi osservati sarebbero addirittura associabili a periodi di ritorno (indicativamente) ultracinquecentennali. Per la rete idrografica di valle del Veza, i periodi di ritorno dell'evento idrologico vanno progressivamente calando: poco più di cento anni a Ruosina e poco meno a Seravezza. Analoghe conclusioni si traggono per la testata del bacino del torrente Turrite di Gallicano, laddove lo smorzamento da monte verso valle risulta assai più sensibile, a testimonianza di un centro di scroscio del nubifragio estremamente concentrato sul giogo tra versante occidentale e orientale delle Alpi Apuane.

In confronto con le portate di massima piena, che si possono ricavare dall'applicazione del metodo della Curva Inviluppo, i colmi indisturbati dell'evento del 19 Giugno 1996 risultano sempre inferiori a tali valori, sia che si adotti la Curva Inviluppo ottenuta dalle massime osservazioni della Sezione di Pisa, sia che si consideri quella relativa alla Liguria Tirrenica. Tale confronto non è peraltro possibile per le sezioni che sottendono i bacini più piccoli, inferiori rispettivamente a 20 e 10 Km², per via della carenza di stazioni idrometriche in bacini di piccole dimensioni. Anche se le portate calcolate con il metodo dell'inviluppo dei massimi osservati non sono associabili a un prefissato periodo di ritorno e, quindi, non forniscono indicazioni affidabili sul rischio associato al loro verificarsi, la circostanza che i valori ricostruiti nelle sezioni di valle del fiume Versilia e del torrente Turrite di Gallicano risultino assai inferiori a

quelli ricavabili dalle curve inviluppo conferma le precedenti conclusioni sul grado di eccezionalità, non particolarmente elevato, dell'evento in tali sezioni.

Il confronto tra l'analisi in frequenza dei nubifragi e quella delle piene temibili pone altresì numerosi interrogativi sull'efficacia delle attuali metodologie ai fini della previsione progettuale della sollecitazione idrologica sul territorio. In particolare, va brevemente discussa la relazione assai lasca tra le due sollecitazioni e, nello stesso tempo, i sintomi di non stazionarietà del regime dei nubifragi richiedono un approfondimento della sensitività climatica dei modelli di previsione statistica delle portate di piena. Infine, meritano qualche ulteriore considerazione le questioni poste dalla prevedibilità dell'innescio idrologico di movimenti gravitativi superficiali.

6.3.2. Frequenza dei nubifragi e delle piene temibili

Gli studi sulla prevedibilità statistica delle portate al colmo di piena, requisito essenziale per la progettazione degli interventi di mitigazione, mettono in rilievo la diversità tra periodo di ritorno dei nubifragi e delle portate al colmo che, in virtù di tali nubifragi, si vengono a realizzare nei corsi d'acqua. La principale ragione di tale diversità risiede nella non linearità della trasformazione dell'afflusso meteorico in deflusso alveato, che consiglia la massima cautela nella trasposizione tra piogge e portate a parità di frequenza (Rosso, 1996). La circostanza teorica che sconsiglia la linearizzazione, presupposto necessario affinché i colmi di piena presentino la stessa probabilità di superamento dei nubifragi che li hanno generati, viene inoltre rafforzata da altri due fattori.

L'evento del 19 Giugno 1996 ha infatti messo in rilievo altri due effetti, di importanza almeno pari a quella dell'intrinseca non linearità del fenomeno, che rendono poco immediato il legame probabilistico tra piogge e portate. Essi sono la variabilità spaziale dei nubifragi e l'effetto dovuto alle condizioni iniziali di imbibimento del bacino imbrifero. Gli effetti di entrambi questi fenomeni fanno sì che la portata fluviale, che si realizza per via di un nubifragio con assegnate caratteristiche nel campo della frequenza, non rifletta esattamente tale frequenza. Questo risultato suggerisce pertanto la massima cautela nell'applicazione delle tradizionali metodologie statistiche di previsione, basate, per esempio, sull'impiego congiunto della formula razionale e delle linee segnalatrici di probabilità pluviometrica.

6.3.3. Sensitività climatica del rischio di piena

La valutazione degli effetti climatici sulla frequenza delle piene fluviali richiede estrema cautela, poiché alle incertezze di natura idrologica, che influenzano la previsione delle portate temibili, si vanno ad aggiungere quelle, ancora maggiori, legate alla definizione degli scenari climatici. Gli studi in materia sono tuttora a uno stadio affatto pionieristico e l'introduzione di uno scenario climatico sovente aumenta l'incertezza delle previsioni idrologiche. Gli scenari climatici prodotti dai modelli matematici di circolazione globale dell'atmosfera, infatti, sono affetti da enormi incertezze

e, nello stesso tempo, richiedono una complessa procedura di disaggregazione spazio-temporale, necessaria a stabilire ingressi climatici di qualche utilità idrologica (Burlando *et al.*, 1991). Vale peraltro la pena, nel contesto del presente studio, valutare la sensitività idrologica dei bacini esaminati rispetto ai possibili scenari di cambiamento climatico.

La tecnica con cui tale esercizio è stato condotto ripropone la metodologia di disaggregazione dei campi di precipitazione introdotta da Burlando e Rosso (1991) e successivamente sviluppata nel quadro di un recente progetto scientifico europeo (POPSICLE, 1997). La metodologia utilizzata per la valutazione delle piene temibili è invece quella impiegata recentemente per uno studio della sensitività climatica del bacino del fiume Entella in Liguria (Burlando *et al.*, 1997) cui si rimanda per ogni aspetto metodologico del presente lavoro. I modelli matematici del clima, i cui risultati sono stati elaborati in questo studio, sono il modello ad alta risoluzione del Meteo Office britannico (Viner e Hulme, 1993) e il modello del Hadley Centre for Climate Prediction (Mitchell *et al.*, 1995). Del primo, indicato con l'acronimo di UKHR, sono state considerate le simulazioni di equilibrio in condizioni di raddoppio della concentrazione atmosferica di biossido di carbonio rispetto agli anni sessanta. Del secondo, sono state considerate le simulazioni relative al solo incremento di biossido di carbonio (indicate con l'acronimo di HadCM2GHG) e al contemporaneo incremento di biossido di carbonio e di aerosol solfati (indicate con l'acronimo di HadCM2SUL). I risultati relativi al fattore di "downscaling" dei parametri del modello di precipitazione sono riportati in Tabella 6.3.1, con riferimento allo stesso modello stocastico utilizzato per la previsione di piena in condizioni stazionarie. Nella stessa tabella sono anche riportati i valori di controllo e di scenario dei parametri statistici dei nubifragi temibili.

Una sintesi dei risultati dello studio viene riportata in Tabella 6.3.2 per due sezioni salienti della rete idrografica del fiume Versilia, Ponte Stazzemese e Seravezza (v. anche Figura 6.3.1). Essa mostra come la sensitività climatica delle previsioni statistiche di piena sia abbastanza modesta, poichè le anomalie idrologiche decennale e centennale sono assai contenute per tutti i modelli climatici impiegati in questo studio. Nel caso del modello climatico più sofisticato (HadCM2SUL) tra quelli utilizzati, la derivazione geomorfoclimatica indica un incremento di circa il 10% delle portate decennali e centennali rispetto al valore (presupposto attuale) di controllo, ma va posto in evidenza come tale incremento risulti senz'altro compreso nei margini di incertezza con cui gli eventi estremi vengono valutati. In relazione alla progettazione dei sistemi di mitigazione strutturale del rischio alluvionale, gli attuali canoni di valutazione dei franchi progettuali dovrebbero quindi essere in grado di inglobare anche le ulteriori incertezze dovute ai possibili cambiamenti climatici.

Tabella 6.3.1 Bacino del Versilia: rapporti di “downscaling” e valori di “scenario” dei parametri del modello IPM per diversi scenari di precipitazione prodotti da modelli climatici di circolazione globale.

<i>Scenario</i>	<i>Rapporto di “downscaling”</i>			
	intensità media [-]	durata [-]	tasso poissoniano [-]	altezza [-]
Controllo	1	1	1	1
UKHI	1.072	0.842	0.788	0.903
HadCM2GHG	1.155	0.842	0.999	0.973
HadCM2SUL	1.186	0.842	1.060	0.999
	<i>Valore atteso di “scenario”</i>			
	intensità media [mm/ora]	durata [ore]	tasso poissoniano [1/anno]	altezza [mm]
<i>a Ponte Stazzemese:</i>				
Controllo	11.05	1.57	3	17.35
UKHI	11.85	1.32	2.37	15.64
HadCM2GHG	12.76	1.32	3.00	16.84
HadCM2SUL	13.11	1.32	3.18	17.31
<i>a Seravezza:</i>				
Controllo	16.30	1.22	3	19.89
UKHI	17.47	1.03	2.37	18.00
HadCM2GHG	18.83	1.03	3.00	19.40
HadCM2SUL	19.33	1.03	3.18	19.91

Tabella 6.3.2. Sensitività climatica delle previsioni di piena nel fiume Versilia in relazione a diversi scenari di cambiamento climatico.

<i>sezione:</i> <i>area, Km²:</i>	Ponte Stazzemese 26.7	Seravezza 69.1	Ponte Stazzemese 26.7	Seravezza 69.1
	<i>Portata al Colmo di Piena decennale</i> [m ³ /s]		<i>Variazione percentuale</i>	
Control	91	274		
UKHI				
HadCM2GHG				
HadCM2SUL				
	<i>Portata al Colmo di Piena centennale</i> [m ³ /s]		<i>Variazione percentuale</i>	
Control	244	769		
UKHI				
HadCM2GHG				
HadCM2SUL				

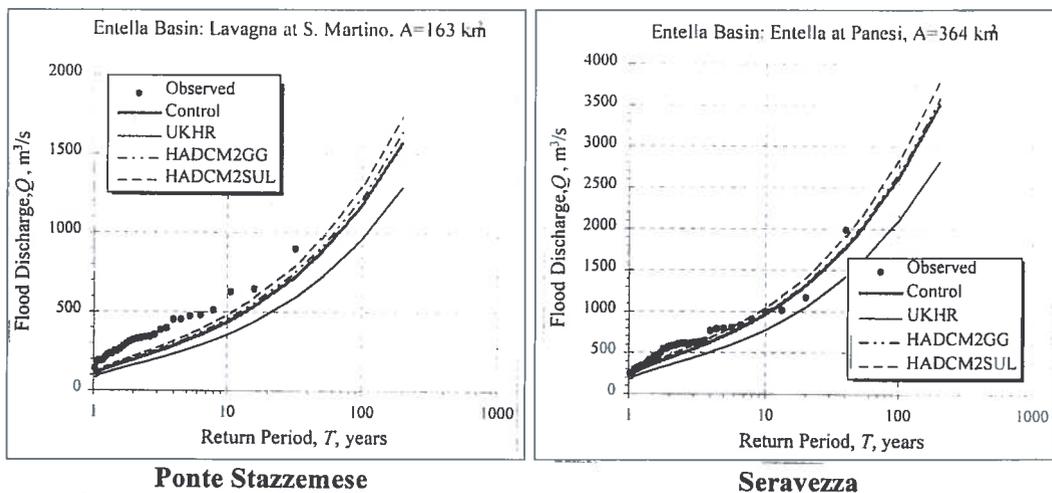


Figura 6.3.1 Sensitività climatica delle previsioni statistiche di piena in due diverse sezioni idrografiche del bacino del fiume Versilia per diversi scenari di cambiamento climatico.

6.4. Gli interventi strutturali e non strutturali di mitigazione del rischio idraulico e il loro inquadramento nella gestione ambientale

6.4.1. L'insegnamento dell'evento del 19 Giugno 1996

A differenza della grande maggioranza degli eventi alluvionali che hanno colpito, con accelerata frequenza, il nostro paese a partire dagli anni novanta, quanto è accaduto il 19 Giugno 1996 in Versilia è almeno localmente (nel bacino di testata del Vezza) e tecnicamente (sotto il punto di vista della tradizionale analisi idrologica) affatto eccezionale. L'esperienza di questa catastrofica alluvione e lo studio del regime idrologico, che caratterizza le piene nei bacini del fiume Versilia e del torrente Turrite di Galliciano, pongono in evidenza come le conseguenze dei nubifragi di eccezionale severità, quali quello verificatosi in tale circostanza, si possano difficilmente affrontare sotto un profilo univoco, delineando una singola tipologia di intervento di mitigazione. Essi richiedono la messa a punto di un ampio spettro di misure di prevenzione, che, nel loro complesso, possono mitigare gli effetti del fenomeno sulle infrastrutture e sui beni a rischio e, soprattutto, possano fornire un sostanziale contributo alla salvaguardia della vita umana.

La mitigazione del rischio alluvionale va comunque considerata un importante obiettivo della pianificazione del territorio a breve, medio e lungo termine, in tutta l'area esaminata e, in particolare, nel bacino del fiume Versilia, per via della densità degli insediamenti vallivi, che accresce la vulnerabilità idraulica del territorio. Il conseguimento di tale obiettivo è legato all'attuazione di un insieme di misure, strutturali

e non-strutturali, volte a considerare la vulnerabilità alluvionale del sito quale vincolo predominante ai fini della pianificazione urbana e dell'organizzazione delle attività economiche e sociali. Tale obiettivo indica inoltre un'importante priorità nella predisposizione dei flussi finanziari in materia di difesa del suolo alle diverse scale territoriali.

Prevedere a breve o medio termine una modificazione degli assetti urbani, in grado di restituire allo scorrimento alveato delle acque superficiali una propria ampia sede naturale, in grado di convogliare piene caratterizzate dalla eccezionalità dell'evento del 19 Giugno 1996, rappresenta una soluzione difficilmente realizzabile, anche se, in linea affatto teorica, certamente auspicabile. Soprattutto, non è pensabile attribuire a un corso d'acqua la capacità di smaltire la portata idrica, che caratterizza tali piene, assieme alla portata solida, generatasi in tale circostanza. In questo contesto, assumono quindi particolare rilievo le misure di tipo non-strutturale, la cui concreta attuazione è in grado, nel breve periodo, di diminuire sensibilmente il danno prodotto da eventuali esondazioni e di limitare i rischi per la vita umana. Pur con questa avvertenza, il ruolo degli interventi di tipo strutturale risulta senz'altro importante, almeno nel medio periodo. Infatti, l'evento ha messo in luce numerosi nodi critici in relazione al regolare smaltimento di una portata al colmo con periodo di ritorno almeno duecentennale: il passaggio da una situazione di criticità idraulica a una situazione di rischio controllato presuppone il regolare smaltimento di piene siffatte; per conseguire questo risultato sono necessari rilevanti interventi strutturali. Anche se la zona valliva del bacino non è stata oggetto di studio in questa sede, in proposito va attentamente esaminata l'eventualità di ripristinare in quella zona, oggi profondamente modificata, condizioni di deflusso delle piene, che riproducano nel modo più coerente la configurazione idraulica del passato. Questo obiettivo richiede un attento studio dell'evoluzione storica dell'idrografia in Versilia.

Se si riconosce quale obiettivo principale, individuabile a livello di pianificazione di bacino, la mitigazione del rischio alluvionale tramite una graduale diminuzione del suo attuale livello, la progettazione e la realizzazione di ogni infrastruttura che interferisca con il corso d'acqua (p.es., reti di trasporto e reti tecnologiche) e, nello stesso tempo, crei pregiudizio alla vita umana, deve risultare, in primo luogo, compatibile con il regolare smaltimento della portata al colmo con periodo di ritorno almeno duecentennale. La posizione di questo vincolo pone le basi, a medio e lungo termine, per un effettivo superamento dell'attuale situazione di emergenza idraulica lungo le valli del Versilia. In assenza di provvedimenti strutturali specifici, per esempio, una misura strutturale indiretta di fondamentale importanza è rappresentata dalla progressiva e graduale sostituzione (anche per naturale obsolescenza strutturale o funzionale) di manufatti, che, nella loro attuale configurazione, accrescono localmente la criticità idraulica, con nuove strutture rispondenti al requisito sopra indicato.

Lo studio condotto consente altresì di trarre alcune indicazioni per una futura definizione degli interventi, strutturali e non, diretti alla mitigazione del rischio alluvio-

nale, soprattutto in relazione a eventi estremi di entità superiore alle usuali direttive progettuali delle opere di difesa del suolo. Tali indicazioni muovono dalle considerazioni sulle diverse possibilità tecniche di intervento e dal confronto tra le attuali conoscenze in materia e il devastante effetto del nubifragio del 19 Giugno 1996. In quest'ottica, vengono qui riportate alcune considerazioni sui criteri di riferimento nel prevedere gli interventi di mitigazione del rischio idraulico, sia a breve che a medio e lungo termine, in siti e circostanze, di cui l'alluvione del 19 Giugno 1996 può rappresentare un efficace paradigma.

6.4.2. I criteri di Intervento

Generalità

La mitigazione del rischio alluvionale nei corsi d'acqua soggetti a piene rapide e improvvise, quali il fiume Versilia e il torrente Turrite di Galliciano, non soltanto richiede interventi di tipo strutturale, ma reclama anche misure di tipo non strutturale. Infatti, gli interventi strutturali, comunque realizzati e comunque realizzabili, lasciano scoperta una quota di rischio, determinata dalla possibilità che si possano comunque verificare, pur con probabilità o frequenze assai modeste, eventi di intensità superiore al dato di progetto. Per l'alto bacino del Veza, un evento, quale quello verificatosi il 19 Giugno 1996, va annoverato senza dubbio in questa categoria. Le conseguenze del residuo rischio alluvionale si possono quindi mitigare soltanto tramite un complesso di interventi di tipo non strutturale, il cui scopo è, in primo luogo, prevenire quelle condizioni di uso del territorio che esaltano i fenomeni alluvionali e ne amplificano gli effetti; in secondo luogo, essi hanno l'obiettivo di alleviare i danni alluvionali, minimizzando l'impatto delle piene superiori al dato di progetto. Il successo o il fallimento di un programma di mitigazione del rischio alluvionale dipendono in larga misura dall'integrazione dei due tipi di intervento, strutturale e non. Trascurare gli interventi non strutturali a favore di quelli strutturali, apparentemente più efficaci e ritenuti talvolta decisivi, non contribuisce a un equilibrato confronto dell'uomo con le calamità naturali. Inoltre, l'analisi economica degli interventi non strutturali mostra come tali interventi determinino notevoli effetti ambientali e redistributivi, talvolta trascurati dall'analisi economica neoclassica (Scavo, 1996).

Interventi di tipo strutturale

Le misure di tipo strutturale sono finalizzate alla riduzione della sollecitazione idraulica, che risulta gravare sulle aree interessate dalla rete idrografica quale risultato dalla sollecitazione idrometeorologica sul territorio. In generale, esse sono realizzabili tramite

- la messa a punto di sistemi artificiali di controllo tramite la sistemazione idraulica delle rete idrografica e dei versanti e la costruzione di opere idrauliche per il con-

- solidamento e la regimazione idrica dei versanti, la regimazione degli alvei, la laminazione delle onde di piena, la difesa passiva delle aree esondabili e la diversione delle portate di massima piena dai tronchi fluviali, che attraversano le aree urbane;
- la predisposizione di interventi di manutenzione straordinaria dei versanti e degli alvei stessi, in seguito a modificazioni indotte da eventi parossistici.

A loro volta, le misure strutturali sono realizzabili sia tramite i tradizionali interventi di ingegneria civile idraulica, sia per mezzo di interventi di ingegneria naturalistica.

Interventi di tipo non strutturale

Le misure di tipo non strutturale sono finalizzate a ridurre gli effetti della sollecitazione di piena e l'impatto di tali effetti sul territorio e sui suoi abitanti. Esse sono realizzabili tramite

- la manutenzione ordinaria degli alvei e dei versanti;
- la normativa urbanistica e, più in generale, la regolamentazione dell'uso del territorio, nonché il capillare controllo della sua attuazione;
- la copertura assicurativa dei beni eventualmente soggetti al rischio non coperto dalle misure strutturali;
- la predisposizione di sistemi di allarme e l'organizzazione degli interventi di protezione civile.

A loro volta, le misure non-strutturali sono di tipo passivo, quando pongono in atto vincoli o prescrizioni di uso del territorio o di regolamentazione della vita sociale, e di tipo attivo, quando attivano strumenti, servizi o altre attività specificamente volte alla mitigazione del rischio. In questo senso, il primo e l'ultimo tipo di intervento costituiscono una forma attiva di intervento non-strutturale, mentre gli altri due rappresentano una forma passiva.

Condizioni al contorno

Un ulteriore aspetto del problema, che va considerato nel perseguire l'obiettivo della mitigazione del rischio alluvionale, riguarda il complesso del sistema fluviale e marino. Corsi d'acqua quali il fiume Versilia costituiscono attualmente una delle fonti, seppure non esclusiva né preponderante, dei sedimenti necessari al mantenimento della linea di costa. Il trasporto a mare dei sedimenti fluviali si attua quasi esclusivamente durante le piene e, in modo talvolta parossistico, durante le piene maggiori. Gli interventi volti a limitare o, addirittura, eliminare il trasporto solido di lungo periodo possono esaltare i fenomeni di erosione del litorale, con possibili effetti negativi, a termine più o meno ravvicinato, sulla dinamica del litorale stesso.

Un altro aspetto da considerare riguarda, infine, l'assetto sedimentologico e paesaggistico del sistema idrografico e, più in generale, dell'ecosistema fluviale. L'asta valliva del fiume Versilia è attualmente costretta tra argini, che ne confinano rigidamente l'alveo in materiale alluvionale incoerente, caratterizzato da una frazione gros-

solana non trascurabile. Esso viene prevalentemente trasportato dalle portate di piena e sedimentato in fase di esaurimento dell'idrogramma e in regime di morbida, con portate di entità peraltro modesta. Le portate di magra sono spesso assai modeste, presumibilmente a causa della notevole trasmissività dell'alluvione profonda su cui insiste il tronco esaminato. La carenza di deflussi superficiali permanenti può accrescere la tendenza al consolidamento del materiale depositato in alveo e, nello stesso tempo, non produrre un ambiente fluviale abbastanza umido in superficie da consentire la formazione di un ecosistema significativo dal punto di vista paesaggistico, vegetazionale e faunistico.

Queste considerazioni, che peraltro esulano dagli scopi e dai limiti del presente studio, indicano, almeno apparentemente, la necessità di un'analisi dell'attuale assetto fluviale in termini di impatto costiero, di pregio paesaggistico e di ricchezza dell'ecosistema fluviale nel suo complesso. Esse raccomandano quindi una valutazione delle misure strutturali di mitigazione del rischio alluvionale anche sotto questi aspetti. Per quanto riguarda l'aspetto paesaggistico, per esempio, tra le soluzioni che rispondono a un prefissato livello di sicurezza, si possono anche ricercare quelle che contengono l'impatto sul paesaggio il più possibile e, se possibile ancora, possono contribuire a migliorare il paesaggio stesso in relazione all'inserimento dell'idrografia superficiale nelle aree urbane e rurali interessate.

6.4.3. Le misure non-strutturali di mitigazione

Generalità

Le misure non-strutturali di mitigazione del rischio, che possono trovare attuazione nell'alto bacino del fiume Versilia, sono costituite da

- misure passive di prevenzione, realizzabili tramite l'imposizione di vincoli urbanistici e l'emanazione di regolamentazioni edilizie, che riducano la vulnerabilità alluvionale delle aree esondabili in relazione ai beni e agli strumenti di servizio ivi presenti;
- misure passive di prevenzione tramite prescrizioni di tipo assicurativo a salvaguardia dei beni e degli strumenti di servizio presenti nelle aree esondabili;
- misure attive di ordinaria manutenzione fluviale;
- misure attive di prevenzione e protezione civile, tramite un sistema integrato di sensibilizzazione al rischio, di preannuncio e allarme, di organizzazione dell'emergenza e di soccorso;

la cui attuazione, pur graduale nel tempo, è in grado di minimizzare, compatibilmente con la criticità idraulica dei siti, l'impatto delle esondazioni sulle persone e sui beni soggetti a tale rischio.

L'attuazione delle misure attive comporta, in primo luogo, la messa a punto di adeguati strumenti di preannuncio, al cui sviluppo nel nostro paese diversi soggetti stanno peraltro dedicando uno sforzo particolare, con l'attivazione di svariati sistemi

di monitoraggio a rete e remoto, non sempre coordinati e interconnessi tra loro. Se lo strumento del preannuncio gioca un ruolo essenziale ai fini della gestione delle possibili situazioni d'emergenza idraulica, un ruolo altrettanto importante rivestono gli strumenti attuativi e organizzativi di protezione civile, la cui componente essenziale, a scala provinciale e comunale, sono i piani di emergenza per situazioni di rischio idraulico, secondo il dettato della Legge 225/1992.

Sistemi di preannuncio

Ai fini della mitigazione degli eventi estremi, soprattutto nei casi parossistici, quale il nubifragio che il 19 Giugno 1996 ha colpito l'alto bacino del Veza, gioca un ruolo fondamentale il coordinamento delle Amministrazioni Locali con gli altri soggetti preposti alla Protezione Civile, sia in relazione all'accoglimento dei messaggi di allarme e alla predisposizione delle procedure da attivare in queste occasioni, sia alle operazioni da attuare in caso di alluvione.

Nel caso dei torrenti e dei fiumi soggetti a piene rapide e improvvise, come nel caso in esame, gioca un ruolo fondamentale l'orizzonte di preannuncio, ossia l'anticipo con cui l'allarme può essere emanato con sufficiente verosimiglianza, e con cui i diversi livelli di allerta possono essere messi in atto. Aumentare questo orizzonte costituisce uno dei problemi fondamentali, che sono oggi posti all'attenzione della meteorologia e dell'idrologia. Poiché l'impiego della modellistica matematica rappresenta oggi la frontiera più stimolante dal punto di vista scientifico e, soprattutto, il percorso più promettente in ragione di risultati attesi, numerose linee di ricerca in tale direzione sono attive a livello europeo: esse cercano di rendere scientificamente solido e operativamente praticabile lo schema dell'accoppiamento dei modelli atmosferici e idrologici.

Le sollecitazioni meteorologiche fortemente localizzate, quali quella del 19 Giugno 1996, rendono estremamente arduo l'esercizio di modellare con sufficiente anticipo i campi di precipitazione in aree a orografia complessa. Inoltre, l'estrema variabilità spaziale di questi campi ne rende anche assai incerta l'osservabilità a terra, con la conseguenza di rendere assai arduo il compito di prevedere l'effetto idrologico e idraulico dei nubifragi. Le attuali procedure di disaggregazione delle previsioni a grande scala, quali quelle previste dagli attuali modelli atmosferici ad area limitata di tipo idrostatico, non sono in grado di cogliere la complessità dei fenomeni che danno origine a questo tipo di precipitazioni. Un certo miglioramento degli attuali procedimenti sembra offerto dalla procedura, illustrata in precedenza, di ulteriore disaggregazione dei campi generati dai modelli ad area limitata. Essa si basa sul principio di conservazione della massa e comporta la soluzione delle equazioni di continuità per il flusso e l'umidità specifica in un ambiente a orografia complessa e realistica, alla risoluzione desiderata (4 Km nel caso di studio) a partire dai campi interpolati direttamente da profili verticali forniti dal modello ad area limitata. Gli

ulteriori sviluppi di questa interfaccia tra modelli atmosferici e idrologici potranno forse fornire strumenti utili anche dal punto di vista operativo.

Manutenzione ordinaria

Nel caso in esame, le misure attive di tipo non strutturale si traducono, in primo luogo, nella manutenzione ordinaria degli alvei, tramite il mantenimento della saggoma idraulica, così come essa viene a realizzarsi tramite interventi di manutenzione ordinaria, che eliminino i depositi golenali consolidati e talvolta utilizzati a scopi diversi, nonché tramite il controllo della copertura vegetativa in alveo. Un aspetto di particolare importanza riguarda infatti la manutenzione della rete idrografica in relazione alla presenza di specie arboree. Anche se nel caso dell'alluvione del 19 Giugno 1996 i flottanti trasportati a valle sono stati prodotti, per la maggior parte, dalla coltre di distacco dei versanti, durante gli eventi parossistici l'incremento del rischio idraulico dovuto alla presenza di flottanti dovuti a distacco di vegetazione d'alveo non è trascurabile. Sia che si tratti di vegetazione cresciuta in alveo, sia che venga generata da movimenti gravitazionali superficiali o profondi sui versanti, il suo effetto non è tanto quello di rallentare la corrente rialzando i tiranti idrici, quanto quello di ostacolarne il corso accumulandosi nei siti dove l'alveo si restringe, determinando la formazione di controllori idraulici artificiali. L'ammassarsi di tale vegetazione in corrispondenza delle strutture fraposte alla corrente (per esempio, le pile di un ponte) può determinare la formazione di sbarramenti temporanei, sotto la cui spinta possono anche collassare le strutture investite, e che, nello stesso tempo, provocano effetti di rigurgito, che allargano, spesso in modo assai rilevante, la zona soggetta al transito delle acque. In questa direzione, può giocare un ruolo assai positivo l'effettiva applicazione del D.P.R. 14.4.93 (G.U. n.91 del 20.4.1993) in materia di manutenzione degli alvei, laddove sono anche stabiliti i criteri in base ai quali condurre la manutenzione degli alvei con riferimento alla presenza di vegetazione.

Regolamentazione d'uso del suolo e del territorio

La regolamentazione dell'uso del territorio comporta due diversi livelli di intervento, il primo legato all'area vasta, che comprende il bacino nel suo complesso e coinvolge gli aspetti forestali e agricoli, così come la pianificazione urbana a grande scala; il secondo riguarda, in modo specifico, la pianificazione urbana, fino al dettaglio minimo delle prescrizioni edilizie.

L'uso del territorio gioca un ruolo importante nel determinare la quantità delle acque ruscellate in rapporto a quelle cadute. A parità di natura idrologica dei suoli, la loro copertura è in grado di esaltare o, al contrario, smorzare l'effetto al suolo dei nubifragi. Tale ruolo tende però a decrescere con due fattori. Il primo è costituito all'aridità del clima, che, in particolare, fa sì che il ruolo dell'uso del suolo tenda a diminuire all'aumentare del rapporto fra l'intensità delle piogge di breve durata e forte intensità, e il tasso annuo di precipitazione. In pratica, se le piene maggiori sono

frutto di piogge di intensità estremamente elevata, l'assorbimento del terreno gioca un ruolo minore nella formazione della piena. Il secondo fattore è anch'esso legato alla dinamica dei campi di precipitazione, messa in luce proprio dall'evento del 19 Giugno 1996: in tale occasione, il primo scoscio ha imbibito i terreni, abbastanza secchi in quel momento, facendo sì che il secondo scoscio trovasse terreni fortemente imbibiti e, quindi, assai propensi al rifiuto. A parità di clima in termini di caratteristiche dei nubifragi, l'importanza della copertura del suolo e del relativo stato di manutenzione diminuisce al diminuire della massima capacità di ritenzione potenziale del terreno. Per i bacini montani, come nel caso del bacino di testata del fiume Versilia, le misure non strutturali di regolamentazione di uso del suolo nell'area vasta vanno, comunque, inquadrare nel contesto degli interventi strutturali di ingegneria naturalistica, di cui si fa cenno nel seguito.

In materia di pianificazione urbana, bisogna studiare la regolamentazione dell'uso del territorio nelle zone vulnerabili tramite vincoli urbanistici atti a salvaguardare le vite umane in tali aree e a sensibilizzare i cittadini rispetto alla vulnerabilità della zona. In particolare, la revisione periodica dei piani regolatori dovrebbe considerare la criticità idraulica dei siti, soprattutto nell'ipotesi che non siano ancora messe in atto misure strutturali di mitigazione del rischio. L'integrazione delle conoscenze acquisite tramite lo sviluppo dei piani di emergenza per situazioni di rischio idraulico, di cui alla Legge n. 225/1992, dovrebbe trovare adeguato riscontro nelle scelte urbanistiche condotte in sede di piano regolatore. Questa circostanza fa sì che si debba prendere nella dovuta considerazione il rischio alluvionale nelle aree potenzialmente interessate da tali fenomeni. In proposito, la mappatura delle aree potenzialmente vulnerabili dovrebbe costituire parte integrante degli strumenti urbanistici.

Copertura assicurativa

Contestualmente a tale opera di sensibilizzazione, vanno anche fornite indicazioni utili ai soggetti interessati riguardo alla copertura assicurativa dei beni eventualmente soggetti al rischio non coperto dalle misure strutturali adottabili. A titolo indicativo, una difesa strutturale da piene progettata con un periodo di ritorno di T anni comporta un rischio residuo (in percentuale) pari a

$$P_{fr} = \left[1 - \left(1 - \frac{1}{T} \right)^L \right] \times 100$$

su un orizzonte temporale di L anni. Anche nell'ipotesi che l'intera rete idrografica del fiume Versilia fosse in grado di smaltire portate con periodo di ritorno duecentennale, il rischio di esondazione rimarrebbe ancora non trascurabile, in relazione alla peculiare vulnerabilità socio-economica dell'area minacciata. Applicando la relazione tra rischio residuo P_{fr} , orizzonte L e periodo di ritorno di progetto T, il regolare smaltimento della portata duecentennale comporta tuttavia la permanenza di un rischio residuo del 5% su base decennale, ossia l'orizzonte tipico delle polizze assicu-

relative: sussiste quindi una probabilità del 5% che un evento di piena con portata superiore al valore duecentennale si verifichi in un orizzonte temporale di 10 anni a partire dal generico istante di previsione. Su questa base, per esempio, può essere stipulata una polizza decennale sui beni soggetti a rischio, tenendo anche conto che il franco di dimensionamento consente di contrattare con la compagnia di assicurazione ulteriori sconti sul premio assicurativo.

Conclusioni

In definitiva, lo sviluppo e l'implementazione delle misure non-strutturali, sia di tipo attivo che passivo, è

- indipendente dalla realizzazione degli interventi strutturali, poiché qualunque misura strutturale di mitigazione venga intrapresa e realizzata, il relativo rischio residuale rimane senz'altro non trascurabile;
- nel breve periodo, prioritario rispetto allo sviluppo delle misure strutturali, vista la situazione di criticità idraulica messa in luce dall'evento del Giugno 1996.

Per via della vulnerabilità alluvionale assai elevata del tessuto urbano, soprattutto nel tratto vallivo del fiume Versilia, la messa in atto di misure non-strutturali di mitigazione del rischio gioca un ruolo essenziale al fine della salvaguardia delle popolazioni versiliesi e dei loro beni.

6.4.4. Gli interventi strutturali

Inquadramento degli interventi

Gli interventi strutturali di difesa del suolo sono volti alla riduzione della sollecitazione idraulica e possono venire realizzati secondo due diverse prospettive: la riduzione delle portate ruscellanti e/o alveate, ovvero l'aumento della capacità di smaltimento da parte della rete idrografica. In genere, queste due impostazioni non sono in contrasto tra loro e, per realizzare un efficiente sistema strutturale di mitigazione del rischio alluvionale, è quasi sempre necessario pervenire a una loro efficace combinazione. La riduzione delle portate ruscellanti e/o alveate si può conseguire tramite modificazioni d'uso del suolo in grado di diminuire il tasso di rifiuto dei versanti, ovvero tramite l'accumulo temporaneo delle acque al fine di decapitare l'idrogramma di piena. L'aumento della capacità di smaltimento da parte della rete idrografica si può conseguire tramite l'ampliamento delle sezioni idrauliche e, laddove questo esercizio non è reso possibile dalla configurazione topografica e, soprattutto, dagli ambienti urbani attraversati, con la costruzione di scolmatori di piena.

Dopo che un evento parossistico ha interessato la rete idrografica di un fiume a regime torrentizio, quale il Versilia, è generalmente necessario condurre un intervento di manutenzione straordinaria della rete, a causa dei possibili sovralluvionamenti dovuti al carico di sedimenti riversatosi lungo la rete idrografica. Una volta valutato se tale intervento è in grado di garantire una sufficiente capacità di smaltimento, van-

no prese in considerazione tutti gli interventi volti a eliminare, laddove possibile, gli ostacoli e le strozzature dovute agli asservimenti di natura antropica, che sono localmente responsabili dell'aggravamento degli effetti delle esondazioni. Se la condizione di criticità permane, vanno quindi presi in esame gli interventi strutturali veri e propri volti ad assicurare che la rete idrografica sia in grado di smaltire le portate di progetto associate a un livello di rischio residuale compatibile con le condizioni socio-economiche del territorio interessato. Entrano qui in gioco sia le misure volte a ridurre le portate ruscellanti, sia la capacità di smaltimento della rete.

Obiettivi di sistemazioni e opere idrauliche

La risagomatura degli alvei in seguito a piene di una certa entità e (talvolta supposta) rarità costituisce uno dei momenti fondamentali della gestione dell'emergenza idraulica. In molti casi, il sovralluvionamento causato da tali eventi diminuisce il già precario grado di sicurezza del territorio interessato, il cui rischio idraulico risulta incrementato rispetto alle condizioni precedenti. Interventi di siffatta natura si sono rivelati indispensabili, per esempio, all'indomani delle alluvioni, che, dal 1992 al 1994, hanno colpito numerosi bacini della Liguria. Nel caso del fiume Versilia, l'accurato studio di Paris (1996) ha messo in evidenza come i fenomeni di sovralluvionamento abbiano profondamente modificato la capacità di smaltimento del tronco compreso tra Cardoso e Ruosina dell'alto Vezza, mentre procedendo verso valle l'attenuazione del sovralluvionamento fa sì che le modificazioni indotte dall'evento del 19 giugno 1996 non risultino particolarmente significative. La stessa analisi mostra peraltro che, alla luce dell'evento, il tratto tra Cardoso e Ruosina fosse originariamente sufficiente a smaltire portate di piena centennali, ma senza franco e senza contare la presenza di alcuni ponti, la cui luce era incapace di smaltire portate cinquantennali. L'evento ha quindi messo in luce l'insufficienza idraulica dell'alveo anche per superamento di valori di portata anche assai inferiori a quella realizzatasi. Al contrario, l'originario assetto idraulico del tronco compreso tra Ruosina e Serravezza risulta sufficiente a smaltire portate di piena duecentennali, tranne che in alcuni brevi tratti, ma le luci di alcuni ponti sono comunque incapaci di smaltire portate cinquantennali.

L'analisi dell'evento del Giugno 1996 nell'alto bacino del Vezza mette in luce come gli effetti di una sollecitazione idrologica di carattere eccezionale siano stati resi parossistici da una forzante sedimentologica, anch'essa eccezionale per via della enorme massa di sedimenti, che i dissesti sui versanti hanno messo a disposizione di correnti alveate dotate di elevata capacità di trasporto. Sia che vengano adottate le tradizionali tecniche dell'ingegneria civile, sia che vengano impiegate quelle dell'ingegneria naturalistica, la funzione delle opere idrauliche deve quindi rispondere a due obiettivi. Il primo consiste nella diminuzione della sollecitazione idraulica sul territorio, cui potrebbero contribuire sia le misure atte a diminuire le portate al colmo di piena lungo la rete idrografica, sia gli interventi atti ad aumentare la capacità di smal-

timento della rete stessa. Il secondo obiettivo consiste nella riduzione della forzante sedimentologica, ossia del trasporto solido, la cui regolazione può essere, a sua volta, conseguita vuoi diminuendo le sorgenti di produzione dei sedimenti, vuoi limitando la capacità di trasporto delle correnti alveate, vuoi accumulando i detriti trasportati in idonee zone della rete idrografica.

Interventi di riduzione della sollecitazione idraulica

Riduzione della sollecitazione idrologica. Una sensibile diminuzione delle portate ruscellanti e/o alveate potrebbe essere ottenuta, in linea affatto teorica, tramite modificazioni d'uso del suolo e, in particolare, della pratica forestale, in grado di diminuire la capacità di rifiuto dei versanti. Questa impostazione non è purtroppo perseguibile nell'area in esame per due ordini di motivi: la densa e diffusa coltre vegetale, ancorché in stato di abbandono, che assicura già un notevole effetto positivo ai fini dell'assorbimento delle acque di pioggia; e la natura idrologica dei suoli, in gran parte poco permeabili e, quindi, meno sensibili alla tipologia e allo stato di conservazione della coltre vegetale rispetto a quelli permeabili in relazione alla variazione della capacità di ritenzione potenziale delle acque di pioggia. I possibili miglioramenti non sono quindi in grado di aumentare in modo decisivo la capacità di assorbimento delle piogge particolarmente brevi e intense, cui va soggetta l'area delle Alpi Apuane occidentali e che, per le modeste dimensioni dei bacini idrografici, sono all'origine delle piene maggiori. Tali miglioramenti, comunque, possono fornire un contributo, seppur minore, e sono esaminati successivamente, nel quadro delle azioni di minimizzazione. La diminuzione delle portate alveate potrebbe allora venire conseguita tramite accumulo temporaneo delle acque in grado di traslarne nel tempo il flusso, decapitando così l'idrogramma di piena. Per via della struttura geomorfologica dell'alto bacino del Veza, la laminazione delle piene costituisce una misura di scarsa efficacia e difficilmente realizzabile dal punto di vista tecnico, soprattutto in considerazione dei volumi di controllo necessari a ottenere un'efficace decapitazione degli idrogrammi di piena. Un ulteriore argomento di riflessione in merito è costituito dall'eventuale pericolosità marginale di tali strutture, se localizzate lungo reti idrografiche a forte pendenza: eventi superiori alla capacità di progetto, idraulica e strutturale, possono causare un drammatico aumento degli effetti, di per sé disastrosi, di tali fenomeni. Di conseguenza, vanno soprattutto presi in considerazione interventi atti a migliorare l'attuale capacità di smaltimento delle piene.

Adeguamento della capacità idraulica. Questo obiettivo si può conseguire localmente tramite un aumento della trasmissività idraulica, sia aumentando la sezione idraulica utile in senso orizzontale, allargando la sezione dell'alveo di piena, ovvero in senso verticale, innalzando il tirante libero della corrente; sia aumentando la pendenza, tramite la riprofilatura del profilo longitudinale; sia diminuendo la resistenza, aumentando artificialmente la conduttività. Per la naturale tendenza dei corsi d'acqua a controllare dinamicamente il proprio profilo, la riprofilatura può conseguire risultati

positivi in casi particolari di sovralluvionamento, ma gli effetti di tale tendenza tendono a riprodursi nel tempo e, talvolta, nel corso di una sola piena maggiore. Nei corsi d'acqua montani con elevata capacità di trasporto solido, la pavimentazione degli alvei gioca un ruolo marginale e non garantisce assolutamente il risultato teoricamente atteso: solo in casi particolari ed estremamente localizzati (p.es., nella sezione di attraversamento di un ponte, dove un ribassamento controllato del fondo può diminuire l'eventuale rigurgito) questo tipo di intervento può rivelarsi di qualche utilità (Marchi, 1996). Di conseguenza, l'aumento delle sezioni idrauliche gioca il ruolo più importante e tra gli interventi di questo tipo vanno annoverati la risagomatura delle sezioni idrauliche e l'adeguamento delle sommità arginali. Poiché nell'alto Vezza le situazioni più critiche sono dovute agli asservimenti e, in particolare, agli attraversamenti d'alveo costituiti dai ponti stradali, l'adeguamento di tali strutture riveste una notevole importanza ai fini dell'adeguamento della capacità idraulica. In tal senso, la progettazione dei ponti dovrebbe tenere in adeguato conto gli aspetti idraulici del sistema, la cui configurazione viene spesso ideata oggi con una visione settoriale, in ragione di prevalenti considerazioni funzionali, strutturali e architettoniche. Poiché il sistema "ponte" non è costituito dal solo impalcato di attraversamento e dai suoi appoggi, ma anche dal tronco fluviale attraversato, trascurarne le interazioni con il corpo idrico ha talvolta condotto, nel corso delle alluvioni che hanno recentemente funestato il nostro paese, non solo alla distruzione del manufatto, ma anche a un pesante aggravio delle conseguenze del fenomeno alluvionale sul territorio circostante. Allo stesso modo, la quota stradale è, in alcuni tratti dell'alto Vezza, critica: come rileva Paris (1996), la ricostruzione delle strade (p.es., da Pontestazzemese a Valinventre lungo la direttrice per Cardoso) dovrebbe prevedere la sopraelevazione del tracciato.

Interventi di riduzione della forzante sedimentologica

Riduzione della produzione di sedimenti. Come premesso, la forzante sedimentologica ha avuto un ruolo determinante nell'accrescere gli effetti idraulici dell'evento del Giugno 1996. Gli studi qui condotti sulla prevedibilità dei dissesti nel bacino campione della Capriola hanno messo in luce una elevata suscettibilità del territorio montano alla formazione di movimenti gravitativi superficiali sui versanti in risposta a sollecitazioni del tipo osservato in tale circostanza. L'osservazione dei dissesti ha messo in rilievo come i fenomeni di dissesto abbiano interessato, innanzi tutto, i versanti e le conseguenti erosioni lineari negli impluvi effemerici e nei canali di primo ordine siano conseguenza dell'enorme massa di sedimenti prodotta dai versanti stessi. Di conseguenza, la riduzione della forzante sedimentologica richiede una attenta predisposizione di misure per il contenimento dei dissesti sui versanti soggetti a erosione areale, di limitazione della capacità erosiva delle acque incanalate negli impluvi e nei canali di primo ordine, nonché di sistemazione delle zone in frana. Tutti questi aspetti sono affrontabili tramite opere d'ingegneria che privilegiano il metodo naturalistico rispetto alla tradizionale impostazione muratoria. La proposta riportata in

appendice mostra un esempio, affatto indicativo, di modalità di intervento naturalistico su una frana complessa, in cui si possono identificare diverse zone e tipologie di intervento. In particolare, un intervento diffuso di questo tipo comporta (i) il contenimento della produzione di sedimenti per crolli di sponda tramite interventi di ingegneria naturalistica, (ii) l'aumento della stabilità dei versanti tramite terrazzamenti e gradonate, (iii) la sistemazione naturalistica dei bacini di primo ordine dell'ordine di un Km², soprattutto per le aree interessate dalle frane superficiali, adottando qui tipologie differenziate di intervento (a) per le zone degli impluvi di fossi preesistenti o di nuova formazione (p.es., tramite la realizzazione di briglie in legna e pietrame, affiancate da coperture diffuse con astoni per il consolidamento spondale), (b) per le zone di deposito di detrito (p.es., tramite la realizzazione di fascinate con messa a dimora di piantine radicate), (c) per le zone di roccia nuda (p.es., tramite la messa in opera di coltri protettive di paglia con semina a spaglio di sementi foraggere e piante rustiche) e (d) per le zone di corona della frana (p.es., tramite palificate in legno con talee).

In materia di interventi diffusi di ingegneria naturalistica, va purtroppo rilevato come la valutazione dell'efficacia di tali interventi sia tuttora soggetta a un elevato grado di incertezza, vuoi per la complessità di un approccio analitico alla valutazione idrologica, idraulica, geotecnica e strutturale, vuoi per la carenza a scala mondiale di esperienze progettate, realizzate e monitorate in continuità con metodo scientifico. Se gli interventi tradizionali godono dell'impulso di un'attività ormai secolare, nonché della spinta imprenditoriale e industriale che ne ha permesso il notevole sviluppo, gli interventi di ingegneria naturalistica sono stati confinati, nel corso di questo secolo, in un ambito locale e tralasciati spesso con atteggiamento archeologico-industriale, quale frutto di tecnologie sorpassate. Soltanto in anni recenti l'ingegneria naturalistica ha subito un rinnovato impulso, dovuto alla nuova attenzione del pubblico verso i problemi ambientali e, nello stesso tempo, alla riuscita non sempre efficace o favorevole degli interventi cosiddetti tradizionali.

Riduzione del trasporto solido alveato. Quando gli interventi di ingegneria naturalistica di tipo diffuso e capillare non sono in grado di garantire una sufficiente riduzione della forzante sedimentologica, ovvero quando le incertezze connesse all'esito di tali interventi sono tali da suggerire, per la salvaguardia del territorio in fregio alla rete idrografica, cautele particolari, si può prendere in considerazione l'adozione di misure di rallentamento della dinamica fluviale tramite la diminuzione artificiale della pendenza delle aste fluviali e l'eventuale creazione di volumi utili all'accumulo temporaneo dei sedimenti. Le opere trasversali proprie dell'ingegneria civile idraulica, quali le briglie di contenimento costituite da manufatti in calcestruzzo armato, eventualmente rivestite in pietrame, rappresentano in questo caso la soluzione più frequentemente adottata, specie sotto forma di briglie selettive, atte a trattenere anche i corpi galleggianti trasportati dalle acque di piena. La loro funzione è quella di ridurre le pendenze della livelletta di fondo tramite la creazione di salti di fondo, riducendo

in tal modo la capacità di trasporto della corrente. Queste opere possono talora creare anche dei volumi utili di sedimentazione temporanea a monte del manufatto, risolvendosi in una sorta di vere e proprie dighe di ritenuta. Per ovvie ragioni di economia di scala e di possibilità tecnica di realizzazione, queste opere comportano generalmente interventi di notevole importanza economica e costruttiva, comportando altresì un ulteriore asservimento del territorio montano per via delle necessità poste dalla loro realizzazione e dalla loro successiva manutenzione.

La realizzazione degli interventi concentrati non preclude naturalmente la realizzazione di quelli diffusi. Se nel passato questi ultimi venivano considerati come un utile (ma non indispensabile) complemento delle opere di riprofilatura fluviale, sarebbe meglio considerare oggi queste opere quale complemento, talvolta necessario, all'intervento diffuso e capillare sui versanti e sugli impluvi. Quando, come nel caso dell'evento del Giugno 1996, vengono complessivamente mobilitati volumi solidi dell'ordine del milione di metri cubici (tra 1,2 e $1,4 \times 10^6 \text{ m}^3$) e si vuole ridurre l'impatto di eventi di questa portata, la combinazione tra interventi diffusi e concentrati diviene la strada obbligata da percorrere. In questa prospettiva, l'attenta valutazione della durata degli interventi nel tempo, nonché delle modalità e degli oneri di manutenzione, fornisce le indicazioni più idonee sui flussi economici, identificando la combinazione di interventi più favorevole ed efficace.

Prospettive di durata e manutenzione. Sia che venga perseguito tramite la riduzione degli apporti diffusi, sia che venga affrontato con interventi di modificazione del profilo fluviale, sia che entrambe queste impostazioni vengano combinate tra loro per fornire la migliore risposta al problema, come nel caso del bacino montano del fiume Versilia, l'obiettivo di ridurre la forzante sedimentologica richiede un'attenta e costante opera di manutenzione del sistema fluviale artificialmente corretto.

Per la loro stessa natura e modalità di realizzazione, gli interventi diffusi reclamano una capillare opera di mantenimento e di riaggiustamento nel tempo, anche in relazione alla loro progressiva risposta alle successive sollecitazioni idrometeorologiche. In questo senso, essi presentano una migliore flessibilità e adattabilità nel tempo rispetto alle opere tradizionali. I costi di questo tipo di intervento, che sono comunque elevati in ragione dell'alto costo della mano d'opera nei paesi economicamente sviluppati come l'Italia, sono quindi legati alla disponibilità finanziaria e all'attitudine sociale della comunità in relazione alla cura capillare del suo territorio. L'elevato grado di incertezza sul funzionamento di tali interventi, sopra evidenziato, rende assai difficile proiettare nel tempo le necessità e gli oneri di manutenzione, anche se la loro filosofia realizzativa dovrebbe prevedere un flusso economico continuo nel tempo, piuttosto che un drastico scorporo tra costruzione e manutenzione.

Anche se talvolta posta con minore evidenza in fase progettuale, la manutenzione delle opere civili idrauliche è un requisito fondamentale per il loro positivo funzionamento, in quanto la mancanza di un'adeguata manutenzione può vanificarne l'efficacia, se non aumentare addirittura gli effetti delle piene. Per esempio, dopo il verificarsi

di ogni piena di una certa importanza, va predisposto lo svaso del materiale solido depositato dalla corrente nelle zone di monte delle briglie, in modo da ripristinare la capacità di invaso delle stesse. In fase progettuale, vanno quindi considerati con attenzione i costi e i benefici relativi agli interventi di modificazione del profilo fluviale lungo la durata attesa di vita dell'intervento, che deve anch'essa venire attentamente valutata ed esplicitata. Tra gli oneri di manutenzione, inoltre, non vanno dimenticati quelli dovuti alla modalità della manutenzione stessa, con gli eventuali costi indotti, che vengono causati dalle ferite all'ambiente prodotte dalla necessità di guadagnare tali opere con pesanti mezzi meccanici.

Azioni di minimizzazione

I boschi del bacino di testata del fiume Versilia sono, come visto in precedenza, boschi vitali, complessivamente in buon equilibrio dinamico con le condizioni ecostazionali. Per migliorare la loro efficacia ai fini della difesa idrogeologica sono peraltro consigliabili alcuni interventi conservativi, laddove si intendono, in questo contesto, tutti quegli interventi tesi a eliminare le condizioni di potenziale degrado. In questa categoria vengono incluse tutte le azioni di ordinaria manutenzione, come la regolare ripulitura delle opere di regimazione diffuse sul territorio, quali le canalette, i muri a secco e così via. Inoltre, da un punto di vista più strettamente selvicolturale, nella realtà considerata essi comprendono soprattutto:

- tagli fitosanitari per eliminare piante con evidenti attacchi parassitari e riduzione della necromassa legnosa, costituita da piante morte ancora in piedi o spontaneamente crollate. Tali individui sono infatti i più instabili e questo intervento può contribuire a diminuire la quantità di legname eventualmente convogliato ai corsi d'acqua in seguito ai nubifragi. Questo risultato può essere raggiunto consentendo un moderato taglio di ripulitura alle popolazioni per le necessità a scala locale, quali l'uso familiare o per piccole attività, previa indicazione delle piante da tagliare e successivo controllo da parte delle autorità competenti, quali il Corpo Forestale dello Stato;
- ceduazioni in particolari condizioni ambientali allo scopo di diminuire la massa legnosa potenzialmente in grado di ostruire il letto dei torrenti. Questo tipo di intervento dovrà essere eseguito sulle pendici più acclivi, soprattutto quelle su cui la roccia madre può presentare dei piani di scivolamento, e lungo le aste dei torrenti. In tal modo, ai lati dei torrenti si creeranno delle "fasce di protezione" in grado di limitare il trasporto di tronchi;
- consolidamento delle sponde degli impluvi, per limitare i fenomeni di erosione di sponda, per mezzo di cespugliamenti ed inerbimenti localizzati, nonché di opere diffuse e leggere di bioingegneria.

Da un punto di vista più generale, sono consigliabili tutti gli interventi tesi ad assecondare l'evoluzione spontanea in atto verso formazioni disetanee miste, pluristra-

tificate e con elevata biodiversità, dal momento che esse possono meglio assolvere anche la funzione di difesa idrogeologica.

Infine, bisogna porsi il problema di governare le dinamiche naturali in atto. Dal momento che si tratta di boschi coltivati fin dall'antichità, e che conservano uno stretto collegamento con l'ambiente umano e culturale attuale, non ha molto senso proporre un tipo di gestione da "riserva integrale". Fra l'altro, la conservazione della presenza umana e di interessi economici ecologicamente sostenibili sul territorio costituirebbe la migliore garanzia che certe opere diffuse di manutenzione e prevenzione vengano realmente effettuate. In questo contesto l'adozione di criteri di "selvicoltura naturalistica" deve essere la premessa per la produzione di legname di pregio (soprattutto castagno da legno, ma in prospettiva anche ciliegio, frassini, aceri, etc.) mantenendo inalterate le caratteristiche ecologiche del territorio.

6.5. Una proposta sul possibile contributo del sistema delle Agenzie Ambientali in materia di difesa del suolo

L'esperienza maturata con l'analisi dell'evento del Giugno 1996 in Versilia e Garfagnana, così come le altre numerose e, purtroppo, recenti esperienze di alluvioni disastrose in diverse regioni italiane, suggeriscono alcune riflessioni sul ruolo del sistema delle Agenzie Ambientali e su eventuali proposte per arricchire lo sforzo necessario alla difesa del suolo in Italia, evidentemente necessario negli anni futuri, di contenuti integrati con le diverse problematiche ambientali. Ai fini della prevenzione dei danni ambientali dovuti al dissesto idrogeologico, compito precipuo delle Autorità di Bacino, è necessario, in accordo con le attività di pianificazione a livello di bacino, un censimento dettagliato dello stato attuale del territorio, che ponga le basi per la realizzazione di uno strumento conoscitivo da aggiornare con continuità, quale presupposto affinché gli interventi vengano realizzati con uniformità e tempestività e, nello stesso tempo, vengano mantenute regolarmente funzionanti le misure strutturali di difesa.

Per realizzare tale censimento e per inquadrare gli interventi, strutturali e non, finalizzati alla difesa del suolo, sono necessari, attraverso norme precise, orizzonti temporali chiari e realistici. A tale scopo, viene qui presentata una proposta di riordino del meccanismo di intervento per la difesa del suolo, dove viene prefigurato un organismo nazionale, che stabilisca le procedure operative e che raccolga e valuti le situazioni descritte e le proposte formulate dagli organismi locali. In tale contesto, l'ANPA potrebbe svolgere, in base ai compiti istituzionali dell'Agenzia sanciti con la Legge 61/94, il ruolo dell'organismo di raccordo tra Ministeri e organismi locali, le cui responsabilità ben si inquadrerebbero nel contesto dei compiti prefigurati per le Agenzie regionali e provinciali per la Protezione dell'Ambiente. Tale proposta si offre come una possibile integrazione dell'attuale legislazione in materia, dove le Agenzie per la Protezione dell'Ambiente non sono state individuate come attori, co-

me nel caso, per esempio, della Legge 183/89, semplicemente perché esse non esistevano, e nel caso della Legge 677/96, forse poiché soltanto alcune delle agenzie sono ad oggi operative. Il processo di costituzione per quelle mancanti è però in corso e, nel prossimo futuro, non potranno che svolgere un ruolo attivo e centrale nella difesa del suolo.

La sintesi della proposta dell'ANPA in materia di difesa del suolo si articola nei tre seguenti punti.

- L'Organismo nazionale elabora una traccia procedurale e metodologica per il censimento dello stato attuale del territorio, come sopra enunciato, tenendo anche conto delle procedure sviluppate in ambito internazionale. Allo scopo si avvale del contributo di competenze in ambito nazionale, quali quelle esistenti nel Gruppo Nazionale per la Difesa dalla Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche, nelle Autorità di Bacino, nel sistema delle Agenzie Ambientali, nelle Università e negli enti pubblici di ricerca.
- Gli organismi locali, in collaborazione con le strutture operanti localmente sul territorio e/o con professionisti abilitati, avviano l'attività descritta nel documento metodologico-procedurale e segnalano all'organismo nazionale, nel caso in cui l'intervento da attuare abbia un significativo impatto sull'assetto del territorio, le situazioni di rischio riscontrate e le eventuali proposte di intervento. Invece, nel caso in cui l'intervento sia meno importante, la stessa Autorità locale può agire con le stesse modalità di seguito illustrate.
- L'organismo nazionale, avvalendosi di un comitato di esperti, provenienti anche da altri Ministeri interessati, analizza le situazioni di rischio e valuta le proposte di intervento, dandone quindi comunicazione al Ministero dell'Ambiente. A tale Ministero dovrebbe spettare, sentiti gli altri organismi amministrativi competenti, la decisione finale sull'approvazione e le eventuali relative coperture finanziarie, stabilendo altresì precisi limiti temporali alla realizzazione degli interventi. Qualora un intervento non venga avviato entro tali tempi, lo stesso Ministero deve poter intervenire, per esempio, tramite una propria ordinanza.

Tale processo, pur salvaguardando le esistenti competenze in materia di difesa del suolo, garantirebbe l'attuazione delle decisioni, ovviando ai ritardi colossali accumulatisi nel tempo, spesso per la mancata identificazione di responsabilità primarie.

Un'efficace attività di difesa del suolo richiede, come accennato prima, un continuo monitoraggio da parte di personale competente e la disponibilità di una grande quantità di forza lavoro per mantenere l'ambiente fluviale e dei suoi versanti, per assicurare la funzionalità delle opere di difesa, controllandone eventualmente l'efficacia e identificando le eventuali opere inutili o, addirittura, deleterie, per contribuire alla repressione degli abusi, cui è soggetto l'ambiente fluviale. Un esempio significativo delle attuali incertezze in materia è dato dal proliferare delle stazioni idrometriche automatiche, messe in opera da parte di svariati soggetti interessati al monitoraggio delle acque superficiali; questo positivo insieme di iniziative si scontra

con la realtà, assai meno positiva, che vede la maggior parte di queste stazioni prive della relativa scala di deflusso, con l'effetto di rendere l'informazione assai poco significativa ai fini della valutazione del rischio idrologico e idraulico. Ai fini del monitoraggio, sarebbe sufficiente che le autorità locali e, in particolare, le Agenzie per la Protezione dell'Ambiente trasmettessero periodicamente le informazioni secondo lo schema sopra delineato. Per il secondo, in mancanza di adeguati stanziamenti, che consentano l'assunzione di forza lavoro, occorrono strumenti legislativi affinché si possa disporre della manodopera necessaria, dotata della preparazione tecnica e di idonei mezzi. Sempre con riferimento alla carente situazione delle misure di portata nei corsi d'acqua in Italia, si può rilevare come in altri paesi venga impiegata, per il controllo delle stazioni idrometriche, mano d'opera in fase di qualificazione, quali studenti universitari di ingegneria ambientale e agricola, tramite opportune convenzioni universitarie.

Più in generale, una risposta efficace potrebbe essere costituita dalla creazione di un servizio civile, che impieghi non solo giovani in età di leva, ma anche, per esempio, giovani pensionati, persone in cassa integrazione, giovani nell'ambito dei lavori socialmente utili, condannati per reati contro il patrimonio, giovandosi altresì delle attività di volontariato. Della organizzazione, sia economica che logistica, di tale struttura dovrebbero farsi carico competenti e funzionali organismi pubblici, con funzioni di indirizzo a livello nazionale e di operatività a livello locale, regionale, provinciale e comunale, a seconda delle peculiarità idrogeologiche del territorio. Vale anche la pena di sottolineare come questo tipo di servizio potrebbe portare molti individui a contatto con il territorio con un'attitudine positiva di protezione, anziché sfruttamento del bene comune, contribuendo a risvegliare la coscienza civile e ambientale, requisito fondamentale per rendere efficace qualunque politica in favore dell'ambiente.

In definitiva, le pratiche di difesa del suolo fondate essenzialmente sulle macchine escavatrici e sul calcestruzzo, talvolta usati con dovizia nella moltitudine delle fasi di emergenza e post-emergenza alluvionale occorse nell'ultima parte di questo secolo, vanno associate a una dettagliata e ponderata analisi delle dinamiche del territorio e all'imposizione del rispetto delle leggi e dei regolamenti, che, a loro volta, devono risultare, oltre che tecnicamente ineccepibili, anche di facile e univoca interpretazione.

Riferimenti Bibliografici

- BURLANDO, P., MANCINI, M. & R. ROSSO, *Impact of climate change on hydrological modeling and flood risk assessment*, in: *River basin Modelling, Management and Flood Mitigation -RIBAMOD* Concerted Action, a cura di R. Casale, K. Havno & P. Samuels, European Commission, Publication EUR 17456 EN, Luxemburg, pp.7-26, 1997.
- BURLANDO, P., ROSSI, G. & R. ROSSO, *L'impatto del cambiamento climatico sul ciclo idrologico e le sue conseguenze su risorse idriche ed estremi idrologici*, *Ingegneria Ambientale*, Vol.20, no.5, pp.252-285, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, *Extreme storm rainfall and climatic change*, *Atmospheric Research*, Vol.27, no.1, pp.169-189, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, *Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto*, in: *Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino*, a cura di U. Maione, 367-421, Città Studi, Milano, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, *Scaling and multi-scaling models of depth-duration-frequency curves of storm precipitation*, *Journal of Hydrology*, 187, 45-64, 1996.
- KOTTEGODA, N.T. & R. ROSSO, *Statistics, Probability and Reliability for Civil and Environmental Engineers*, McGraw-Hill, New York, 1997.
- LEADBETTER, M.R., LINDGREN, G. & H. ROOTZUN, *Extremes and Related Properties of Random Sequences and Processes*, Springer Verlag, New York, 1983.
- MARCHI, E., *Interventi per ridurre l'effetto di un restringimento (pile di ponti o altre ostruzioni)*, Atti del XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Torino, 16-18 Settembre, Vol.II, p.292-298, 1996.
- MITCHELL, J.F.B., JOHNS, T.C., GREGORY, J.M. & S.F.B. TETT, *Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols*, *Nature*, no.376, pp.501-504, 1995.
- MONTANARI, A., R. ROSSO, & M.S. TAQQU, *Some long-run properties of rainfall records in Italy*, *Journal of Geophysical Research*, D21, 431-438, 1996.
- PARIS, E., *Verifica idraulica del fiume Versilia e dei suoi principali affluenti*, Parte Prima, Ufficio del Commissario per gli Eventi Alluvionali del 19.6.1996, Firenze, ottobre 1996.
- POPSICLE, *Final Report to the European Union of the Project POPSICLE: Production of Precipitation Scenarios for Impact Assessment of Climate Change in Europe*, Contract EV5V-CT94-0510, European Commission, DGXII, Environment and Climate, Brussels, 1997.
- ROSSO, R., *La previsione del rischio alluvionale: regime di piena e portate temibili*, in: *La sistemazione dei corsi d'acqua naturali*, a cura di U. Maione e A. Brath, Editoriale Bios, Cosenza, pp.195-228, 1996.
- SCAVO, C.C., *Effetti redistributivi delle misure non strutturali di difesa dalle piene: il caso della zonizzazione e dell'assicurazione*, Atti del XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Torino, 16-18 Settembre, Vol.I, p.341-350, 1996.
- VINER, D. & M. HULME, *The UK Met Office High Resolution GCM Equilibrium Experiment (UKHI)*, Technical Note no.1, CRU, University of East Anglia, Norwich, United Kingdom, 1993.

APPENDICE. POSSIBILITÀ E LIMITI DI SISTEMAZIONI NATURALISTICHE FINALIZZATE AL CONTENIMENTO DEI DISSESTI: UN CASO DI STUDIO

Gianluca GALLI e Giovanni MENDUNI

A seguito dell'indagine forestale-ambientale svoltasi nei mesi di dicembre 1996, gennaio e febbraio 1997, sulle conseguenze degli eventi alluvionali eccezionali del giugno 1996, è stata fatta una valutazione dei possibili interventi di recupero e consolidamento adottando tecniche di ingegneria naturalistica. L'area oggetto dello studio pilota di recupero ambientale è localizzata nel bacino del Canale della Capriola, affluente di destra del torrente Cardoso, e più precisamente alla frana complessa denominata C2. Tale dissesto è stato scelto a seguito di numerosi sopralluoghi sia sul versante dell'Alta Versilia che su quello garfagnino, seguendo sempre la direttiva che congiunge la Pania Secca con il Monte Procinto. Si tratta in effetti di uno dei dissesti di maggiori dimensioni e complessità che riassume in sé la generalità delle tipologie presenti, sia come causa di cedimento che come programma di recupero ambientale. Dai dati rilevati in campo si tratta di una superficie planimetrica di circa 36.000 mq (pari a oltre 50.000 mq reali); la lunghezza complessiva del corpo principale del dissesto è 380 m e la sua larghezza, nel punto più ampio, è 150 m. Sono state individuate, all'interno della frana, quattro diverse tipologie soggette a recupero ambientale: la zona degli impluvi; la zona di deposito di detriti; la zona di roccia nuda; la zona di corona alla testa della frana. Per ognuno dei suddetti tipi di area dissestata sono state suggerite specifiche metodologie di recupero naturalistico; rispettivamente: briglia in legname e pietrame, affiancata da una copertura diffusa con astoni; fascinata con messa a dimora di piantine; inerbimento con semina potenziata del tipo "bianco-verde"; palificata in legno con talee, ad una o due pareti. Le metodologie vengono descritte in dettaglio ed i materiali necessari alla realizzazione sono riportati sia nel testo che nelle tavole illustrate allegate.

1. Introduzione

In considerazione della valenza ecologico ambientale dell'area colpita dall'evento e quale naturale estensione dello studio sono state analizzate alcune possibilità di intervento di recupero ambientale dei dissesti, nell'ambito delle possibilità tecniche offerte dalle metodologie definite di "ingegneria naturalistica". Tale compendio di tecniche di intervento, che fa ricorso, come noto, all'impiego di materiale vegetale, presenta caratteristiche di pregio nei riguardi dell'inserimento ambientale delle opere e si configura come un tipo di approccio di grande valenza ecologica. Per la loro intrinseca natura tutto il compendio delle opere di ingegneria naturalistica ha infatti caratteristiche di estensività (si pensi ai rinverdimenti di aree denudate, di frane, alle coperture diffuse di sponde fluviali ecc.). Pur potendosi anche realizzare opere di una certa intensità e complessità puntuale l'ambito primario di applicazione dell'ingegneria naturalistica rimane quindi la sistemazione di territori estensivi, demandando ad altre tecniche le sistemazioni intensive e puntuali, specie in ambito fluviale e in bacini di una certa dimensione e portata.

In considerazione di questa oggettiva necessità di alternare differenti filosofie di intervento riconoscendo pregi e limiti delle tecniche naturalistiche confrontate con quelle dell'ingegneria idraulica classica, si è ricercato all'interno dell'ampio panorama di dissesti, un caso di studio all'interno del quale dimensionare un'ipotesi di sistemazione, che potesse essere affrontato con tecniche di ingegneria naturalistica. All'interno del bacino di studio del torrente Capriola è stato perciò individuato come dissesto campione, la frana complessa denominata "C2" (Tavola G). Tale dissesto è stato scelto a seguito di numerosi sopralluoghi sia sul versante dell'Alta Versilia che su quello garfagnino, seguendo sempre la direttiva che congiunge la Pania Secca con il Monte Procinto. Si tratta in effetti di uno dei dissesti di maggior dimensioni e complessità, che riassume in sé le generalità delle tipologie presenti, sia come causa di cedimento che come possibile programma di recupero ambientale.

È stato eseguito uno specifico rilievo aereofotogrammetrico in scala 1:1000, elaborato sulle riprese eseguite il 21-23 giugno subito dopo l'evento. Sulla scorta di tale rilievo e sovrapponendo lo stato antecedente è stata studiata l'evoluzione della morfologia del versante in seguito al dissesto, le cui dimensioni sono: superficie planimetrica di circa 36.000 m² (pari ad oltre 50.000 m² reali); lunghezza complessiva del corpo principale del dissesto 380 m; larghezza nel punto più ampio 150 m.

Di seguito sono riportati i dati relativi alla posizione geografica della frana, alla sua ambientazione fisica ed ecologica. Quindi sono trattati più specificatamente i metodi di ingegneria naturalistica proposti nel progetto pilota, i quantitativi di materiali richiesti ed il calendario di esecuzione delle opere.

2. Studio pilota della frana complessa C2

Descrizione dell'ambiente

La frana studiata si trova sul versante idrografico destro del Canale della Capriola, affluente destro del Torrente del Cardoso, in cui si immette all'altezza dell'abitato di Cardoso.

Altitudine:	425 - 700 m s.l.m.
Esposizione prevalente:	E - SE
Pendenza media:	tra 78% e 89%
Tessitura prevalente del suolo:	Ghiaie: 22,5% Sabbie: 22% Passante al 200: 55,5%
Pietrosità e rocciosità:	da abbondante (25% - 50%) a molto abbondante (50% - 90%) con presenza diffusa su tutta la superficie di pietre di varia forma e dimensione
Posizione topografica:	sponda destra del canale della Cogna c.a. 150 m Prima dell'intersezione con il Fosso Capriola.

L'area in analisi ricade nel bacino del Canale della Capriola, che parte da un'altitudine di 275 m s.l.m. dell'abitato di Cardoso, per giungere ad una quota massima di 1850 m s.l.m. della Pania della Croce. La zona della frana C2 è localizzata nella fascia altitudinale 400-1000 m s.l.m., fascia ecologicamente ricadente nella zona del *Castanetum*.

Descrizione della frana

La frana presa in esame per lo studio del progetto pilota di recupero naturalistico e consolidamento dei versanti, è una frana complessa dove si sono verificate erosioni di alveo, frane detritiche e movimento del terreno in conseguenza al cedimento del piede del versante. La frana è avvenuta in una zona che mostra segni di una precedente frana, con accumulo di notevoli quantitativi di detriti nel fondovalle (Figure A1-A6). Il dissesto è costituito da due corpi distinti; uno più ampio sviluppatosi lungo due impluvi già percorsi da fossi preesistenti, l'altro, posizionato più a sud del primo, presenta una forma più stretta ed allungata propria dell'impluvio attorno a cui si è andato creandosi.

La zona del fondovalle, al livello del Canale della Capriola, presenta un accumulo di detriti rocciosi e vegetali di notevoli dimensioni. Salendo lungo gli impluvi è frequente trovare rocce esposte, incoerenti, con stratigrafie a franapoggio. Su di esse si ha un'aderenza minima, concausa dello scivolamento del suolo che vi appoggiava sopra.

La parte centrale del corpo principale della frana come pure le sponde lungo gli impluvi sono ricoperti da uno spesso strato di terreno, proveniente in parte da paleofrane ed in parte portato dagli eventi dell'estate 1996.

3. Metodologie di ingegneria naturalistica

Tipologie d'intervento

Si possono rilevare quattro tipologie omogenee di aree da consolidare e recuperare (Tavola H):

- zona degli impluvi di fossi preesistenti o di nuova formazione;
- zona di sovralluvionamento;
- zona di roccia nuda;
- zona di corona della frana.

Le tecnologie di ingegneria naturalistica studiate per questo particolare evento franoso hanno lo scopo di consolidare il fronte attuale della frana, di creare le condizioni per una pedogenesi accelerata che ricostituisca ove possibile un substrato atto alla crescita di diverse forme di vegetazione, di recuperare quindi il corpo della frana dal punto di vista ambientale (consolidamento statico e recupero vegetazionale delle aree erose). A tale scopo vengono proposte le seguenti tecnologie di intervento:

- Briglie in legname e pietrame: opera finalizzata alla riduzione della pendenza con la conseguente diminuzione della velocità di flusso dell'acqua;
- Copertura diffusa con astoni: opera finalizzata al controllo dell'erosione superficiale del suolo;
- Palificata in legname con talee: opera finalizzata al rafforzamento e consolidamento delle corone in testa di frana;
- Fascinata con messa a dimora di piantine radicate: opera ad effetto stabilizzante e consolidante del terreno, sia in superficie che in profondità;
- Semina con coltre protettiva di paglia: opera finalizzata alla ricreazione di uno strato di humus tale da permettere la germinazione di erbe di provenienza locale (graminacee e leguminose) e che ha inoltre effetto di controllo dell'erosione superficiale fintanto che il manto erboso non si è completamente affermato.

Associando le varie tecnologie ingegneristiche adottate per il ripristino ambientale della frana con le tre diverse tipologie morfologiche individuate, si ottiene il seguente prospetto.

Nella zona degli impluvi di fossi preesistenti o di nuova formazione:

- la creazione di briglie in legno e pietrame lungo gli impluvi, a distanze tali da non superare dislivelli di 25 m., e comunque scegliendo i punti più favorevoli in base alla nuova morfologia degli impluvi, per ridurre la forza di impatto

della massa d'acqua sul territorio in caso di ulteriori eventi meteorologici di rilievo, rallentandone il flusso;

- il consolidamento delle sponde degli impluvi tramite copertura diffusa con astoni di materiale vegetale vivo, per contenere l'erosione dovuta ad agenti meteorici.

Nella zona di deposito di detriti:

- la realizzazione di fascinate con messa a dimora di piantine radicate a distanze con dislivelli non superiori a 5 m., con lo scopo di rallentare lo scorrimento dell'acqua sulla superficie del suolo, di formare una serie di microterrazzamenti dovuti all'accumulo di detriti a monte delle fascinate stesse, di assicurare la naturale rivegetazione dei versanti inferiori della frana;

Nella zona di roccia nuda:

- la copertura delle superfici rocciose con la posa di una coltre protettiva di paglia fermata alla superficie con del fil di ferro e dei chiodi, su cui viene fatta una semina a spaglio di un miscuglio di sementi foraggiere e di piante rustiche.

Nella zona di corona:

- il consolidamento delle corone della frana, dopo il rimodellamento, sarà effettuato mediante apposita palificata in legno con talee, ad una o due pareti; il secondo tipo ha una maggiore resistenza a consistenti flussi d'acqua.

Modalità d'esecuzione

Pulizia generale del terreno

La prima operazione consisterà nella preparazione della zona di lavoro, saranno rimossi i detriti vegetali e rocciosi, sarà effettuato lo scoronamento delle teste della frana per livellarne la superficie, verrà effettuato il disaggio del pietrame incoerente e l'abbattimento delle piante da non conservare, come pure il decespugliamento delle zone di lavoro.

Correzione, ammendamento e concimazione di fondo del terreno

Dopo aver ripulito la superficie della frana, nelle aree di sovralluvionamento e con pendenza minore, saranno presenti suolo e detriti. Questi dovranno comunque essere lavorati, o a mano o con elementi di piccola meccanizzazione, e di seguito concimati, ammendati e resi generalmente idonei all'attecchimento di piante arbustive ed arboree.

Tracciamenti e picchettature

Prima della messa a dimora delle piante e dopo le operazioni di preparazione agraria e di ripulitura della superficie interessata, seguendo le direttive degli elaborati di progetto e le indicazioni della D.L., si dovrà predisporre la picchettatura relativa al posizionamento delle nuove opere di ingegneria naturalistica.

Preparazione delle buche e delle fosse

Comprende la realizzazione di fossi per le opere a verde come pure le buche di impianto di singole piante; in ogni caso ci si dovrà assicurare che nelle zone di sviluppo dell'apparato radicale non vi ristagni umidità e che lo scolo delle acque superficiali avvenga correttamente.

Apporto di terra di coltivo

In questo specifico caso non si tenderà ad un vero e proprio riporto di terra di coltivo, ma piuttosto ad uno spostamento di detrito dall'alto verso il basso, riutilizzando il più possibile il materiale in loco, effettuando in caso di indispensabile necessità un apporto di terricciati.

Inerbimento e semina di scarpate e di terreni in pendio

L'inerbimento consiste nel seminare o piantare con specie autoctone di rapido attecchimento e radicazione le scarpate ed i terreni in pendio al fine di formare una copertura vegetale stabile che, controllando gli effetti erosivi del flusso superficiale dell'acqua, accelera i processi pedogenetici locali.

Messa a dimora di alberi, arbusti e cespugli

Questa operazione avverrà con attenzione a deporre le piante su uno strato sufficientemente spesso di terra, a ricoprire bene le radici, ed a far sì che, al termine dell'operazione, queste siano al livello della quota finale del terreno.

Protezione delle piante messe a dimora

Ogni pianta o gruppo di piante disposte nell'area recuperata dovrà essere protetta da eventuali danni animali (sia domestici che selvatici) ed umani (di passanti e/o escursionisti); a tale fine potranno essere adottati diversi metodi secondo le tecniche più moderne, usando protezioni individuali come reti e/o tubi in PVC.

Opere di ingegneria naturalistica

Questi interventi riguardano la messa in opera di strutture vegetali vive, supportate da strutture vegetali morte o artificiali, con il fine di reintegrare la zona dissestata nel paesaggio locale, come pure di attuare un suo recupero ecologico-ambientale. A tale fine, essendo gran parte del materiale usato vivo, si dovranno assicurare degli accorgimenti per la buona riuscita dell'intervento; pertanto l'esecuzione dovrà avvenire in autunno o fine inverno, prima della ripresa vegetativa delle piante, ed il materiale dovrà essere preparato e conservato in modo da mantenere intatte le sue capacità vegetative.

Le metodologie adottate saranno scelte accuratamente in funzione della situazione attuale dell'area dissestata e del tipo di recupero che si vuole realizzare. Qui di seguito sono riportate le metodologie ritenute più idonee al ripristino naturalistico della zona presa in esame¹.

¹ Tratte da *Manuale tecnico di ingegneria naturalistica*, a cura delle Regioni Emilia Romagna e Veneto, 1993.

4. Modalità tecniche esecutive

Briglia in legname e pietrame (da H.M. Schiechtl, 1992, modificato)

MATERIALI IMPIEGATI:

paleria di castagno:	lunghezza = 2 - 4 m
	diametro = 20 - 40 cm
pietrame:	pezzatura = 20 - 30 cm
graffe metalliche o chiodi	

TECNICA ESECUTIVA:

1. Scavo con mezzo meccanico o a mano.
2. Costruzione di un cassone di contenimento realizzato mediante incastellatura dei pali di legno.
3. Riempimento con materiale lapideo (diametro: 20-30 cm) reperito in loco.
 - Al fine di ottenere una maggiore stabilità della struttura dovranno essere ricavati idonei incastri nei tronchi, nonché impiegare chiodi o graffe metalliche.
 - È consigliato realizzare un rivestimento della gaveta con tondelli in legname interi o tagliati a metà e disposti in senso longitudinale.
 - Le ali devono penetrare nelle sponde dell'alveo al fine di evitare un loro eventuale danneggiamento. In alvei con sponde molto scoscese, per un migliore inserimento dell'opera, si può realizzare la gaveta con le ali a "coda di rondine"; in questo caso, non concentrando l'acqua al centro dell'alveo, è necessario provvedere al consolidamento delle sponde con talee o piantine di specie arbustive.

Copertura diffusa con astoni (da H.M. Schiechtl, 1992, modificato)

MATERIALI IMPIEGATI:

- paleria di castagno: lunghezza = 80 cm
diametro = 5 cm
- talee di salice: lunghezza 3-4 m
diametro 3-10 cm
- pietrame: pezzatura > 0,20 mc
- ghiaia: pezzatura = 30-160 mm
- filo di ferro zincato: diametro = 3 mm
- terreno vegetale

TECNICA ESECUTIVA:

1. Modellamento della sponda del fiume o dell'impluvio con l'ausilio di un escavatore.
2. Scavo di un fosso alla base della sponda (larghezza: 40 cm, profondità: 30 cm).
3. Posa di 3 file di paletti di castagno, infissi nel terreno per 60 cm; le file di paletti vanno poste nel senso della corrente del fiume con un interasse di 1 m; la distanza

tra i paletti è di 1 m per la fila inferiore, 1,5-2 m per la fila mediana e 2,5-3 m per la fila superiore.

4. Posa di uno strato continuo di talee o astoni di salice in senso trasversale alla direzione della corrente e con il diametro maggiore posto nel fosso al piede della scarpata stessa; è importante che la base dell'astone sia il più possibile a contatto con il terreno e con l'acqua.
5. Ancoraggio delle talee con il filo di ferro zincato fissato ai paletti.
6. Copertura della base del fosso con uno strato di ciottoli di piccola dimensione o ghiaia in modo da favorire l'afflusso dell'acqua alle talee stesse.
7. Messa in opera di una fila di pietrame (pezzatura > 0,20 mc) sopra i ciottoli, allo scopo di ottenere una protezione del piede della scarpata; a tal fine, al posto dei massi, si può procedere alla messa in opera di tondame scortecciato di castagno.
8. Copertura delle talee con un sottile strato di terreno vegetale (spessore < 3 cm).
Allo scopo di mantenere un popolamento vegetale abbastanza "elastico", si potrà intervenire con periodiche manutenzioni (2-4 anni) consistenti nel diradamento o nel taglio dei salici in maniera scalare nel tempo e nello spazio.

Palificata in legname con talee (secondo Hassenteufel)

MATERIALI IMPIEGATI:

paleria di castagno:	lunghezza = 1-3 m diametro = 10-25 cm
talee di salice:	lunghezza = 30-40 cm > della profondità dell'opera diametro = 3-10 cm
ramaglia di salice:	lunghezza = 30-40 cm > della profondità dell'opera
piantine radicate	
filo di ferro zincato:	diametro = 3 mm
graffe metalliche o chiodi	

TECNICA ESECUTIVA:

1. Realizzazione della base di appoggio della palificata in legname, con una contropendenza del 10-15%.
2. Posa del tondame scortecciato di castagno e realizzazione di piccoli incastri tra i pali mediante modellamento dei punti d'appoggio; al fine di ottenere una maggiore stabilità della struttura è importante fissare i tronchi con chiodi o graffe metalliche.
3. In fase di costruzione, dopo la posa di ogni elemento longitudinale ed il riempimento con il terreno, viene disposta la ramaglia o le talee di salice con una densità di circa 5-10 talee al metro, in modo tale da sporgere 15-20 cm ed essere a contatto con il terreno (infisse per 15-20 cm); contemporaneamente possono essere poste a dimora anche piantine radicate appartenenti a specie pioniere (ontano, frassino ecc.).
- La palificata in legname con talee (parete "Krainer") può essere ad una o a



Figura A1 Vista d'insieme della frana in esame (C2): lembi di suolo residuo tra grossi detriti rocciosi e lastre di roccia scoperta; è ben evidente l'isola di vegetazione residua centrale; evidenti sono anche le potenti erosioni che hanno formato veri impluvi; notevole quantità di detriti vegetali.



Figura A2 Corpo centrale della frana. Ancora evidente la quantità di rocce scoperte su cui saranno realizzati gli interventi di ingegneria naturalistica fra cui l'inerbimento potenziato con "bianco-verde".

ta dell'umidità e, nel contempo, con un positivo effetto drenante; ciò vale soprattutto con una disposizione delle fascine lungo linee oblique.

- Sistemi misti possono essere quelli che prevedono l'integrazione di fascinate con viminate.

Inerbimento - Semina con coltre protettiva di paglia (mulch)

TECNICA ESECUTIVA:

1. Preparazione del letto di semina con eventuale eliminazione dei ciottoli presenti tramite rastrellatura e movimento con mezzi meccanici.
2. Realizzazione di una copertura di paglia di cereali (0,3 - 1 kg/mq) a fibra lunga fermata in loco da una rete in PVC fotodegradabile (20 -20 cm) fissata al terreno con picchetti in ragione di 2 mq.
3. Distribuzione, mediante l'impiego di pompe irroratrici a zaino, di una miscela costituita prevalentemente, in composizioni e quantità differenti, da:

a - acqua;

b - miscuglio di sementi di specie erbacee, arbustive ed arboree idonee alla stazione (10 - 50 g/mq);

c - concime organico (50-150 g/mq).

- Tale sistema ha il vantaggio che può essere applicato durante l'intero periodo vegetativo, benché i migliori risultati si ottengano nelle stagioni umide.
- La concimazione, il fissaggio e la protezione (mulch) si possono effettuare simultaneamente o in fasi successive.
- Recentemente è stata elaborata una variante che consente di irrorare direttamente il terreno con una miscela a base di:

a- miscuglio di sementi; *b* - sostanza organica (mulch a fibra corta); *c* - concimi organici e minerali (anche pellettati); *d* - leganti di origine organica.

In questo caso si realizza uno strato di ricoprimento (spessore: 0,2-1 cm) in cui è inglobato il seme e la frazione concimante. Il sistema può dare dei risultati notevoli dove non ci siano problemi di siccità prolungata e dove esista già una frazione limoso-argillosa nel suolo. Su terreni ciottoloso-ghiaiosi o aridi il risultato può essere parziale e temporaneo.

- Benché la distribuzione di una coltre protettiva a fibra corta dopo il trattamento principale sia possibile e favorisca l'instaurarsi di condizioni microclimatiche migliori per l'attecchimento, il risultato è inferiore a quello ottenibile mediante l'uso di una coltre protettiva a fibra lunga.

Materiali utilizzati

Tutto il materiale edile, impiantistico, agrario e vegetale necessario alla realizzazione della sistemazione ambientale dovrà essere della migliore qualità e senza difetti, con preferenze per l'utilizzo di materiale di provenienza locale.

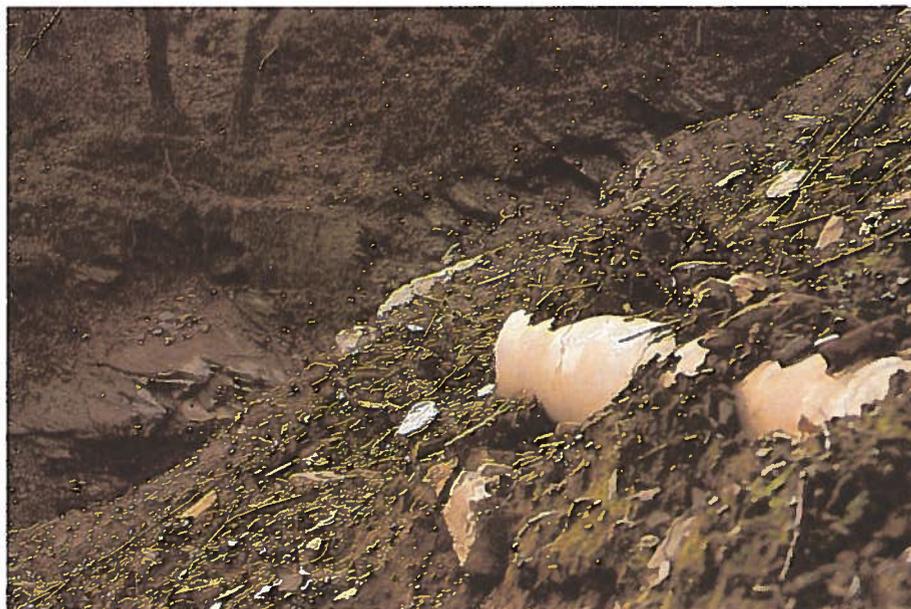


Figura A3 Impluvio di sinistra: si noti il crollo della condotta in calcestruzzo per il rifornimento d'acqua, il terreno è stato completamente rimosso.



Figura A4 Impluvio di destra: si è creato un grosso ammasso di detriti subito dopo l'isola di vegetazione residua al centro della frana su cui si sono formati dei calanchi di profondità notevole (fino a 170 cm).



Figura A5 Vista panoramica verso monte del braccio sinistro, stretto e lungo, della frana C1. Qui si nota bene la sequenza delle opere a verde per il recupero naturalistico: briglie al centro dell'impluvio e copertura diffusa con astoni per sostenere le sponde dello stesso. Le operazioni saranno precedute dal disaggio della vegetazione instabile e delle rocce pericolanti, nonché della rilocalizzazione dei detriti stessi.

Materiale edile

- PALERIA: generalmente si tratta di paleria di castagno, reperita localmente, appositamente trattata contro possibili parassiti;
- PIETRAME: materiale inerte ricavato dalla ripulitura delle zone di frana da recuperare o comunque reperito localmente, di diversa forma e dimensione;
- GRAFFE METALLICHE / CHIODI;
- GHIAIA: anch'essa reperita localmente per quanto possibile;
- FILO DI FERRO ZINCATO.

Materiale agrario

- TERRA DI COLTIVO RIPORTATA: prima di utilizzare tale materiale saranno fatte verifiche analitiche della sua qualità in base ai metodi e parametri normalizzati prescritti dalla Società Italiana della Scienza del Suolo - S.I.S.S. La terra dovrà avere un massimo del 25% di scheletro con diametro maggiore di 2 mm, essere priva di pietre, tronchi, rami, radici, o parti di essi; dovrà essere anche e soprattutto priva di agenti patogeni e di sostanze tossiche e/o inquinanti per le piante e per l'ambiente.
- SUBSTRATI: sono questi materiali di origine vegetale e/o minerale, ad uso singolo o come miscele, per assicurare un ambiente di crescita idoneo per le diverse specie di piante utilizzate; in caso di materiale imballato privo di specificazioni analitiche della sostanza contenuta o di materiale sciolto, si ricorrerà ad analisi di laboratorio secondo i metodi e parametri normalizzati prescritti dalla Società Italiana della Scienza del Suolo - S.I.S.S.
- CONCIME ORGANICO: se imballato e confezionato dovrà riportare il titolo dichiarato secondo le vigenti norme, in caso di letami sciolti saranno valutate le sue qualità e provenienza di volta in volta.
- TUTORI: dovranno essere di legno di castagno, diritti, scortecciati ed appuntiti dalla parte di maggior diametro; la parte appuntita sarà resa impuntrescibile per un'altezza di circa 1 m oppure si farà uso di pali pretrattati industrialmente con appositi impregnanti.
- RETE IN PVC FOTODEGRADABILE: trattasi di rete utilizzata in campo ortoflorovivaistico, adottata in questo caso per fermare la paglia delle opere di rivegetazione; essendo fotodegradabile, andrà sparendo col tempo quando la vegetazione avrà attecchito propriamente.
- PACCIAMATURA: si fa qui riferimento a quei materiali utilizzati per singole piante a scopo diserbante o termoregolatore, come pure le paglie utilizzate per le opere di rivegetazione.

Materiale vegetale

- TALEE DI SALICE / ASTONI: il materiale vegetale vivo verrà scelto in loco, dimodoché le talee e gli astoni utilizzati saranno di specie autoctone; essi presenteranno sia una maggiore riuscita nell'attecchire e svilupparsi dopo la realizzazione delle opere, sia una migliore integrazione paesaggistica.

- RAMAGLIA DI SALICE: lo stesso ragionamento fatto per le talee e gli astoni verrà seguito per le ramaglie utilizzate nelle fascinate.
- PIANTINE RADICATE DI SPECIE AUTOCTONE DEL TIPO 1 + 2 CON PANE DI TERRA: queste saranno piantine, allevate da seme raccolto da piante locali, utilizzate per opere di ingegneria naturalistica (fascinate con piantine radicate).
- SEMENTI CERTIFICATE DI SPECIE ERBACEE, ARBUSTIVE ED ARBOREE AUTOCTONE: miscuglio di sementi confezionato di specie autoctone, affiancato dalla dispersione in loco del fiorame della paglia utilizzata. La miscela di sementi utilizzata è la seguente:

Erbacee:	<i>Festuca duriuscula</i>	10%		<i>Onobrychis lupinella</i>	2%
	<i>F. ovina</i>	12%		<i>Lathyrus pratensis</i>	1%
	<i>F. rubra</i>	10%		<i>Achillea millefolium</i>	1%
	<i>F. pratensis</i>	10%		<i>Lupinus perennis</i>	1%
	<i>Dactylis glomerata</i>	5%		<i>Sanguisorba minor</i>	2%
	<i>Phleum pratense</i>	4%		<i>Anthyllis vulneraria</i>	1%
	<i>Poa pratensis</i>	8%	Arbustive:	<i>C. sanguinea</i>	30%
	<i>Lolium perenne</i>	5%		<i>Corylus avellana</i>	30%
	<i>Trifolium pratense</i>	2%		<i>Erica scoparia</i>	20%
	<i>T. repens</i>	5%		<i>Sambucus nigra</i>	20%
	<i>Lotus corniculata</i>	6%	Arboree:	<i>Alnus spp.</i>	40%
	<i>Medicago lupulina</i>	1%		<i>Prunus avium</i>	20%
	<i>M. sativa</i>	2%		<i>Sorbus domestica</i>	20%
	<i>Vicia sativa</i>	1%		<i>Juniperus comunis</i>	20%
	<i>V. villosa</i>	1%			

Calendario delle operazioni

La realizzazione delle opere di ingegneria naturalistica avverrà secondo la scaletta sottoriportata e nei periodi previsti.

Zonazione degli interventi

L'area soggetta al ripristino ambientale sarà rilevata e riportata in cartografia, su cui verrà poi basato il progetto esecutivo delle opere a verde. Saranno posizionate le diverse opere, numerate e ad ogni elemento sarà associata una scheda informativa sui materiali necessari alla realizzazione, nonché alle modalità di esecuzione.

Preparazione del terreno

Questa operazione consiste nel rimuovere i detriti vegetali e rocciosi, nel disaggio delle rocce pericolanti ed instabili, nello scoronamento delle teste della frana ed il livellamento delle aree di sovralluvionamento. La preparazione della superficie di azione consiste anche nel picchettare e marcare sulla roccia e sul suolo le zone dove le diverse opere a verde verranno realizzate.

Opere strutturali

Le briglie in legname e pietrame sono opere strutturali atte a frenare il corso delle acque superficiali, riducendone l'impatto sul terreno e sulle sponde. Esse verranno infisse nella roccia previa perforazione della medesima con appositi mezzi.

Opere diffuse

Ricadono sotto questa categoria le coperture diffuse con astoni e le fascinate, eseguite in modo uniforme sul terreno a consolidamento dello strato di suolo presente sia lungo le sponde degli impluvi che nelle zone sovralluvionate. La copertura diffusa sarà realizzata con astoni di salice di provenienza locale di una lunghezza variabile tra i 3 ed i 4 metri, fissati al suolo con del filo di ferro zincato legato a dei picchetti di legno durabile. La fascinata sarà realizzata nelle zone sovralluvionate lungo le curve di livello, con un dislivello tra di loro di massimo 5 metri.

Opere di rivegetazione

L'inerbimento delle superfici rocciose è una procedura indispensabile per la rivegetazione di tali zone; ciò avviene attraverso la necessaria pedogenesi della roccia da cui la forza dell'acqua ha rimosso il sottile strato di suolo. Il processo di formazione del suolo viene incoraggiato attraverso la creazione di un manto di paglia conservata in modo da mantenere intatta la germinabilità dei semi della stessa, fissata alla roccia con una rete in PVC in ragione di un picchetto ogni 2 m², su cui verrà distribuito con delle irroratrici a zaino un miscuglio di semi di provenienza locale, concime organico e collanti di tipo alginati per migliorare la tenuta della coltre protettiva.

Manutenzione delle opere a verde

Al momento della fine della realizzazione delle opere di recupero naturalistico, si dovrà fare in modo da seguire attentamente le prime fasi di attecchimento; pertanto verranno eseguite le necessarie operazioni di sostituzione di piante morte, potatura, difesa da infestanti e fitosanitaria, controllo e ripristino di eventuali danni da erosione, ripristino della verticalità delle piantine ed ogni altra operazione necessaria alla completa e soddisfacente riuscita delle opere effettuate.



Figura A6 Accumulo di grossi detriti vegetali a valle del dissesto, nel punto di confluenza con il Canale della Capriola.

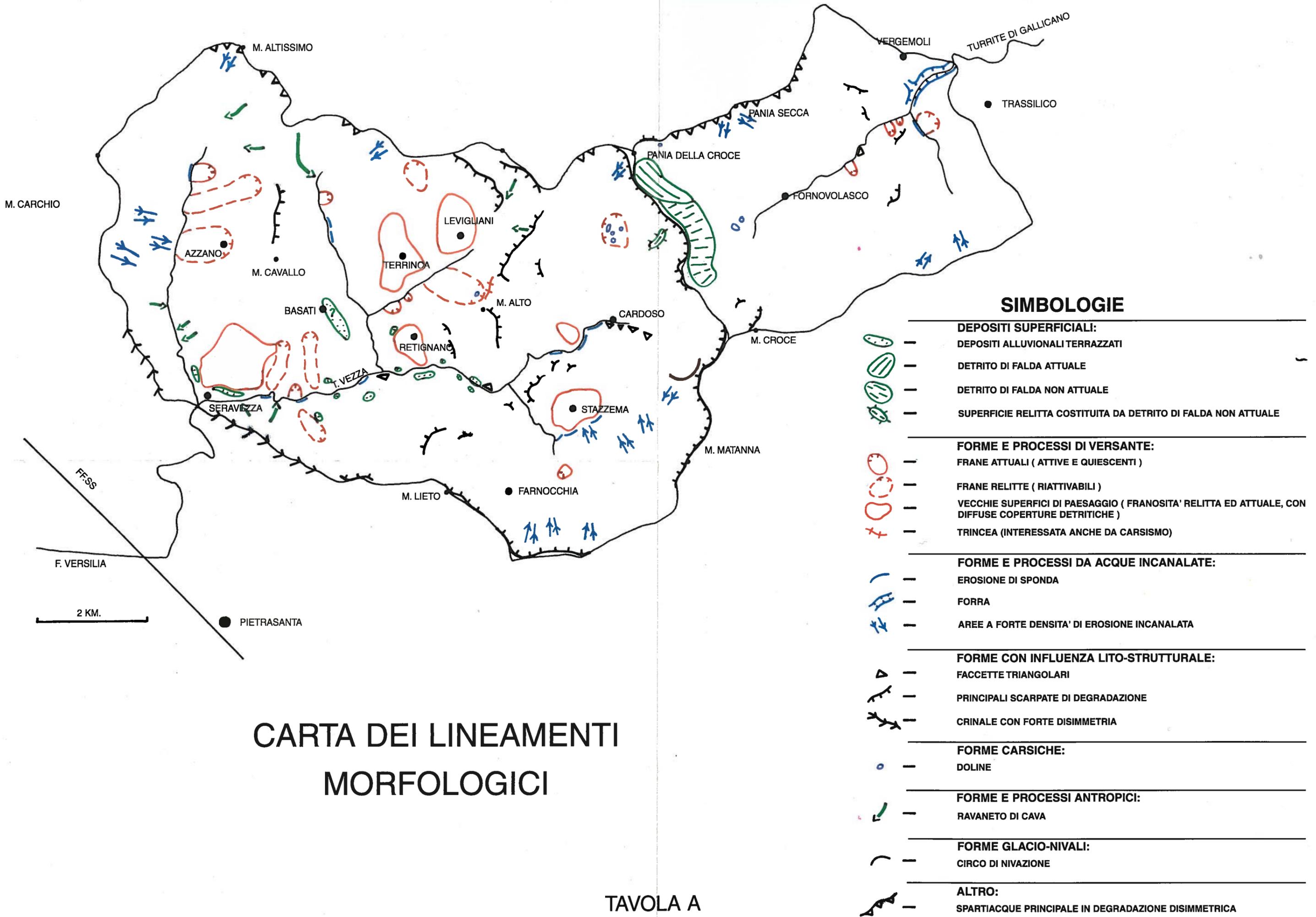
Riferimenti bibliografici

- BIGNAMI, M., FACCIOTTI, P., M., MANCINI, A., *Cave e territorio*, ediz. L'Arciere, 1986.
- BOLZANO, ALTO ADIGE, *Provincia autonoma*, Periodico di informazione del Consiglio e della giunta provinciale.
- BRUSCHI, C., DE FOLLY D'AURIS, V., MATTEINI, M., *Capitolato speciale d'appalto per le opere concernenti l'architettura del paesaggio*, ediz. Pirola, 1987.
- CHIUSOLI, A., *Elementi di paesaggistica*, ediz. CLUEB Bologna, 1985.
- DI FIDIO, M., *Capitolato speciale di appalto per opere di costruzione del paesaggio con il computer*, ediz. Pirola, 1995.
- REGIONE EMILIA ROMAGNA, REGIONE VENETO, *Manuale tecnico di ingegneria naturalistica, Centro Formazione Professionale "O. Mala-guti"*, 1993.
- REGIONE PIEMONTE, *Elenco prezzi dei materiali per il recupero ambientale delle aree degradate...*
- SCHIECHTL, H., M., *Bioingegneria Forestale - basi - materiali da costruzione vivi - metodi*, Castaldi - Feltre, 1991.
- SCHIECHTL, H., M., *I Salici nell'uso pratico*, ediz. ARCA, 1992.
- SCHIECHTL, H., M., STERN, R., *Ingegneria naturalistica - manuale delle opere in terra*, ediz. Castaldi - Feltre, 1992.
- Principali esperienze progettuali e realizzative di recupero ambientale e ingegneria naturalistica**
- BETONVAL S.P.A., *Progetto recupero ambientale area di cava LA PUNTA* in Comune di S. Giuliano Terme (PI), 1987
- SERV.ECO. UNIONE INDUSTRIALI LUCCA, *Studio interdisciplinare per la V.I.A. e progettazione di una discarica di rifiuti speciali localizzata in un'area estrattiva e recupero ambientale del sito colmatato - settore di competenza: analisi ambientale, matrici di VIA, progetto esecutivo di recupero ambientale del sito colmatato*, 1988.
- COMMISSARIO STRAORDINARIO AD ACTA PER LE DISCARICHE DELL'ELBA, *Progetto di recupero ambientale dell'area di risulta della discarica com-prensoriale dell'Isola d'Elba*, 1988.
- QUARZIFERA BERGAMASCA S.P.A., *Progetto agronomico delle opere necessarie al recupero ambientale della cava denominata "Monte Castra" in comune di Almenno S. Salvatore (BG)*, 1989.
- SOC. BACIGALUPI E PARMA, *Piano progetto per il recupero ambientale della cava "Monte Porro" in località Aulla (MS)*, 1989.
- TIOXIDE ITALIA S.P.A., *Sperimentazione in campo del recupero agronomico delle discariche di gessi chimici nell'area del Casone di Scarlino (GR)*, 1988-1996.
- NUOVA COLLEROSE S.P.A., *Progetto di recupero ambientale della cava "Cassiana Nord" - Comune di Calenzano (Fi)*, 1990.
- PISTOIESE CONGLOMERATI S.P.A., *Progetto e direzione lavori del recupero ambientale della cava "Piaggione" - Comune di Lucca*, 1990.
- COMUNE DI GREVE IN CHIANTI (FI), MANETTI

- GUSMANO E FIGLI S.R.L., *Individuazione dell'area di degrado ambientale in località Ferrone e progetto esecutivo del piano di recupero ambientale*, 1991.
- TIOXIDE ITALIA S.P.A., *Progetto esecutivo del recupero ambientale della cava di Meleta, sita in Comune di Scarlino (Gr)*, 1991.
- COMUNE DI CAMPI BISENZIO; POLISTRADDE S.P.A., *Progetto esecutivo di recupero ambientale dell'ex area estrattiva sita in Comune di Campi Bisenzio, Loc. S. Donnino*, 1992.
- COMUNE DI VAGLIA; CALCE PATERNO S.R.L., *Progetto di recupero ambientale della cava di Paterno sita in Comune di Vaglia, provincia di Firenze*, 1992.
- CONSORZIO BILANCINO S.R.L., *Progetto di coltivazione e recupero ambientale per una cava di prestito in roccia calcarea, posta in località Campalbio - Faggiotto, Covigliaio*, 1994.
- REGIONE TOSCANA, COMMISSARIO AD ACTA, *Progetto esecutivo dell'impianto di discarica controllata comprensoriale del Bacino XI settore di competenza V.I.A. e recupero sito*, 1995.
- REGIONE TOSCANA, COMMISSARIO AD ACTA PER L'INVASO DI BILANCINO, *Opere di completamento: progetto esecutivo delle opere a verde e di ingegneria naturalistica*

TAVOLE

Finito di stampare
nel mese di luglio 1998
dalle Grafiche Il Fiorino srl
Sesto F.no - Firenze



SIMBOLOGIE

- DEPOSITI SUPERFICIALI:**
- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI
- DETRITO DI FALDA ATTUALE
- DETRITO DI FALDA NON ATTUALE
- SUPERFICIE RELITTA COSTITUITA DA DETRITO DI FALDA NON ATTUALE

- FORME E PROCESSI DI VERSANTE:**
- FRANE ATTUALI (ATTIVE E QUIESCENTI)
- FRANE RELITTE (RIATTIVABILI)
- VECCHIE SUPERFICI DI PAESAGGIO (FRANOSITA' RELITTA ED ATTUALE, CON DIFFUSE COPERTURE DETRITICHE)
- TRINCEA (INTERESSATA ANCHE DA CARSIAMO)

- FORME E PROCESSI DA ACQUE INCANALATE:**
- EROSIONE DI SPONDA
- FORRA
- AREE A FORTE DENSITA' DI EROSIONE INCANALATA

- FORME CON INFLUENZA LITO-STRUTTURALE:**
- FACCETTE TRIANGOLARI
- PRINCIPALI SCARPATE DI DEGRADAZIONE
- CRINALE CON FORTE DISIMMETRIA

- FORME CARSIICHE:**
- DOLINE

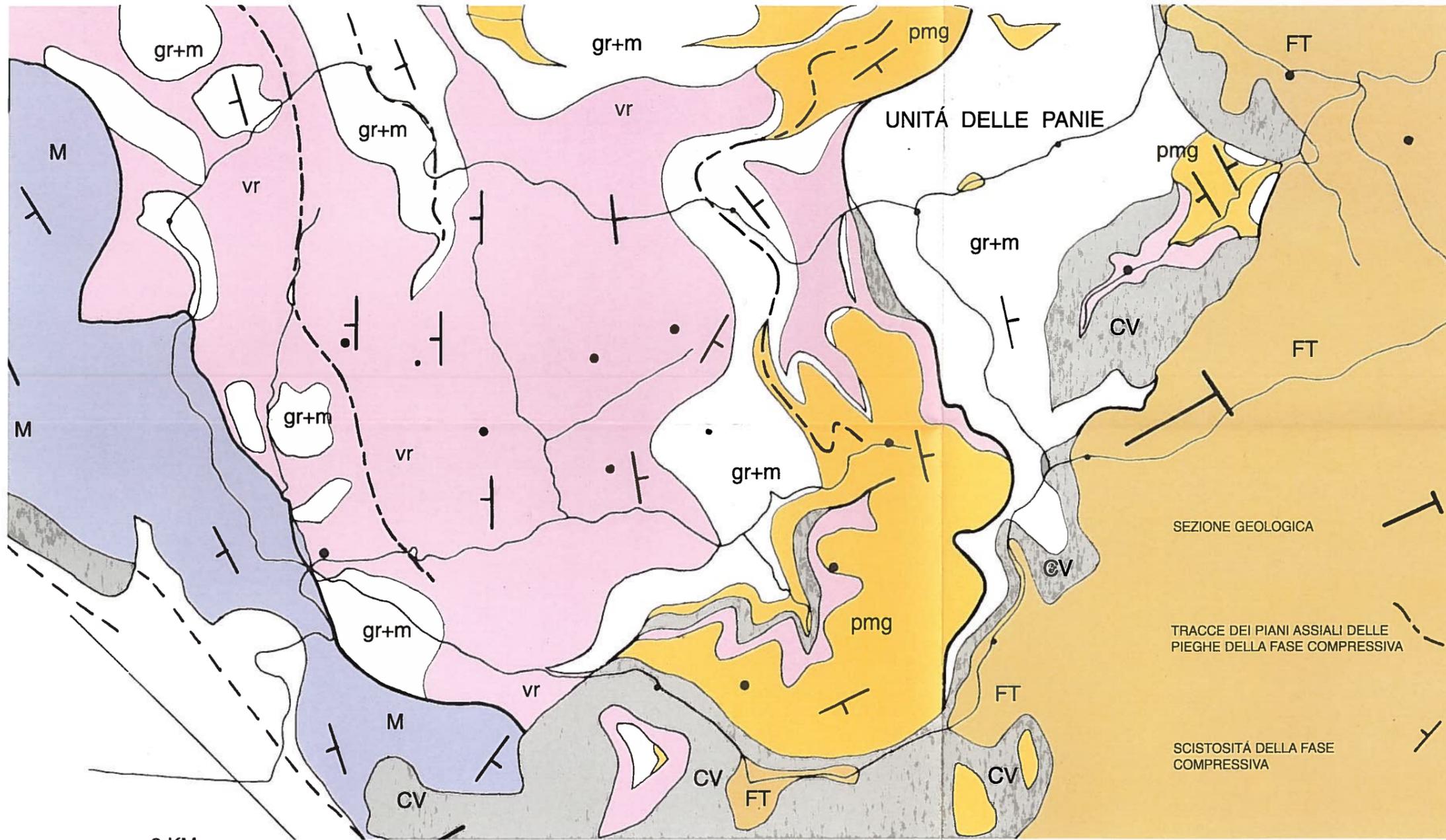
- FORME E PROCESSI ANTROPICI:**
- RAVANETO DI CAVA

- FORME GLACIO-NIVALI:**
- CIRCO DI NIVAZIONE

- ALTRO:**
- SPARTIACQUE PRINCIPALE IN DEGRADAZIONE DISIMMETRICA

**CARTA DEI LINEAMENTI
MORFOLOGICI**

SCHEMA GEOLOGICO DELLE ALPI APUANE MERIDIONALI



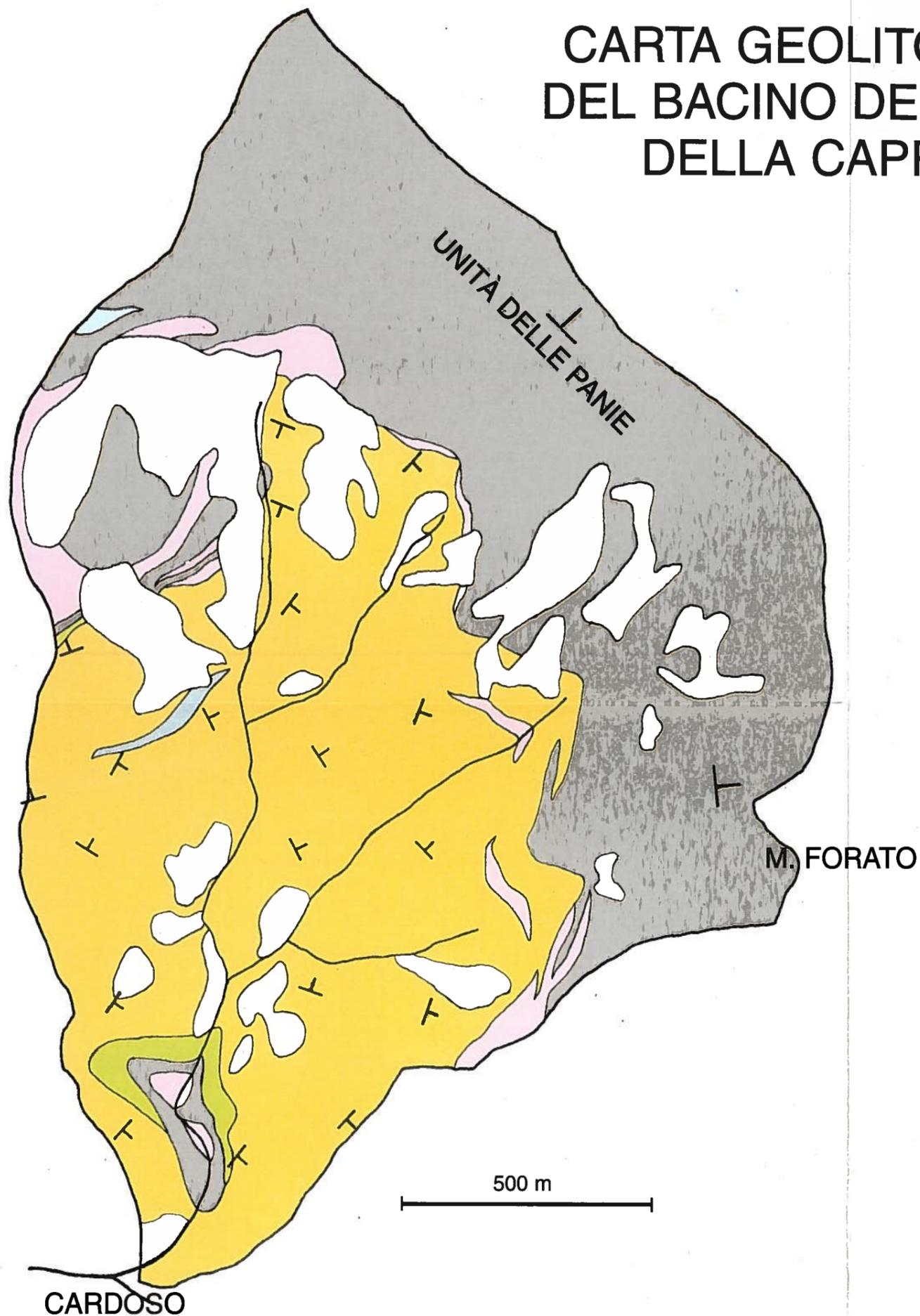
LEGENDA DELLA CARTA GEOLOGICA SCHEMATICA

- CV CATACLASITI AD ELEMENTI PREVALENTI DI CALCARE CAVERNOSO
- FT FALDA TOSCANA
- M UNITÀ DI MASSA: PREVALENTEMENTE QUARZITI E FILLADI TRIASSICHE
- pmg "AUTOCTONO" AUCTT.: PSEUDOMACIGNO: FILLADI E METARENARIE (OLIGOCENE SUP.) (CON CALCARI SELCIFERI E "CIPOLLINI"; LIAS MEDIO/SUP. - OLIGOCENE)
- gr+m GREZZONI E MARMI S.L. (TRIAS SUP. - GIURASSICO)
- vr "VERRUCANO" S.L.: FILLADI, METAVULCANITI E QUARZITI (PALEOZOICO - TRIAS MEDIO)

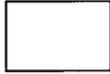
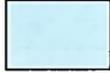
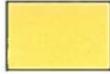
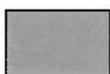
FAGLIE DIRETTE A BASSO ANGOLO DELLA FASE ETENSIVA

(RIDISEGNATO DA "CARMIGNANI *et al.* 1993")

CARTA GEOLITOLOGICA DEL BACINO DEL CANALE DELLA CAPRIOLA



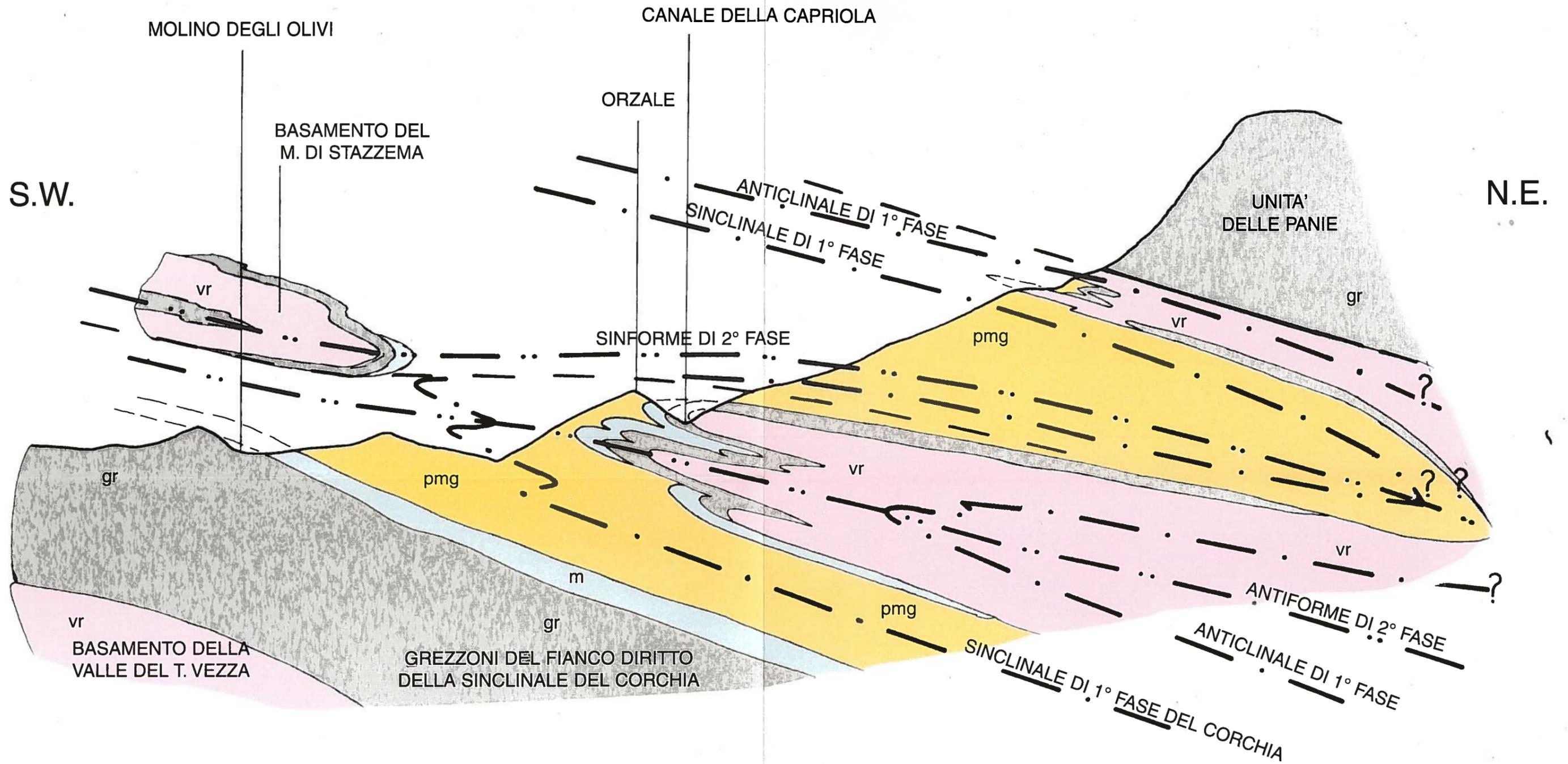
LEGENDA

-  - Coperture Detritiche
-  - Calcarei dolomitici e dolomie ("Cataclasi di Calcare Cavernoso", Norico).
-  - Metarenarie alternate a filladi ("Pseudomacigno", Oligocene Sup.)
-  - Calcescisti e marmi alternati a filladi ("Cipollini", Cretaceo Inf.-Oligocene)
-  - Gruppo carbonatico comprendente calcari selciferi, marmi e dolomie ("Calcari selciferi", Lias Medio-Sup.; "Marmi", Lias Inf.; "Marmi Dolomitici e Dolomie Cristalline", Lias Inf.; "Grezzoni", Norico)
-  - Gruppo quarzítico-filladico ("Verrucano", Ladinico Sup.-carnico; "Quarziti", Ordoviciano Sup.; "Filladi Inferiori", Cambrico-Ordoviciano).
-  - DIREZIONE DELLA SCISTOSITÀ (S1)
-  - DIREZIONE DELLA STRATIFICAZIONE

SEZIONE GEOLOGICA

(SCALE ALTEZZE E LUNGHEZZE APPROSSIMATE)

500 m.

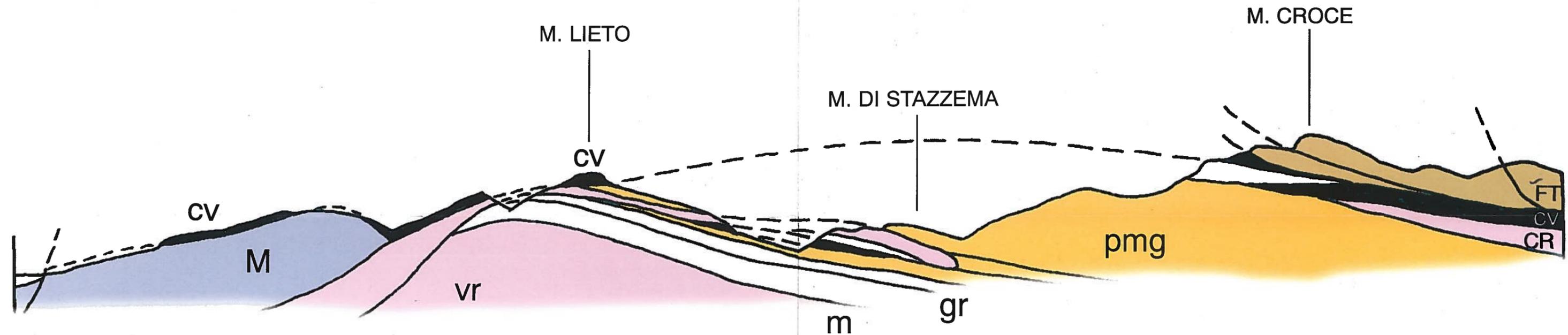


- vr VERRUCANO S.L.
- gr GREZZONI
- m MARMÌ
- pmg PSEUDOMACIGNO (CON CALCARI SELCIFERI e "CIPOLLINI")
- FAGLIE DIRETTE A BASSO ANGOLO

(RIDISEGNATO DA INEDITO DEL PROF. L. CARMIGNANI)

SEZIONE GEOLOGICA SCHEMATICA

(RIDISEGNATO DA "CARMIGNANI *et al.* 1993")



FALDA TOSCANA : Ft - Calcari triassici e giurassici del M. Procinto, M. Prana, M. Matanna.

COMPLESSO METAMORFICO DELLE ALPI APUANE: vr - Verrucano s.l. (Paleozoico - Trias medio); M - Quarziti e filladi triassiche dell'Unità di Massa; gr - Dolomie e calcari dolomitici dei Trias superiore; m - Marmi (Giurassico inferiore); pmg - Calcari selciferi metamorfici, calcescisti ("Cipollini"), alternanze di metarenarie e filladi ("Pseudomacigno") (Giurassico medio - Terziario).

cv - "Calcare cavernoso", cataclasiti ad elementi prevalenti di dolomie triassiche.

CARTA DEI DISSESTI DEL BACINO DEL TORRENTE CAPRIOLA



CARDOSO

LEGENDA

- DF A1 CORRISPONDENTI A FLUSSI DETRITICI A GRANULOMETRIA GROSSOLANA (CON TRASPORTO DI BLOCCHI ANCHE DI GRANDI DIMENSIONI), MOBILIZZATI NEI CANALONI SOLCANTI I CONTRAFFORTI CARBONATICI DELLE PORZIONI SOMMITALI DEI VERSANTI.

- DF B1 CORRISPONDENTI A FLUSSI DETRITICI A GRANULOMETRIA MEDIO-FINE, INTERESSANTI IN GENERE LE COPERTURE SUPERFICIALI, SI DIVIDONO IN:
 C1 CANALIZZATI,
 P1 DI PENDIO, CON SUPERFICIE DI DISTACCO GENERALMENTE DEFINITA.

- DF C1 CORRISPONDENTI ESSENZIALMENTE A MOVIMENTI GRAVITATIVI EVOLUTISI IN DEBRIS FLOW MA CHE PRESENTANO ANCHE CARATTERI RICONDUCIBILI AD ALTRE TIPOLOGIE DI DISSESTO, TIPO SCORRIMENTI ROTAZIONALI O CROLLO, A LUOGHI INTERESSANO ANCHE PORZIONI DEL SUBSTRATO LITOIDE.

- SR1 CORRISPONDENTI A MOVIMENTI GRITATIVI TIPO SCORRIMENTO ROTAZIONALI E/O CROLLO, INTERESSANTI ANCHE IL SUBSTRATO LITOIDE, GENERALMENTE EVOLUTI IN FLUSSI DETRITICI.

- EROSIONE CONCENTRATA IN ALVEO NEL RETICOLO ESISTENTE, RIATTIVAZIONE DI IMPLUVI DEL PRIMO ORDINE CON APPROFONDIMENTO DEL LETTO SINO AL SUBSTRATO LITOIDE.

- SOVRALLUVIONAMENTO.

TAVOLA F

E=-81400

E=-81100

RESTITUZIONE AEROFOTOGRAMMETRICA DELLA FRANA C2

ALLA DATA DEL 29/06/96

N=78000

N=78000

N=77800

N=77800

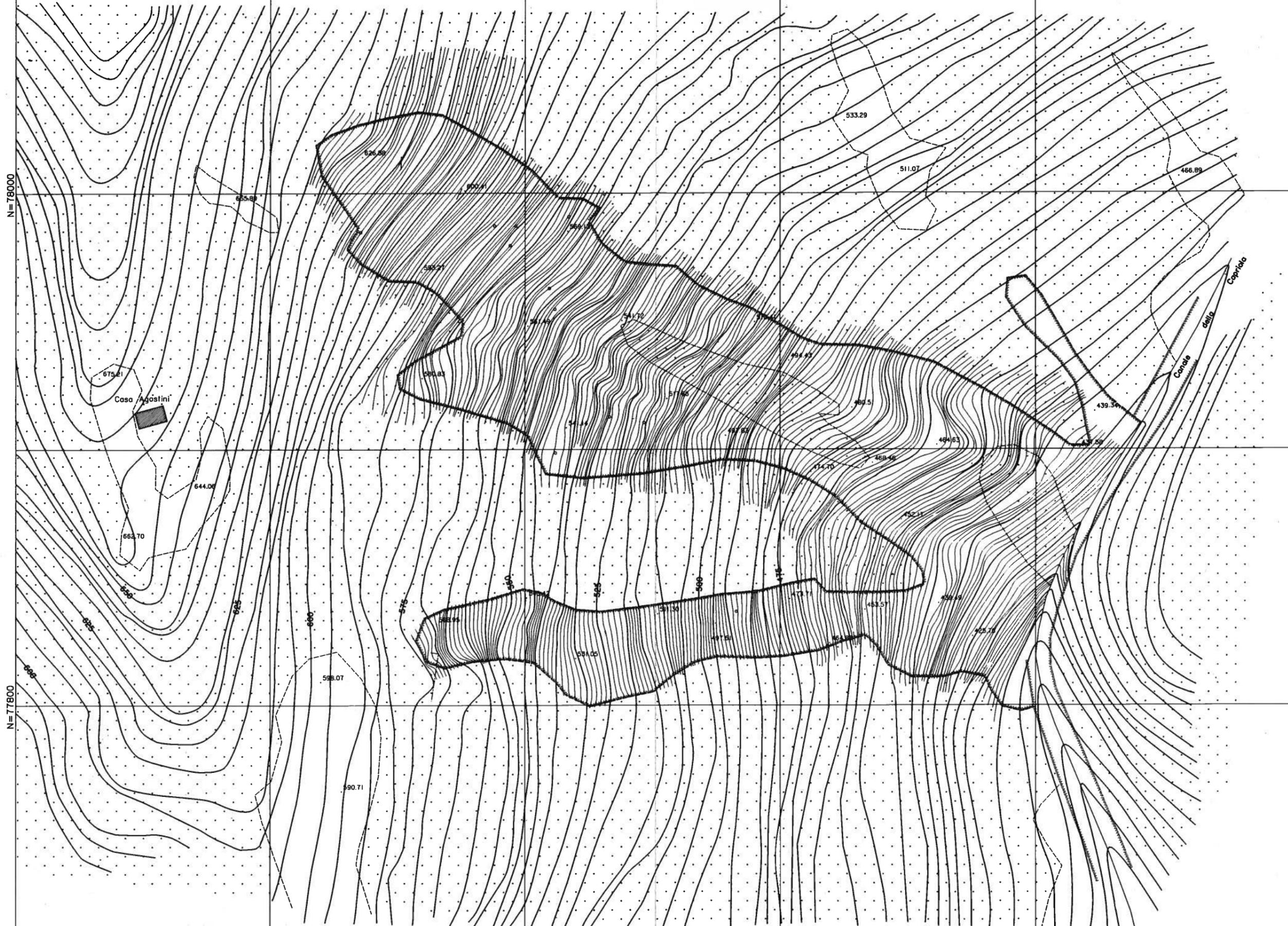
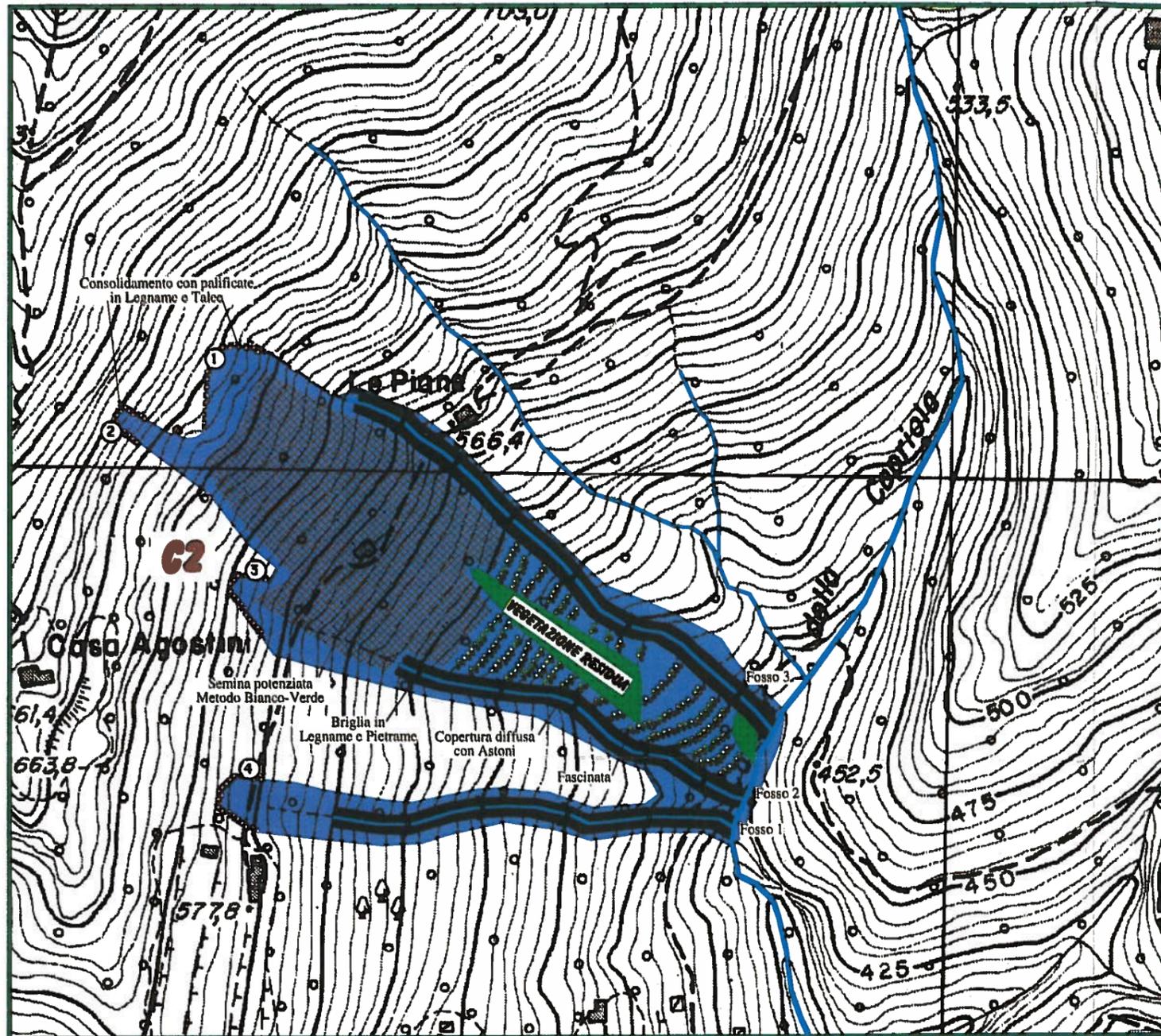


TAVOLA G

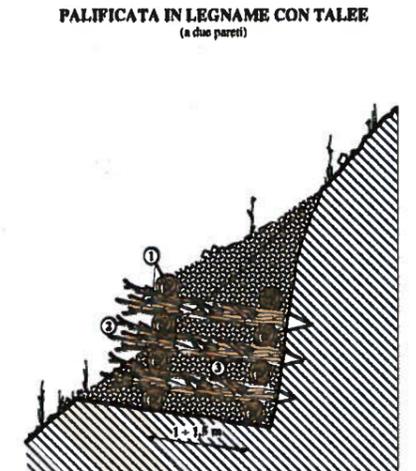
SCALA 1:1.000

E=-81100

E=-81400



- LEGENDA**
- 1 - Fosso profondo 50 cm e largo altrettanto (riempimento con miscuglio di terreno vegetale e di terreno di scavo).
 - 2 - Fascino vivo con un minimo di 5 rami di diametro > 1 cm.
 - 3 - Paletti di legno posti ogni 80-100 cm e di lunghezza > 60 cm.
 - 4 - Piantino radicate (densità: 1-2 ogni metro).



- LEGENDA**
- 1 - Tondame scortecciato o legname squadrato (diametro: 10/25 cm).
 - 2 - Ramaglia viva o talee (densità: 10 talee al metro).
 - 3 - Terreno di riporo.

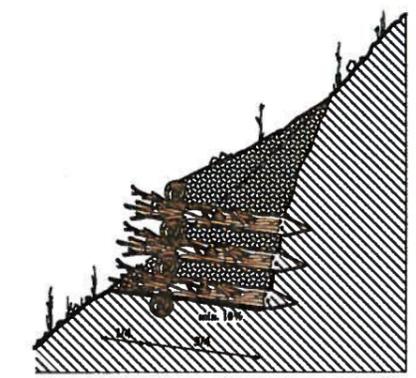
Intervento Pilota di consolidamento e rivegetazione con tecniche di Ingegneria Naturalistica

Frana di tipo "Complessa" (C2) Cardoso(LU), Località "Casa Agostini"

Scala 1/1.000

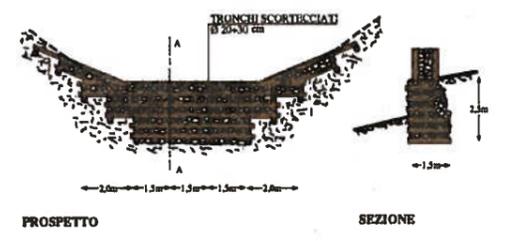
- Dati Tecnici:**
- Copertura Diffusa con Astoni**
 - Fosso 1 200m x 6m
 - Fosso 2 186m x 6m
 - Fosso 3 266m x 6m
 - Fascinata** Lunghezza Totale: 557m
 - Briglie in Legname e Pietrame** N. 15/Lung. 10-12m
 - Semina potenziata Metodo Bianco-Verde** Area=12.642mq
 - Consolidamento con palificate in Legname e Talee**
 - ① = 63m
 - ② = 37m
 - ③ = 53m
 - ④ = 54m

PALIFICATA IN LEGNAME CON TALEE
(ad una parete)

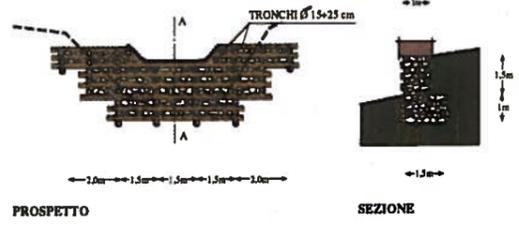


COPERTURA DIFFUSA CON ASTONI
(Alleggerita)

BRIGLIA IN LEGNAME E PIETRAMI



BRIGLIA IN LEGNAME E PIETRAMI



COPERTURA DIFFUSA CON ASTONI
(Alleggerita)

