

Geologia dell'Ambiente

Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale



1/2010

ISSN 1591-5352

SPECIALE
**DISSESTO
IDROGEOLOGICO**

Poste Italiane S.p.A. - Spedizioni in Abbondanza/P.A. Postale - P.L. 3/3/2003 (conv. in L. 27/02/2004, n. 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma



Prima circolare
SIGEA, Comune di Pereto, Associazione Idrotecnica Italiana Sezione Italia centrale, AIAPP Sezione Peninsulare
organizzano il CONVEGNO su

“I mulini ad acqua: risorsa di ieri e di domani”

Pereto (AQ) sabato 24 luglio 2010

Con il patrocinio di: Eurosolar Italia, Ordine dei geologi del Lazio, CATAP Coordinamento Associazioni Tecniche per Ambiente Paesaggio.

Obiettivo: i mulini ad acqua hanno condizionato per secoli la vita nella realtà italiana e non solo italiana, come strumenti per trasformare l'energia idraulica in energia meccanica, sia per macinare le granaglie che per azionare altre macchine, ad esempio nell'industria tessile e conciaria (folloni o gualchiere), nell'industria metalmeccanica, ecc. Sono stati attivi fino a pochi decenni or sono e alcuni funzionano ancora. I mulini ad acqua sono considerati come bene culturale e in tutta Italia sono oggetto di studio e di valorizzazione anche turistica. Meritano approfondimento e dibattito non solo i fabbricati destinati alla macinazione dei cereali, che hanno caratterizzato e segnato capillarmente il territorio, ma tutti quei manufatti accomunati dall'utilizzo dell'acqua come forza motrice, ad esempio i canali di adduzione e di scarico dell'acqua, i serbatoi di accumulo, le macine di pietra. Importanti anche i fattori di inserimento nel paesaggio circostante come, innanzitutto, il rapporto con i corsi d'acqua e, pertanto, lo stato di conservazione di sistemi e apparati tecnico-meccanici che ne regolavano il funzionamento. Quindi merita ricordare il loro indispensabile ruolo socio-economico, gli aspetti idraulici e idrogeologici, ingegneristici, tecnologici, anche allo scopo di censire quelli ancora funzionanti, quelli di cui restano le vestigia, al fine di farli conoscere al più ampio pubblico e di indirizzare gli amministratori a svolgere un'opera di informazione-educazione e, nei casi dove sia possibile, di recuperarli a scopi culturali e didattici.

Svolgimento degli argomenti

MATTINA: *Aspetti generali*

- Angeli e demoni delle acque: mugnai e mulini, economia e società dalla trattatistica rinascimentale e moderna (Franca Fedeli Bernardini)
- I mulini ad acqua in Abruzzo dall'eversione della feudalità ai primi del '900 (Edoardo Micati)
- Aspetti paesaggistici e opportunità turistiche: l'esempio della "Passeggiata delle Rogge", sistema di canali e mulini di origine medioevale, recuperati in Friuli Venezia Giulia (Cristina Tullio)
- Archeologia e mulini ad acqua (Gioacchino Lena)
- I mulini come risorsa energetica alternativa (Pasquale Penta)

POMERIGGIO: *Casi di studio*

- Mulini a energia idraulica in Sabina e a Rieti tra VIII e XIII secolo (Tersilio Leggio)
- I mulini romani antichi, prospettive di ricerca e scoperte (Leonardo Lombardi)
- Il mulino ad acqua di Santo Stefano di Borgorose (RI) (Domenico Martorelli, Franco D'Anastasio)
- Un mulino ad acqua attivo: Vivaro Romano (RM) (Giuseppe Gisotti),
- L'industrializzazione legata all'acqua: l'energia idraulica dal fiume Gizio-Sulmona (Antonio Mancini)

Eventuale visita a mulini in zona

Comitato organizzatore: Giuseppe Gisotti (SIGEA), Giovanni Meuti (Sindaco di Pereto), Marcello Benedini (AII Associazione Idrotecnica Italiana), Michele Sciò (Associazione Lumen), M. Cristina Tullio (Presidente Sezione Centro Peninsulare AIAPP Associazione Italiana di Architettura del Paesaggio), Pierluigi Meuti (Pereto), Gioacchino Lena (Università della Tuscia), Franco D'Anastasio (SIGEA), Leo Lombardi (SIGEA), Pasquale Penta (AII), Antonio Mancini (Geologo, Sulmona), Pierluigi Martini (AII).

Richiesti Crediti ai fini APC per geologi iscritti all'Albo e all'Elenco Speciale

Per informazioni

e-mail: info@sigeaweb.it
tel. 06 5943344



Geologia dell'Ambiente
Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale

N. 1/2010

Anno XVIII - gennaio-marzo 2010

Iscritto al Registro Nazionale della Stampa n. 06352
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229
del 31 maggio 1994

Comitato scientifico

Mario Bentivenga, Aldino Bondesan,
Giancarlo Bortolami, Aldo Brondi,
Felice Di Gregorio, Giuseppe Gisotti,
Giancarlo Guado, Gioacchino Lena,
Raniero Massoli Novelli, Giulio Pazzagli,
Giancarlo Poli, Giacomo Prosser, Giuseppe Spilotro

Procedura per l'accettazione degli articoli

I lavori sottomessi alla rivista dell'Associazione, dopo che la redazione abbia verificato la loro pertinenza con i temi di interesse della rivista, saranno sottoposti a giudizio di uno o più «Referees», che dovranno vagliare il lavoro sia sotto l'aspetto dei contenuti, sia sotto quello formale ed esprimere la propria opinione circa l'accettabilità del lavoro stesso. Ciascun «Referee» classificherà le proprie osservazioni in «vincolanti» e «discrezionali». Sono «vincolanti» le osservazioni riguardanti contenuti palesemente non corretti e «discrezionali» quelle attinenti questioni opinabili, interpretative o formali; solo in quest'ultimo caso, l'Autore potrà accettare o meno i suggerimenti proposti.

Comitato di redazione

Federico Boccalaro, Giorgio Cardinali, Giovanni Conte, Gioacchino Lena, Paola Mauri, Maurizio Scardella

Direttore responsabile

Giuseppe Gisotti

Redazione

SIGEA: tel./fax 06 5943344
Casella Postale 2449 U.P. Roma 158
info@sigeaweb.it
www.sigeaweb.it

Progetto grafico e impaginazione

Fralerighe
tel. 0774 554497 - fax 0774 2431193
info@fralerighe.it
www.fralerighe.it

Pubblicità

SIGEA

Stampa

Tipolitografia Acropoli, Alatri - FR

Abbonamento annuale: Euro 30,00

Sommario

Presentazione LUCIANO MASCIOCO	2
Evento alluvionale del messinese del 1° ottobre 2009. La devastazione causata a Scaletta Zanclea Marina dal flusso fangoso-detritico del torrente Racinazzo FRANCO ORTOLANI, ANGELO SPIZUOCO	3
Ricostruzione dei trend di piovosità e temperatura dal 1921 al 2002 in Sicilia. Primi risultati GIUSEPPE BASILE, MARINELLA PANEBIANCO	13
Analisi del rischio territoriale nel bacino del lago di Nemi, Roma EMANUELE LORET, FRANCO MEDICI, CARLO TESTANA	17
I geositi dell'isola di Madeira: tra richiamo turistico e pericolo idrogeologico DAVIDE BAIONI, MANUEL DOMINGOS RODRIGUES	22
Carta di localizzazione probabile di valanghe del Gran Sasso d'Italia GABRIELE FRATERNALI, FULVIO SCOZZESE	25

In copertina: La frana di Maierato, 15 febbraio 2010. Foto Gioacchino Lena.

Tra i giorni 1 e 2 ottobre 2009, un forte nubifragio si è abbattuto su una zona ristretta della Sicilia nordorientale a cavallo tra i comuni di Scaletta Zanclea e Messina. In alcune delle zone colpite sono caduti fino a 220/230 millimetri di pioggia nell'arco di 3-4 ore, circa un terzo delle precipitazioni che cadono mediamente in un anno nella stazione di Messina-Osservatorio (quota: 59 m s.l.m. – periodo: 1921-1998). I fenomeni di dissesto idrogeologico connessi all'evento, straripamento dei corsi d'acqua e diversi eventi franosi, a cui è seguito lo scivolamento a valle di colate di fango e detriti, hanno purtroppo interessato centri abitati (Scaletta Marina, Giampilieri Superiore, Giampilieri Marina, Altolia, Molino, Santo Stefano di Briga, Briga Superiore, Pezzolo, Guidomandri Superiore) e provocato distruzione di edifici, decine di vittime e di feriti e centinaia di sfollati.

L'evento meteorico che ha provocato il disastro dell'ottobre 2009 è una delle cosiddette piogge intense: l'intensità di una pioggia è il rapporto tra l'altezza della stessa (espressa in mm) e la durata (in ore). Le piogge intense sono fenomeni naturali che avvengono ogni anno nel nostro Paese, sono state registrate nel passato e si verificheranno in futuro. Facendo ricorso alle poche stazioni meteorologiche che dispongono di un numero di dati pluviografici ritenuto sufficiente per le elaborazioni statistiche, per questi eventi si forniscono solitamente tempi di ritorno ultracentenari: ciò vuol dire in realtà che è molto improbabile che si registri nuovamente quella pioggia intensa nello stesso punto di misura, ma ogni anno ci sono fenomeni di questo tipo che colpiscono porzioni più o meno ampie del nostro Paese (tra l'altro, forti temporali avevano causato dissesti nello stesso territorio colpito nell'ottobre 2009 appena due anni prima, il 25 ottobre 2007).

Le piogge intense, specialmente se associate a grandine o fulmini, sono pericolose, già come tali, per l'uomo e per le sue attività. Ma esse sono da temere soprattutto in quanto causa di altri fenomeni geologici ben più pericolosi. La parte di pioggia che si infiltra sui versanti aumenta il peso del terreno, abbassandone al contempo i parametri di resistenza; in condizioni predisponenti (per pendenza, natura del terreno, umidità iniziale...) si supera l'equilibrio limite e si verificano le

frane. La parte di pioggia che, proprio per la particolare intensità, non riesce a infiltrarsi nel terreno, ruscella lungo tutti i pendii erodendo il terreno, si ingolfa in corsi d'acqua che non riescono a contenerla nei propri alvei, esondando e provocando alluvioni nei territori limitrofi.

Frane e alluvioni sono fenomeni geomorfologici pericolosi da considerarsi "normali" in Italia sia per il clima (eventi di pioggia intensa ma anche di pioggia durevole come quella del dicembre 2009 in Toscana settentrionale) sia per la morfologia del Paese: un territorio geologicamente giovane, costituito prevalentemente da rilievi (35% montagna e 42% collina) destinati a essere smantellati dagli agenti esogeni.

La popolazione deve essere consapevole che esistono zone pericolose dal punto di vista geomorfologico e che si rischia la vita propria e dei propri cari nell'andare ad abitarvi.

L'aumento demografico (siamo passati da circa 30 milioni a circa 60 milioni di abitanti in un secolo) e lo sviluppo economico (siamo nel gruppo delle prime potenze economiche al mondo) sono stati – e sembrano ancora oggi – accompagnati da un'occupazione del territorio poco attenta ai pericoli naturali.

Per quanto riguarda il pericolo geomorfologico, le norme urbanistiche stanno recependo solo ora le indicazioni dei Piani di Assetto Idrogeologico redatti da troppo poco tempo dalle autorità a tal fine istituite. Nel frattempo troppi edifici sono sorti, molte volte abusivamente, in aree pericolose del nostro Paese.

Sarebbe interessante dare un'occhiata alle carte topografiche del comune di Scaletta Zanclea della prima metà del secolo scorso: probabilmente i pochi centri abitati erano limitati alle sommità dei rilievi e posti a debita distanza dal mare e le "marine" erano costituite dagli approdi e dai ricoveri per le barche dei pescatori. Oggi si può verificare con le immagini da satellite quanto sia edificata la striminzita fascia di litorale costretta tra le coste alte (attraversate necessariamente in galleria da autostrada, strada statale e ferrovia) e il mare. Tra l'altro, in questo caso il pericolo geologico non viene solo dai ripidi pendii che incombono sulle case ma anche

dall'estrema vicinanza al mare e dalla conseguente esposizione a fortuali e maremoti.

A queste situazioni di rischio non si fa quasi mai fronte con il trasferimento degli edifici in zone più sicure, se non nei casi eclatanti di alcuni centri abitati instabili. Molte persone che hanno subito danni in seguito agli eventi alluvionali desiderano al più presto ritornare ad abitare nel medesimo luogo. Finora, la prassi per le amministrazioni è stata quella di intervenire dopo le catastrofi con opere di difesa dei beni esposti.

È giusto che la popolazione sia consapevole che, anche con la realizzazione di opere di difesa, quelle zone rimangono pericolose; e che le difese possono cedere con effetti devastanti sulle cose e sulle persone (è ancora viva l'immagine della falla per un fronte di 170 m nell'argine artificiale del fiume Serchio a Nodica di Pisa).

Il nostro compito di geologi ambientali è sicuramente quello di continuare a segnalare con sempre maggior dettaglio le zone rese pericolose da fenomeni geologici. Ma non possiamo esimerci dal cercare insistentemente di convincere i nostri governanti e amministratori che l'occupazione del territorio non può essere né illimitata né indiscriminata, ma rigorosamente regolamentata e controllata per uno sviluppo armonioso e compatibile con la sicurezza della popolazione.

Torino, 29 gennaio 2010

Evento alluvionale del messinese del 1° ottobre 2009.

La devastazione causata a Scaletta Zanclea Marina dal flusso fangoso-detritico del torrente Racinazzo

FRANCO ORTOLANI
Ordinario di geologia, Direttore del Dipartimento Pianificazione e Scienza del Territorio della facoltà di Ingegneria dell'Università Federico II di Napoli
fortolan@unina.it

ANGELO SPIZUOCO
Ingegnere, Centro Studi Strutture Geologia Geotecnica – San Vito (NA)
www.spizuoco.it
spizuoco@libero.it

PREMESSA

Intorno alle 19:45 del 1° ottobre 2009 l'abitato di Scaletta Zanclea Marina, ubicato nell'area "epicentrale" degli effetti al suolo provocati dall'evento piovoso del 1° ottobre 2009 (Fig. 1), è stato improvvisamente investito da una po-

tritica inglobante moltissimi massi di roccia di dimensioni variabili da qualche decimetro cubo a molti metri cubi.

La portata massima del veloce flusso che ha investito l'abitato di Scaletta Zanclea Marina è stata stimata di centinaia di mc/

secondo, di gran lunga superiore a quella di una portata di piena idrica che può essere alimentata dal piccolo bacino imbrifero (Ortolani, 10 ottobre 2009).

Dal momento che la corretta comprensione del fenomeno che ha devastato l'abitato e provocato numerose vittime, ha un'importanza strategica per l'individuazione degli interventi che possano garantire la sicurezza dei cittadini, sono stati effettuati rilievi geologici diretti che consentono di testimoniare che l'evento disastroso è da individuare, inequivocabilmente, in una colata fangoso-detritica di enorme potenza.

Continuare a ritenere che il disastro sia stato provocato da una piena idrica porterebbe a eseguire interventi di sistemazione idraulica non adeguati che non metterebbero in sicurezza l'area da eventuali eventi futuri di simile potenza.

L'abitato di Scaletta Zanclea Marina è già stato interessato da fenomeni simili nell'ottobre 2007 quando, sia il Torrente Racinazzo che il Torrente Divieto, provocarono seri danni accumulando considerevoli volumi di detriti nelle vie cittadine e danneggiando autoveicoli e abitazioni. Numerose colate di fango si innescarono lungo i versanti ripidi.



Figura 1 – Area "epicentrale" degli effetti al suolo causati dall'evento piovoso del 1° ottobre 2009. Nessun pluviografo ufficiale era installato nell'area (l'associazione meteoweb riporta 300mm di pioggia in 3 ore mentre le fonti ufficiali del SIAS 170 mm di pioggia in 3 ore).

tente e distruttiva colata fangoso-detritica evolutasi nella valle del torrente Racinazzo (Fig. 2).

Il torrente drena un piccolo bacino imbrifero di circa 150 ettari caratterizzato da ripidi versanti impostati prevalentemente su rocce metamorfiche ricoperte da suolo e da una coltre di alterazione di spessore variabile da qualche decimetro ad alcuni metri.

Il fondovalle è privo di pianura alluvionale e l'alveo torrentizio è profondamente incassato nelle rocce del substrato e caratterizzato da una pendenza variabile da oltre il 40% a circa il 10%.

In base agli effetti sui manufatti e al considerevole volume e spessore (fino a 3 metri) di detriti (inglobanti molti tronchi d'albero d'alto fusto) accumulati nell'abitato, è stato subito evidenziato che esso non può essere stato devastato da una piena idrica del torrente ma da una colata rapida fangoso-de-



Figura 2 – Ubicazione dell'alveo del Torrente Racinazzo percorso dalla colata di fango e detriti. a= colate di fango che hanno denudato i versanti accumulando i detriti sul fondo valle; b= parte bassa meandriforme dell'alveo percorsa dalla colata fangoso-detritica; c= area interessata dal transit e accumulo dei detriti della colata incanalatasi nel Torrente Racinazzo; d= area interessata dal transit e accumulo dei detriti trasportati dal Torrente Divieto; e= alveo del Torrente Divieto percorso dalla piena idrica; VPC= versanti percorsi dal fuoco durante il 2006, anno di rilevamento della foto aerea tratta dal Portale Cartografico Nazionale del Ministero dell'Ambiente; il cerchio rosso indica il luogo in cui la colata ha formato una cascata di fango.



Figura 3 – Esempi di colate di fango che hanno denudato i versanti nella parte inferiore del bacino del T. Racinazzo.

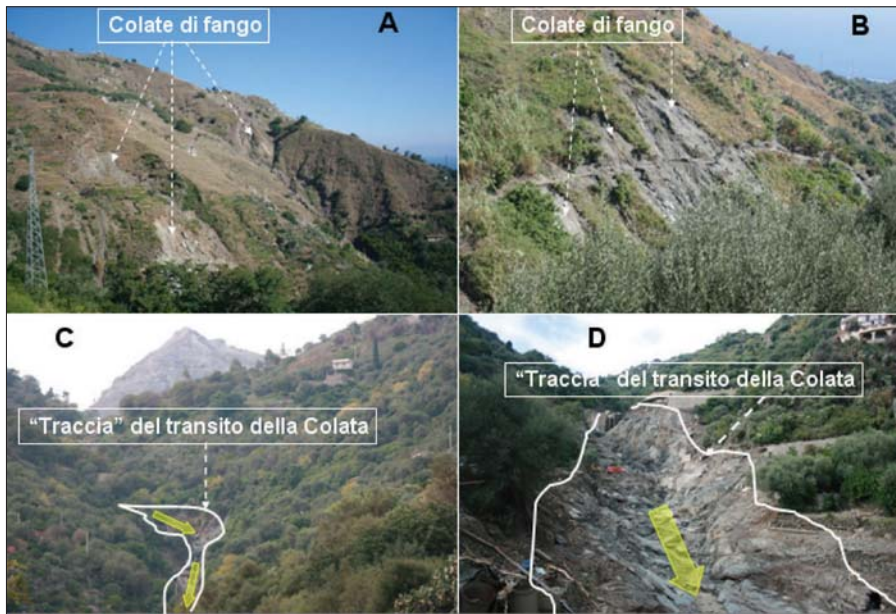


Figura 4 – A e B= alcuni esempi delle molte decine di colate di fango che hanno denudato i versanti nella parte superiore del bacino del T. Racinazzo. C e D= traccia del transito della colata di fango e detriti nella parte superiore (C) e inferiore (D) del bacino. Foto Zancle.it.



Figura 5 – Parte terminale del T. Racinazzo, a monte del viadotto dell'Autostrada, dove il flusso ha originato una cascata di fango (per effetto del salto altimetrico dovuto all'opera di sostegno a monte della strada) e inglobato massi di roccia di dimensioni variabili da qualche decimetro cubo a oltre 20 metri cubi.

RISULTATI DEI RILIEVI DIRETTI

I versanti della valle del T. Racinazzo sono stati denudati da molte decine di colate di fango (Figg. 3 e 4) che hanno mobilitato migliaia di metri cubi di suolo e frammenti rocciosi della parte alterata del substrato metamorfico, saturi e/o molto imbibiti d'acqua precipitata in abbondanza già durante il mese di settembre e durante il 1° ottobre 2009. Le evidenze raccolte sul terreno indicano che i terreni coinvolti, subito dopo il primo distacco, si sono liquefatti precipitando sul fondovalle, direttamente nell'alveo torrentizio.

La morfologia del bacino del T. Racinazzo, stretta (larghezza media circa 500 m) e lunga (circa 2200 m) con versanti ripidi e l'alveo incastrato nel substrato senza pianura alluvionale (Figg. 4 e 5), ha fatto sì che le colate di fango abbiano determinato l'accumulo del detrito di frana direttamente nel corso torrentizio.

Le varie migliaia di metri cubi di fango e detriti riforniti dai ripidi versanti nella parte alta del bacino imbrifero hanno contribuito ad alimentare il flusso fangoso-detritico che si è incanalato nell'alveo del T. Racinazzo ingrossandosi progressivamente e aumentando di velocità (Figg. 4 e 5).

Quando il flusso fangoso-detritico è giunto all'altezza del viadotto, a monte dell'autostrada, rappresentato con il cerchio rosso nella Fig. 2, era già caratterizzato da un volume di diverse migliaia di metri cubi e notevole velocità tale da dare origine ad una vera e propria cascata di fango (per effetto del salto altimetrico dovuto alla presenza dell'opera di sostegno a monte della strada comunale; vedi Fig. 5) che è ricaduta nella valle sottostante provocando l'inglobamento di vari massi di grandi dimensioni.

Il flusso ha così percorso la parte terminale della valle (Figg. 5 e 6) ingrossandosi ulteriormente mediante l'inglobamento dei detriti, terreno e vegetazione che ricoprivano i versanti (Figg. 7, 8, 9 e 10) alimentati dalle colate e di quelli già accumulati in alveo.

Durante tale tragitto, caratterizzato da meandri incastrati, il flusso veloce ha tracciato varie curve paraboliche uscendo e rientrando in alveo fino ad investire i piloni dell'autostrada Messina-Catania (Figg. 7, 8 e 9). La curva parabolica descritta in destra orografica dal velocissimo flusso poco a monte dell'autostrada ha costretto la colata a rientrare in alveo perpendicolarmente all'asta torrentizia investendo i piloni lateralmente (Figg. 11 e 12).

Uno dei massi inglobati nella colata ha colpito violentemente la parete destra orografica di un pilone della corsia sud dell'autostrada Messina-Catania, provocando uno squarcio di circa 90 cm di diametro all'altezza di circa 1,30 m dal suolo (Figg. 8 e 9).

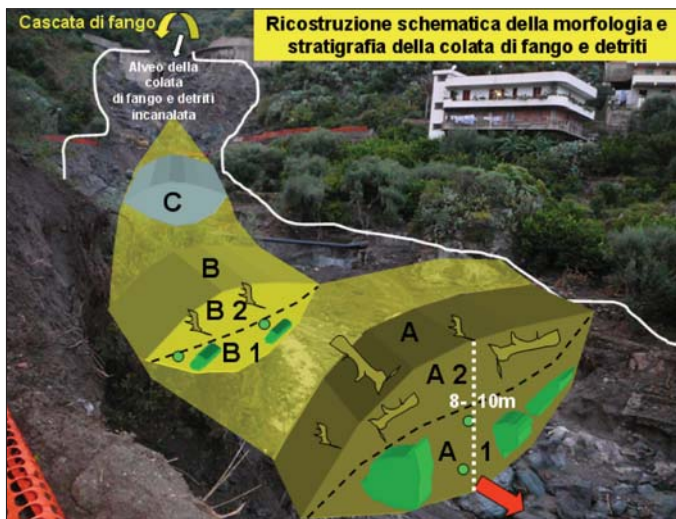


Figura 6 – Ricostruzione schematica della morfologia della colata fangoso-detritica a monte dell'autostrada Messina-Catania. A= fronte della colata; A1= parte basale inglobante massi di roccia e detriti; A2= parte superiore prevalentemente fangosa; B= parte centrale della colata; B1= parte basale inglobante massi di roccia e detriti; B2= parte superiore prevalentemente fangosa; C= parte terminale della colata costituita in prevalenza da acqua fangosa.



Figura 7 – Ricostruzione schematica della morfologia della colata fangoso-detritica nella zona d'impatto con i piloni dell'autostrada Messina-Catania eseguita sulla base delle tracce dei residui fangosi, dei detriti e degli effetti ambientali rinvenuti sul posto direttamente da Ortolani e Spizzuco.



a= buco nel pilone provocato dal violentissimo impatto di un masso di roccia (b) trasportato dalla colata (ricostruita in giallo trasparente) che ha raggiunto un'altezza di oltre 10 metri (c) all'impatto con i piloni dell'Autostrada Messina-Catania. La lettera d, nel riquadro R, indica l'altezza raggiunta dalla parte "più acquosa" posteriore della colata che ha dilavato il fango. La colata rapida di fango e detrito ha investito, inverosimilmente, i piloni perpendicolarmente alla loro dimensione massima (freccia rossa), disposta secondo la direzione di scorrimento dell'acqua nell'alveo torrentizio (e), poiché nell'ansa ubicata poco a monte il flusso è risalito sulla sponda destra orografica descrivendo una curva parabolica per ridiscendere nella valle in corrispondenza dell'attraversamento autostradale.



Figura 9 – Esempio degli enormi massi di rocce inglobati e trasportati dalla colata fangosa detritica depositi sotto ai piloni dell'autostrada Messina Catania. Foto Zancle.it.

Figura 8 – Ricostruzione schematica della morfologia della colata fangoso-detritica in base alle impronte lasciate sui piloni dell'autostrada.

La possibile gravità della lesione del pilone, essendo essa un probabile "indicatore" di calcestruzzo "depotenziato", tenendo conto dell'ubicazione del foro nei riguardi dell'elemento strutturale a sezione trasversale cava monoconnessa (essendo prossimo alla sezione critica di base tesa a far fronte al momento resistente di progetto) e anche della classificazione sismica attribuita all'area di specifico interesse, notoriamente dichiarata zona di elevata sismicità, non era stata colta dai responsabili della sicurezza dell'autostrada fino a quando, dopo la segnalazione degli scriventi, è stato interdetto il traffico nella carreggiata sud.

Dal semplice esame visivo del foro prodotto sul pilone, risulta che, a seguito dell'urto, si è verificato un fenomeno di punzonamento del calcestruzzo costituente la parete in c.a. del pilone. Il ferro, invece, pur presentandosi deformato, non ha subito tranciamento. Da ciò è deducibile che il Taglio resistente allo stato limite ultimo T_u della sezione del pilone sia fornito dal valore relativo alla rottura per schiacciamento del puntone compresso di

calcestruzzo che, nella fattispecie, a seguito di un conteggio speditivo eseguito sul posto, ipotizzando un calcestruzzo $R'_{ck}=250\text{kg/cm}^2$, ha fornito una Forza d'urto stimata in almeno 300 tonnellate.

Questa intensità della Forza d'urto esercitata dal masso nell'impatto con il pilone, se prodotta da un masso di un metro cubo, trascurando l'attrito fra fluido e corpo, è associabile a una Quantità di moto pari a circa 50000 Kgm/s e Velocità d'impatto pari a circa 90 km/h ; ovviamente se il masso che ha colpito il pilone invece di essere di 1 mc. fosse stato di 2mc. la Velocità d'impatto dovrebbe essere dimezzata.

Quanto sopra è vero nel caso che il calcestruzzo adoperato per il pilone abbia una resistenza $R'_{ck}=250\text{kg/cm}^2$, cioè uguale alla usuale minima resistenza consentita per la realizzazione di strutture in c.a. edificate all'epoca della costruzione del pilone.

Naturalmente, se il calcestruzzo adoperato è di tipo "depotenziato" ad es. del 40%, la Forza d'urto sufficiente a provocare lo sfondamento del pilone, da parte di un masso di

1 mc., invece di 300 tonnellate, sarà stata pari a circa 200 tonnellate con una Velocità di impatto 60 km/h e se il masso avesse avuto dimensioni di 2 mc. la Velocità d'impatto sarebbe stata pari a 30 km/h . Se fosse vero quest'ultimo caso, sarebbe evidente la gravità della deficienza strutturale del pilone.

Quanto sopra porta alla conclusione che o il pilone è stato investito da un masso la cui Forza d'urto abbia avuto una intensità di almeno 300 tonnellate, oppure il pilone dell'autostrada è stato realizzato, purtroppo, con calcestruzzo "depotenziato".

È appena il caso di segnalare che operazioni di controllo strutturali si dovrebbero eseguire di routine in seguito ad eventi eccezionali e periodicamente durante la vita di esercizio di una struttura, specialmente, come nella fattispecie, quando la struttura interessata ricade in zona ad alto rischio sismico.

La particolare traiettoria che può essere seguita dalle veloci colate in valli incassate meandriformi pone la necessità di effettuare adeguate e attente verifiche per la sicurezza



Figura 10 – Massi di roccia di grandi dimensioni, inglobati nella colata fangoso-detrica, che hanno colpito o sfiorato i piloni dell'autostrada. Il masso di maggiori dimensioni è di circa 25 mc.



Figura 11 – Ricostruzione del tracciato, in base all'impronta lasciata lungo i versanti, del flusso fangoso-detrico nella parte terminale dell'alveo del Torrente Racinazzo (a). Sono evidenti le esondazioni del flusso (b) in corrispondenza delle anse del torrente che hanno provocato l'impatto del fronte della colata perpendicolarmente alla massima dimensione del pilone dell'Autostrada Messina-Catania. In giallo trasparente (c) è evidenziata l'area interessata dal transito e accumulo del detrito.

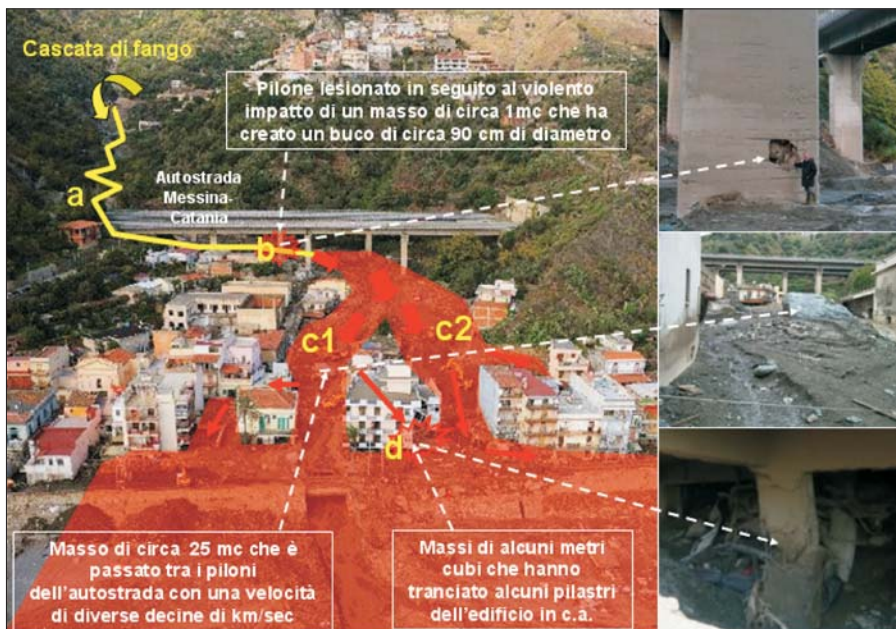


Figura 12 – Ricostruzione schematica del percorso della colata fangoso-detrica nella parte terminale del Torrente Racinazzo a monte e a valle dell'autostrada; l'area delimitata con il rosso trasparente è stata interessata dal transito della colata e da successivo accumulo di detriti. a= percorso della colata lungo l'alveo incassato dove ha effettuato varie curve paraboliche fino a investire i piloni dell'autostrada perpendicolarmente alla loro massima dimensione (b); c1 e c2 rispettivamente flusso destro e sinistro orografico nei quali si è suddivisa la colata che ha trascinato vari massi di roccia fino al mare che hanno tranciato parte delle strutture portanti in calcestruzzo armato di un palazzo (d). Le foto a destra rappresentano, dall'alto verso il basso, il buco nel pilone dell'autostrada, il grande masso di circa 25 mc, un pilastro dell'edificio danneggiato dai massi inglobati nella colata.

za dei piloni realizzati in alvei che possono essere percorsi da colate fangoso-detriche inglobanti massi di grandi dimensioni.

All'impatto frontale con il pilone danneggiato la colata si è sollevata raggiungendo una quota di circa 12 m dalla base del pilone (Figg. 8 e 9) ancora riconoscibile per la presenza di fango; sul lato sottocorrente il fango ha raggiunto una quota di 2-3 m. Gli indizi lasciati dal passaggio della colata consentono di ricostruire una parte inferiore del flusso che trasportava molti massi anche di grandi dimensioni (Fig. 9) da una parte su-

periore fangosa. Dopo il transito della parte fangoso-detrica è avvenuto il "lavaggio" del fango che incrostava il pilone dalla parte terminale della colata più acquosa (Fig. 8). Situazioni simili sono state riconosciute anche nelle zone interessate dalle colate di fango in Campania.

In base ai dati evidenti lungo il Torrente Racinazzo e a quelli riconosciuti nelle aree devastate dalle colate di fango in Campania, è stato possibile ricostruire schematicamente la morfologia e stratigrafia del flusso durante lo scorrimento.

In base a quanto rappresentato nelle Figg. 3, 4, 5 e 6 è evidente che la colata si è costruita ed evoluta nella parte medio-alta del bacino del Torrente Racinazzo; quando ha raggiunto il viadotto stradale a monte dell'autostrada (Fig. 2) il flusso era già caratterizzato da un consistente volume (migliaia di mc) e da notevole velocità in quanto ha originato una cascata di fango che si è sparsa a ventaglio ricadendo nella sottostante valle.

Fenomeni simili sono avvenuti nei valloni interessati da alcune colate di fango a monte di Sarno nel maggio 1998. Certamente dalla cascata fino al mare il flusso non si è mai fermato ma ha inglobato moltissimi massi di rocce metamorfiche.

L'impronta lasciata dal passaggio del flusso consente di ricostruire l'altezza della parte frontale della colata stimata in 8-10 m (Figg. 6 e 7) a monte dell'Autostrada. La parte basale del flusso, fino a 2 m circa d'altezza, deve essere stata particolarmente ricca di massi.

La parte sommitale e la parte centrale, che seguivano il fronte del flusso, devono essere state prevalentemente fangose. La parte terminale della colata doveva essere rappresentata da un fluido fangoso molto acquoso.

La velocità della colata nella zona d'impatto con i piloni dell'autostrada può essere stimata di varie decine di km/h e la portata massima della parte frontale è valutata tra 1000 e 2000 mc/sec.

Il volume del flusso è aumentato fino al viadotto autostradale in quanto nell'area valliva attraversata si ha solo l'evidenza dell'inglobamento di detriti, suolo, vegetazione e manufatti. L'accumulo dei detriti è avvenuto

a valle dell'autostrada dove la colata si è espansa nella pianura alluvionale caratterizzata da un'inclinazione nettamente inferiore a quella della valle (Figg. 11, 12 e 13). La parte terminale dell'alveo del Torrente Racinazzo in corrispondenza dell'abitato, con una sezione variabile ma, comunque, inferiore a 40-50 metri quadri, era stata "intubata" negli anni precedenti per ricavare parcheggi. Il flusso fangoso-detritico, quando è giunto a ridosso dell'abitato, scorreva fuori alveo occupando una sezione di almeno 150-170 metri quadri (Figg. 11, 12 e 13). I detriti hanno subito intasato la sezione torrentizia per cui il flusso è defluito al di sopra del piano campagna urbanizzato. Il rallentamento del flusso ha determinato l'accumulo di grandi volumi di detrito e grossi massi costituenti la parte frontale della colata; la parte mediana e terminale del flusso ha proseguito la sua corsa verso mare occupando anche le strade laterali, come la strada statale colmandola con 2-3 metri di fango, detriti, tronchi d'albero, carcasse di autoveicoli ecc., che hanno invaso anche i locali siti al piano terra (Fig. 13). Vari edifici sono stati distrutti e danneggiati dal fronte della colata che ha raggiunto il mare trascinando molti grossi massi che hanno danneggiato le strutture portanti in calcestruzzo armato di un edificio costruito in sinistra orografica (Figg. 13, 14 e 15).

In base alle impronte del fango e agli oggetti deposti ai primi piani di alcune abitazioni (anche una carcassa d'auto) è possibile ricostruire l'altezza del flusso, circa 4 m, mentre transitava tra gli edifici costruiti sul mare (Figg. 14, 15 e 16). Molti grossi massi sono stati deposti a qualche decina di metri dal mare, a testimonianza che la colata doveva ancora avere una notevole energia.

Queste evidenze indicano che la maggior parte del volume del detrito prevalentemente fangoso è stato trasportato in mare dove avrà contribuito a costruire una conoide sommersa come accadde a Vietri Sul Mare che fu devastata da colate di fango e detriti nell'ottobre del 1954 (Fig. 19).

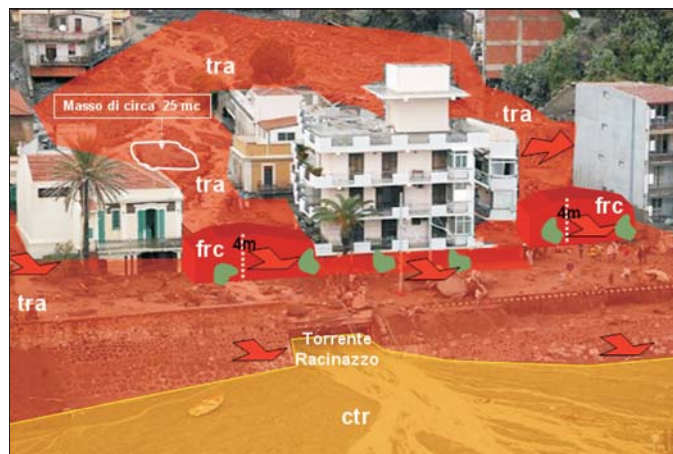


Figura 13 – Ricostruzione degli effetti provocati dalla colata tra l'autostrada e il mare nell'area abitata di Scaletta Zanclea Marina. tra= area interessata dal transito veloce e dal successivo accumulo di detriti comprendenti massi di grandi dimensioni; frc= ricostruzione della morfologia del fronte della colata (alta circa 4 m) mentre transitava tra gli edifici inglobando grossi massi di roccia (in verde) che hanno lesionato le strutture portanti dell'edificio; ctr= conoide di detriti accumulati dal Torrente Racinazzo dopo il transito della colata che ha trasportato la maggior parte dei detriti in mare.



Figura 14 – Ricostruzione dell'altezza e della potenza della colata a poche decine di metri dalla spiaggia. Sono evidenti i danni arrecati dai grossi massi inglobati nella colata alle strutture portanti in c.a. dell'edificio multipiano. Foto Zancle.it.



Figura 15 – Ricostruzione dell'altezza e della potenza della colata ed evidenziazione del notevole volume di fango deposto a poche decine di metri dalla spiaggia. Foto Zancle.it.

Il volume dei detriti (prevalentemente fango e detriti lapidei) deposti tra l'Autostrada e l'area abitata è stimato in almeno 20.000-30.000 mc. Considerando i detriti trasportati in mare, (figure 20 e 21) il volume, molto probabilmente, è almeno il doppio.

In base alle testimonianze raccolte, si ritiene che vi sia stata una colata fangoso-detritica principale molto potente e veloce e

alcune colate successive meno potenti.

I dati esposti sinteticamente evidenziano che la distruzione di Scaletta Zanclea Marina è stata causata da una disastrosa colata fangoso-detritica, costruitasi ed evoluta lungo la valle del Torrente Racinazzo, alimentata da molte decine di colate di fango che hanno interessato i versanti della parte medio alta del bacino imbrifero. Se non vi fossero state queste ultime, non si sarebbe potuto originare un flusso tanto potente e disastroso che, in alcune decine di secondi, ha percorso il fondovalle investendo rovinosamente Scaletta Zanclea Marina.

In conclusione, è accertato che la distruzione di Scaletta Zanclea Marina è da attribuire alla colata fangoso-detritica veloce e potente e non a una piena idrica originata dall'acqua che affluiva nel fondovalle (Fig. 18).

Se non vi fosse stata la tombatura dell'alveo nell'area abitata, il disastro si sarebbe verificato ugualmente, come prima evidenziato dal fatto che il flusso rapido e potente occupava una sezione notevolmente più grande rispetto a quella dell'alveo regimentato. Il disastro si sarebbe evitato solo se il Torrente Racinazzo avesse avuto a sua disposizione, alla foce, una sezione torrentizia utile di almeno 150-170 metri quadrati, vale a dire un alveo ampio almeno 40 m.

Il Torrente Racinazzo nell'ottobre 2007 fu interessato da un grave evento alluvionale che fu innescato da decine di colate di fango lungo i versanti (Fig. 16). La potenza della colata fangosa detritica che si mobilizzò lungo l'asta torrentizia non fu tale da consentire l'inglobamento dell'ingente quantitativo di enormi massi che invece ha caratterizzato la colata del 1° ottobre 2009.

È da tenere presente che le colate di fango si sono originate lungo i versanti e sono state alimentate dal suolo e dalla parte alterata del substrato e hanno trascinato la vegetazione d'alto fusto avente le radici sviluppate nel suolo. Anche molti terrazzi agricoli sono stati inglobati dalle colate di fango lungo i versanti.



Figura 16 – La foto in alto evidenzia l'impatto determinato dall'evento alluvionale dell'ottobre 2007, simile ma non così disastroso come l'evento del 1° ottobre 2009 (foto in basso), nell'area attraversata dall'alveo del T. Racinazzo dove è ubicato l'edificio indicato con la lettera A. Foto Zancle.it.

La colata fangosa detritica del Torrente Racinazzo rappresenta un fenomeno simile a quello che interessò il Torrente Bonea a Vietri sul Mare, in Provincia di Salerno nell'ottobre 1954.

Quest'ultimo evento fu innescato da precipitazioni piovose più abbondanti (oltre 500 mm in circa 16 ore) di quelle che hanno determinato la mobilitazione della colata del Torrente Racinazzo; le colate detritiche furono alimentate da decine di colate di fango che denudarono decine di ettari di versanti boscati. L'enorme volume (circa 500.000 mc) di sedimenti depositi alla foce originarono in poche ore un'ampia e pronunciata conoide (Fig. 19).

CHE FARE?

I versanti del bacino imbrifero che hanno alimentato le colate di fango sono vasti molte migliaia di ettari e non è possibile, su gran parte di essi, realizzare una stabilizzazione del suolo e della coltre alterata sottostante. Nemmeno il ripristino della vegetazione e il semplice terrazzamento garantiscono la stabilizzazione della copertura instabile.

I bacini imbriferi con versanti inclinati da 30 a 40 gradi, caratterizzati da una copertura con scadenti caratteristiche geotecniche, non ancorata nel substrato roccioso, a sua volta potenzialmente instabile perché costituito da ammasso metamorfico variamente fratturato al tetto, in occasione di eventi piovosi consistenti diluiti in alcuni mesi, seguiti da eventi particolarmente intensi (alcune centinaia di mm in poche ore) e concentrati, possono innescare decine di eventi franosi tipo colate rapide di fango e detriti.

L'enorme volume di fango e detriti che può affluire nel fondovalle può innescare un flusso rapido che rapidamente assume volume e velocità sorprendenti come accaduto il 1° ottobre 2009.



Figura 17 – La foto in alto illustra il tratto terminale del Torrente Divieto in corrispondenza del viadotto della strada statale e della copertura realizzata alcuni anni fa "a salvaguardia del rischio idrogeologico", come si evince dalla tabella relativa ai lavori durante l'alluvione dell'ottobre 2007 (foto in basso). Quest'ultimo evento provocò esondazione, trasporto e accumulo di fango, detriti e alberi sulla sede stradale che danneggiarono numerose abitazioni. Foto Zancle.it.



Figura 18 – A sinistra è riportata la ricostruzione dell'evento pubblicata dal "Corriere della Sera on line" che attribuisce erroneamente l'evento a una piena idrica che ha trascinato i detriti. Sulla stessa foto, a destra, è riportata la ricostruzione del fenomeno rappresentato da una rapida e potente colata fangoso-detritica.

L'esperienza impone di rivedere immediatamente la pericolosità idrogeologica di tali bacini minori che incombono su aree abitate e infrastrutture di importanza strategica in relazione alla prevedibile evoluzione dell'assetto morfologico di versante e delle aste torrentizie.

Alla luce di quanto accaduto, forti perplessità sorgono nei confronti dei piani geologici redatti a supporto della pianificazione urbanistica e delle relazioni idrogeologiche, idrauliche e strutturali inerenti alle scelte progettuali per l'ubicazione e la costruzione di ponti e/o viadotti, con particolare riferimento alle pile posizionate in alvei di aste torrentizie. Sarebbe indispensabile una rivisitazione di tutte quelle



Figura 19 – Modificazione della morfologia costiera della spiaggia di Marina di Vietri sul Mare dopo l'evento alluvionale del 25 ottobre 1954. Una parte dei detriti si sedimentò nei fondali del Golfo di Salerno.

strutture che potrebbero essere soggette ad azioni eccezionali dovute a fenomeni naturali, come urti per effetto di cadute di massi, colate detritiche, colate fangose, ecc...

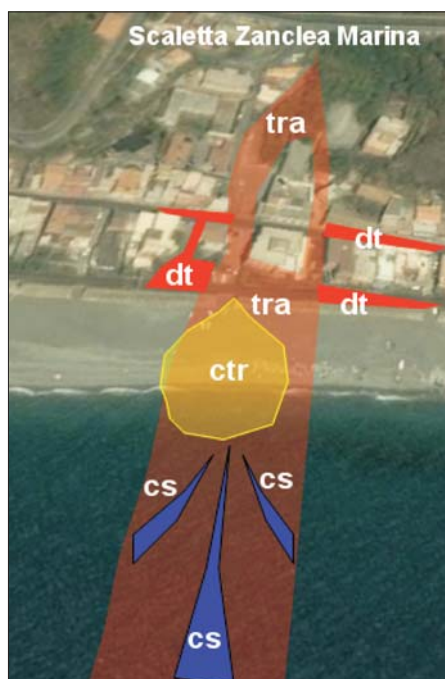


Figura 20 – Effetti geoambientali della colata incanalatasi nel Torrente Racinazzo. tra= area interessata dal transito veloce e dal successivo accumulo di detriti comprendenti massi di grandi dimensioni; dt= accumulo di detriti nelle strade, all'interno degli edifici e sulla linea ferroviaria; cs= conoide sommersa originata dall'accumulo dei detriti trasportati in mare dalla colata (la delimitazione è indicativa); ctr= conoide di detriti accumulati dal Torrente Racinazzo dopo il transito della colata.

Particolare attenzione occorre porre alla valutazione delle azioni dovute agli urti da utilizzare nelle applicazioni delle schematizzazioni di calcolo dei piloni e/o spalle da ponte e/o ai loro sistemi di protezione:

sistemi di protezione che, mai come in questo caso, sono da ritenersi essenziali per la mitigazione del rischio nei confronti delle opere esistenti.

Per un'ottimizzazione dei sistemi di protezione, in ogni caso risulta indispensabile uno studio del percorso di caduta massi, una campagna d'indagine finalizzata alle analisi di caduta massi e al trasporto dei massi inglobati in colate detritiche, un'analisi del possibile aspetto fisico della colata di detrito e della zona di arresto della colata.

Per una migliore quantificazione delle azioni da adottare per simulare gli effetti dovuti a urti di massi rocciosi su strutture resistenti, sarebbe opportuno effettuare delle indagini scientifiche-probabilistiche-sperimentali finalizzate alla valutazione della forza d'impatto di un masso e/o di colate detritiche, al fine di individuare i possibili interventi di difesa e ben dimensionare le strutture resistenti.

In mancanza di studi specifici, nell'immediatezza della problematica e, tenendo conto che, in genere, i piloni da ponte sono da considerarsi a sostegno di opere pubbliche strategiche con finalità anche di protezione civile e suscettibili di conseguenze rilevanti in caso di collasso, preso atto anche delle possibili implicazioni economiche e sociali che

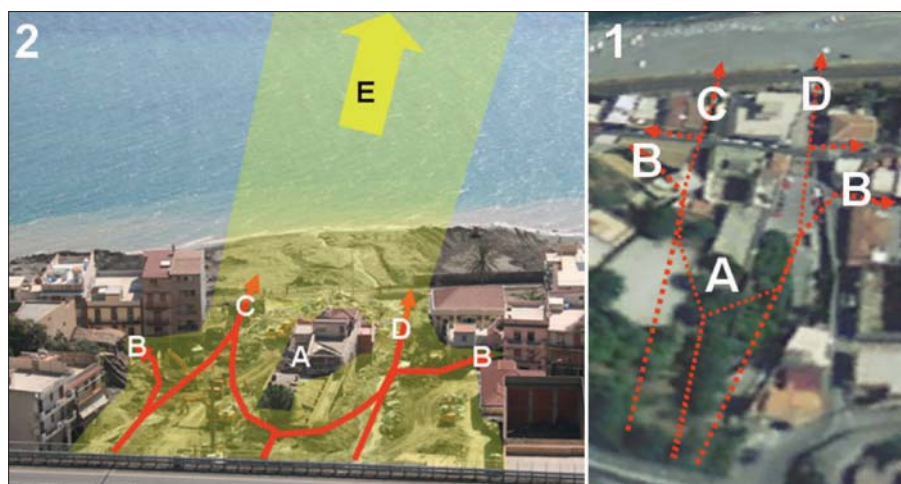


Figura 21 – La foto 1 illustra la parte di Scaletta Zanclea Marina devastata dalla colata fangoso-detritica incanalatasi nella valle del Torrente Racinazzo prima dell'evento del 1° ottobre 2009. La foto 2 (da Zancle.it) illustra la stessa area dopo il disastro. In giallo trasparente è indicata l'area emersa e sommersa interessata dal transito della colata e dal deposito dei detriti. A= edificio che ha funzionato da "sparti colata" suddividendo il flusso fangoso-detritico in due rami. B= flussi laterali che hanno invaso le vie dell'abitato; C= flusso in sinistra orografica; D= flusso in destra orografica; E= area sommersa interessata dal transito del flusso che deve essersi disperso nello Ionio.

ne potrebbero derivare, gli scriventi in via di prima approssimazione, ai fini di una schematizzazione statica equivalente dell'urto, suggeriscono di adoperare una forza variabile da 80.000 kg a 400.000 kg, a seconda delle dimensioni del masso roccioso più probabile che possa investire l'opera di protezione, associando la forza minore a massi di dimensioni di circa 1mc per giungere al valore più alto per massi di circa 20mc.

Per quanto riguarda il Torrente Racinazzo, è già stato proposto di utilizzare l'ampia sezione torrentizia occupata dalla colata come sezione da sistemare definitivamente, accompagnata dall'adeguamento dei viadotti della strada statale e della ferrovia (Fig. 22). Tra gli interventi da realizzare al fine di mettere in sicurezza l'area abitata e le infrastrutture dell'area costiera, la naturale morfologia dei luoghi suggerisce che, là ove il torrente si allarga e la pendenza diminuisce, ben si adatta la realizzazione di una "piazza di deposito" (eventualmente approfondita in scavo con opportuna pendenza di fondo) tesa ad arrestare prima della zona urbanizzata i materiali solidi, lapidei e vegetali trasportati da ulteriori e possibili colate future di tipo detritico e/o fangose che potrebbero interessare l'asta torrentizia del Torrente Racinazzo.

Senza voler entrare ulteriormente nel merito, la presenza di un'area a bassa pendenza facilmente ricavabile ove l'alveo torrentizio si allarga, comporterebbe la diminuzione di velocità del flusso determinando il deposito del materiale trasportato o l'arresto delle colate detritiche.

L'ideale sarebbe che ciò venisse realizzato inserendo al lato valle una barriera ai detriti con briglia a pettine centrale, non priva di strada di accesso laterale per consentire l'asportazione dei detriti.

Una soluzione alternativa, come inizialmente riportato, sarebbe quella di liberare to-

talmente la zona della conoide dai manufatti presenti (Fig. 22) provvedendo alla sistemazione della zona di conoide e alla realizzazione di rampe laterali di accesso per consentire la pulizia dei detriti.

Entrambi i tipi di sistemazione dovrebbero essere comunque supportate dalla rimodellazione altimetrica della strada statale e della ferrovia esistente, come innanzi segnalato. L'area, eventualmente interessata da questi interventi difensivi, potrebbe essere inserita nel contesto urbano come area di verde attrezzato fruibile nei giorni non piovosi.

Ovviamente anche la realizzazione di potenti briglie selettive al fine di catturare i massi a monte, prevedendo naturalmente un sistematico piano di manutenzione, è da ritenersi di importanza strategica per la mitigazione del rischio di crollo (per effetto di colate detritiche) dei fabbricati e/o di possibili manufatti.

Questo perché si è dell'avviso che la colata di fango, nella fattispecie, senza l'apporto detritico/massivo, molto difficilmente avrebbe prodotto i danni riscontrati sui fabbricati.

In casi del genere, i fabbricati più vulnerabili sono indubbiamente quelli a numero ridotto di piani 1-2, mentre quelli più idonei a contenere colate di fango risultano i fabbricati multipiano. Ciò perché per fabbricati multipiano, sia essi con struttura muraria che con struttura in c.a., le dimensioni dei pilastri e/o dei setti murari suscettibili a essere investiti da colate si presentano con inerzia più grande di quelli a tipologia bassa, anche perché la resistenza a taglio e/o il momento ultimo delle sezioni resistenti è maggiore per quegli elementi strutturali sottoposti a carico verticale maggiore.

Nel caso specifico, sono riscontrabili diversi manufatti bassi che, pur essendo potenzialmente più vulnerabili e ubicati nell'area di influenza della conoide, hanno ben resistito



Figura 22 – Proposta schematica di messa in sicurezza dell'abitato di Scaletta Zanclea Marina. a= Nuovo alveo regimentato del T. Racinazzo; b= Alveo per lo smaltimento di eventuali flussi fangoso-detritici; c = Nuovo viadotto della linea ferroviaria; d= Nuovo viadotto della strada statale.

alla velocità della colata (vedi Fig. 21) perché investiti prevalentemente da una colata a componente acquosa fangosa con detriti centimetrici contenuti.

Laddove, invece, la colata inglobava molti detriti multidecimetrici e/o grossi massi, i fabbricati, indipendentemente dal numero di piani da cui erano costituiti, hanno subito

danni catastrofici irreversibili (vedi Figg. 13, 14 e 15) per effetto dell'urto dei detriti sugli elementi strutturali e/o sulle tompagnature. Sempre nell'area di specifico interesse, sono presenti fabbricati di cinque piani che ben hanno retto alla velocità della colata, perché non investiti da massi rocciosi ma soltanto dalla colata fangosa.



Figura 23 – Principali effetti causati dall'evento del 1° ottobre 2009 tra il Torrente Racinazzo (in giallo trasparente) e il Torrente Divieto (in verde trasparente). A= Area interessata dal transito e deposito di detriti della colata fangoso-detritica; B= area interessata dall'accumulo di detriti da parte del Torrente Divieto.



Figura 24 – Colata di fango innescatasi ed evoluta invadendo la strada statale, nell'ottobre 2007, lungo il breve ma ripido versante incombente su Scaletta Zanclea Marina tra il Torrente Racinazzo e il Torrente Divieto. Il flusso ha inglobato molti alberi d'alto fusto. Foto Zancle.it.



Figura 25 – Colata di fango innescatasi ed evoluta invadendo la strada statale e la linea ferroviaria, il 1° ottobre 2009, lungo il breve ma ripido versante incombente sul mare in corrispondenza di Capo Scaletta. Foto Vigili del Fuoco.

In definitiva, gli scriventi sono del parere che i danni alle strutture sono da attribuire ai detriti presenti nella colata e non alla piena idrica perché laddove non si è avuto l'impatto con blocchi detritici, la matrice liquido/fangosa, così come è stato possibile accertare sul posto, pur arrecando danni ai fini dell'abitabilità, non ha prodotto danni irreversibili alle strutture, essendo stato l'effetto su di esse abbastanza contenuto.

L'edificio di quattro piani ubicato nella conoide tra la strada statale e la ferrovia, pur essendo protetto a lato monte da un manufatto più basso (edificio delle suore) che egregiamente si è comportato nei confronti del flusso di colata, è stato seriamente danneggiato tanto da richiederne l'abbattimento.

A rigore di logica, all'edificio a monte in posizione centrale che ha agito da "struttura sparti colata", è stata trasmessa direttamente sotto forma di energia d'urto l'intera velocità della colata. Questo edificio ben ha retto all'impatto della colata perché, fortunatamente, non ha subito l'impatto di massi detritici.

L'edificio di quattro piani, più a valle, disposto ai margini dei due rami di colata, avendo subito azioni molto più moderate rispetto a quello precedente, giacché avrebbe subito simultaneamente un'azione normale



Figura 26 – A sinistra alveo della Fiumara di Giampileri Superiore, a destra alveo del Torrente Itala completamente colmati di detriti (A) e dopo il ripristino della sezione torrentizia (B).

(molto contenuta) per effetto della pressione idrostatica delle colate ai due lati dell'edificio e ad un'azione tangenziale (molto contenuta) per effetto dello scorrimento, non poteva essere assolutamente danneggiato se non fosse stato investito da enormi massi metrici.

Si è dell'opinione che, pur essendo la velocità della colata lungo l'asta torrentizia, abbastanza elevata, in gran parte dell'area di conoide la velocità è stata di pochi m/s, stimabile in circa 3 m/s. Questo perché per velocità maggiori, i manufatti bassi di 1-2 piani sarebbero collassati in modo istantaneo indipendentemente dalla tipologia strutturale, ove per velocità dell'ordine di 4-5m/s sui

fabbricati in muratura si sarebbero registrati seri danni ai setti murari e per fabbricati in c.a. si sarebbero manifestati rotture dei tamponi in laterizio.

Logicamente, per velocità più alte, mediamente superiori ai 10 m/s, anche i fabbricati in c.a. collassano nella loro struttura portante; fermo restando, si ribadisce, che al crescere del numero di piani le velocità di collasso aumentano indipendentemente dalla tipologia strutturale dei fabbricati.

Anche il tratto terminale del Torrente Divieto deve essere adeguatamente sistemato ampliando lo sbocco in mare ed eliminando le strozzature e la tombatura che, nonostante le

buone intenzioni dichiarate nella tabella dei lavori che sono stati eseguiti alcuni anni fa, hanno reso possibile l'esondazione di acqua e detriti (Fig. 23).

Sulla fascia costiera densamente urbanizzata e interessata da infrastrutture di importanza strategica come l'autostrada Messina-Catania, la strada statale e la linea ferroviaria costiera ionica, incombe il versante ripido, parallelo al mare, che già con l'evento del 2007 e anche con quello del 1° ottobre 2009 (Figg. 24 e 25) ha contribuito ad aumentare i danni alle cose e alle persone a causa di diverse colate di fango che hanno determinato danni e l'interruzione delle stra-



Figura 27 – Rappresentazione schematica degli effetti geoambientali principali causati dagli eventi alluvionali del 2007 (E) e del 1° ottobre 2009 (A, B, C, D): A= area devastata dalla colata fangoso-detritica del Torrente Racinazzo; B= area interessata dall'accumulo di detriti trasportati dal Torrente Divieto; C= alveo del Torrente Itala colmato di detriti; D= colata di fango che ha interessato la strada statale e la linea ferroviaria travolgendo un furgone; E= colata di fango che ha invaso la strada statale nell'ottobre 2007. Individuazione schematica dei principali pericoli geoambientali che possono interessare Scaletta Zanclea Marina in concomitanza con eventi piovosi molto consistenti come verificatosi tra settembre e il 1° ottobre 2009: F= area d'innescio ed evoluzione di colate di fango lungo i ripidi versanti; G= colate fangoso-detritiche incanalate.

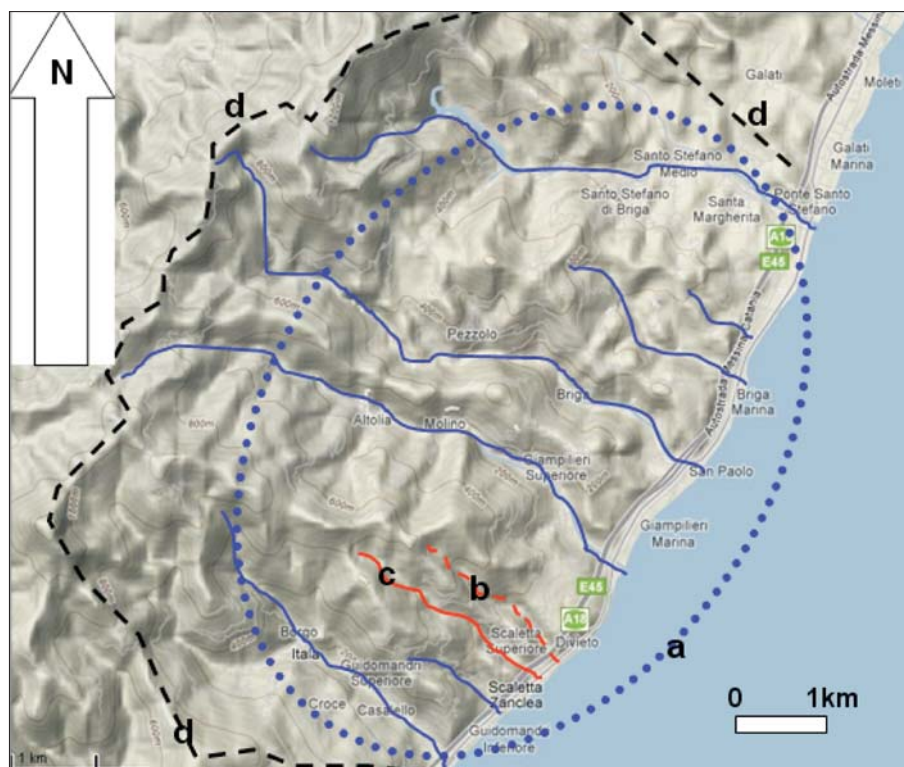


Figura 28 – a= area epicentrale dei principali effetti geoambientali causati dalle precipitazioni piovose del 1° ottobre 2009, già interessata da abbondanti piogge durante il precedente mese di settembre. Nell'area si sono verificate centinaia di colate rapide di fango innescatesi ed evolute lungo i ripidi versanti che hanno mobilitato complessivamente centinaia di migliaia di metri cubi di fango e detriti. b= Torrente Divieto interessato da deflusso di acqua e detriti che sono esondati in corrispondenza dell'abitato di Scaletta Zanclea Marina. c= Torrente Racinazzo interessato dal deflusso incanalato di una potente colata fangoso-detritica che ha devastato parte dell'abitato costiero. d= Spartiacque dei vari bacini imbriferi interessati dall'evento piovoso del 1° ottobre 2009.

de e della ferrovia. Altri corsi d'acqua torrentizi minori (es. il Torrente Itala) attraversano la fascia urbanizzata e devono essere messi in sicurezza (Figg. 26 e 27).

CONCLUSIONI

Gli eventi verificatisi il 1° ottobre 2009 hanno interessato un'area ristretta di circa 50 chilometri quadrati (circa 7x7 km). I fenomeni più devastanti sono stati rappresentati da centinaia di colate di fango innescatesi lungo i versanti dell'area epicentrale e dalla colata fangoso-detritica del Torrente Racinazzo.

Nel bacino imbrifero del Torrente Divieto, parallelo al Racinazzo e distante alcune centinaia di metri, si sono verificate numerose colate di fango lungo i versanti; un flusso di acqua e detriti consistente ha provocato l'esondazione nell'area di foce in corrispondenza della tombatura dell'alveo (Fig. 28).

Le vittime e i danni principali sono da attribuire a tali fenomeni.

Nella zona di Scaletta Zanclea le colate di fango sono state devastanti lungo il loro veloce percorso che ha interessato i versanti, inclinati da circa 30 a circa 45 gradi nelle zone d'innescamento delle frane, e le fasce pedemontane di raccordo con i fondovalle dove hanno continuato a inglobare terreno, vegetazione, terrazzamenti e altri manufatti.

Le colate di fango innescatesi ed evolute lungo i brevi versanti incombenti sulla fascia costiera urbanizzata hanno invaso la

sede stradale, quella ferroviaria e qualche costruzione.

La corretta ricostruzione degli eventi idrogeologici e la valutazione della loro potenza forniranno utili indicazioni per la realizzazione di interventi di messa in sicurezza e di difesa dei cittadini, attivando idonei piani che consentano, almeno, di limitare danni alle persone.

L'evento piovoso del 1° ottobre 2009, che ha causato i principali effetti al suolo caratterizzanti l'area epicentrale, è un fenomeno simile a quelli che hanno provocato distruzione e centinaia di vittime nell'area compresa tra Salerno, Maiori e Cava dei Tirreni nell'ottobre 1954, nella zona tra Sarno, Quindici e Bracigliano nel maggio 1998, nella Versilia-Garfagnana nel giugno 1996, tutti caratterizzati da una dichiarata "imprevedibilità" ed estrema violenza nel determinare migliaia di fenomeni franosi, quali colate rapide di fango e detriti lungo i versanti. La diffusa antropizzazione e urbanizzazione del territorio trasforma ineluttabilmente questi eventi naturali in catastrofi.

La morfologia e la rete idrografica del territorio interessato dall'evento piovoso del 1° ottobre 2009 (Fig. 29) è stata favorevole a una suddivisione in vari bacini imbriferi dell'acqua di ruscellamento che è stata rapidamente smaltita in mare da numerose aste torrentizie drenanti bacini stretti e allungati di limitate dimensioni.

Le numerosissime colate di fango che hanno raggiunto i corsi d'acqua hanno reso

disponibili in poche decine di minuti migliaia di metri cubi di detriti lapidei e di tronchi d'albero d'alto fusto che hanno determinato il veloce colmamento, quasi totale, delle sezioni torrentizie specialmente in corrispondenza dei viadotti.

Le aste torrentizie delle fiumare principali hanno determinato limitati problemi grazie al fatto che gli afflussi meteorici principali sono precipitati sulla parte di territorio drenata dai piccoli bacini imbriferi.

L'impossibilità, per vari motivi, di mettere in sicurezza preventivamente tutte le aree, ubicate in bacini o lungo versanti con caratteristiche geoambientali simili a quelle che caratterizzano le aree sopra ricordate, che, potenzialmente, possono essere interessate da tali micidiali fenomeni, deve indurre a organizzare un'ideale "difesa" per limitare, almeno, i danni alle persone.

Considerando che la pioggia che cade sul suolo non innesca immediatamente i fenomeni franosi rapidi e la canalizzazione dei detriti, vi sono, in genere, diversi giorni individuabili come "periodo di attenzione" e, successivamente, per identificare la possibile fase di imminente pericolosità catastrofica del fenomeno idrologico in atto, vi sono sempre diverse decine di minuti utili.

Ciò consente di attivare piani dettagliati di protezione civile al fine di consentire la salvaguardia di vite umane.

Naturalmente ciò è possibile se sono state attivate reti di misura in tempo reale delle precipitazioni e delle deformazioni in atto a cui sono associati sperimentati piani di allarme e di protezione civile predisposti in relazione alle differenti caratteristiche morfologiche, idrogeologiche, di antropizzazione e urbanizzazione. Le indagini in corso evidenziano che le aree epicentrali degli effetti al suolo causati dagli eventi tipo quello del 1° ottobre 2009 sono di dimensioni limitate, variabili da circa 50 kmq a circa 70 kmq; all'esterno di tali aree le precipitazioni, di solito, sono del tutto normali e non preoccupanti.

Ne discende che una moderna rete di monitoraggio idrologico in tempo reale, da installare nelle aree potenzialmente interessate da eventi piovosi simili a quello del 1° ottobre 2009, deve essere molto fitta con almeno una stazione di misura per centro abitato e non per comune (il territorio comunale, infatti, comprende spesso varie frazioni ubicate in siti con differenti ma significative diversità morfologiche e orografiche).

Gli autori della presente nota sono convinti che il costo contenuto della rete di controllo idrologico e geoambientale, di evoluzione dello stato deformativo del suolo e/o del sottosuolo e dei piani di protezione dei cittadini, non intralcerà questa concreta possibilità di incrementare la sicurezza e la tutela delle persone.

Ricostruzione dei trend di piovosità e temperatura dal 1921 al 2002 in Sicilia. Primi risultati

GIUSEPPE BASILE
Geologo, Dirigente del Servizio Rischi Idrogeologici e Ambientali del Dipartimento della Protezione Civile della Regione Siciliana
g.basile@protezionecivilesicilia.it

MARINELLA PANEBIANCO
Architetto, Responsabile del Sistema Informativo Geografico Idrogeologico del Dipartimento della Protezione Civile della Regione Siciliana
m.panebianco@protezionecivilesicilia.it

PREMESSE

Gia da qualche anno, la comunità scientifica internazionale ha posto l'accento sul problema dei cambiamenti climatici a scala planetaria, la cui più evidente manifestazione consisterebbe nel progressivo e costante aumento della temperatura dell'aria.

È palese che l'aumento della temperatura, che è solo il fenomeno più avvertito, si accompagna a una serie di altri cambiamenti collegati al complesso sistema meteo-climatico, quali la distribuzione e l'ammontare complessivo delle precipitazioni piovose e le modificazioni del livello e della temperatura dei mari che, a loro volta, comportano importanti ricadute sull'intero ecosistema, nonché, probabilmente, sull'evoluzione climatica medesima.

Sulle cause di tali cambiamenti climatici non vi è ancora un accordo pieno; infatti, sebbene i rapporti dell'IPCC focalizzino le responsabilità del riscaldamento globale sull'emissione dei "gas serra", e quindi sui processi antropici, alcuni scienziati ritengono prematuri o non convincenti tali argomentazioni.

In ogni caso, gli effetti del riscaldamento globale coinvolgono ciascun aspetto della vita sul pianeta: nelle regioni meridionali, tra l'altro, un aspetto preoccupante è quello del rischio di desertificazione (APAT 2006; Cacciamani *et alii* 2001; Salvati, Zitti 2008) e, più in generale, dei fenomeni meteorologici estremi che possono determinare rischi di natura idrogeologica.

Al riguardo, si ritiene utile riportare la sintesi contenuta nel documento dell'IPCC (2008): *"Increased precipitation intensity and variability are projected to increase the risks of flooding and drought in many areas. The frequency of heavy precipitation events (or proportion of total rainfall from heavy falls) will be very likely to increase over most areas during the 21st century, with consequences for the risk of rain-generated floods. At the same time, the proportion of land surface in extreme drought at any one time is projected to increase (likely), in addition to a tendency for drying in continental interiors during summer, especially in the sub-tropics, low and mid-latitudes."*

Studi effettuati in Italia hanno dimostrato che i dati climatologici di alcune stazioni ri-

tenute rappresentative mostrano un aumento delle temperature accompagnato a una diminuzione delle precipitazioni e del numero dei giorni piovosi, con conseguente aumento dell'intensità di precipitazione (Brunetti *et alii* 2000; Buffoni *et alii* 2003; Nanni *et alii* 2007).

Per comprendere in che modo tali variazioni sono distribuite nel territorio regionale della Sicilia, nella nota vengono prese in esame le variazioni della piovosità e della temperatura dell'aria e le loro distribuzioni spaziali utilizzando i dati pubblicati negli Annali Idrologici dal 1921 al 2002 di un numero significativo di stazioni.

Tale memoria si inserisce in un più ampio programma di attività, ancora in stato embrionale, che il Dipartimento della Protezione Civile della Regione Siciliana ha in corso per l'individuazione degli indicatori più consoni a rappresentare lo stato e la progressione del rischio idrogeologico in Sicilia, anche nell'ambito delle competenze che gli derivano dalla costituzione del Centro Funzionale Decentrato ai sensi della direttiva P.C.M. del 27 febbraio 2004.

CRITERI DELLO STUDIO

Per analizzare la situazione climatica in Sicilia, sono stati presi in considerazione i dati rilevati presso le stazioni meteorologiche dell'allora Servizio Idrografico Regionale e pubblicati sugli Annali Idrologici dal 1921 al 2002. Lo studio si è basato sui dati mensili di pioggia, raggruppati per trimestri così da poter valutare anche le variazioni stagionali dei trend, sui dati orari dell'intensità di pioggia e sui dati delle temperature medie mensili diurne.

Occorre subito evidenziare che esiste un serio problema di ricostruzione delle serie storiche a causa del non omogeneo funzionamento delle stazioni di misura, nel senso che molti impianti non hanno rilevato costantemente i dati.

Per garantire la significatività statistica, si è scelto di prendere in considerazione solo le stazioni di cui si disponeva di almeno 60 anni di registrazioni, anche se non consecutivi ma comunque tali da comprendere l'inizio e la fine della finestra temporale esaminata;

tale standard si abbassa per i dati sull'intensità di pioggia e per quelli sulle temperature (manchevoli anche per il numero di stazioni).

La determinazione dei trend deve basarsi sull'assenza di errori che disturbino il "segnale"; ciò vuol dire che bisognerebbe essere certi che non vi siano stati condizionamenti non climatici (per esempio, lo spostamento della stazione o il cambiamento dello strumento). Comunque, il fatto che i valori riportati sugli Annali Idrologici siano ricavati dalle letture manuali sui diagrammi sui quali avvenivano le registrazioni strumentali comporta già un'alta probabilità di errore.

In questo primo approccio alla tematica si è preferito non effettuare alcun intervento di integrazione numerica: gli unici accorgimenti seguiti sono stati quelli di:

- verificare che le stazioni non avessero subito spostamenti;
- verificare una buona copertura di dati agli inizi e alla fine del periodo considerato.

Tenuto conto di quanto detto, l'approssimazione dei trend con regressioni lineari è apparsa la più corretta in relazione alla quantità e qualità di dati disponibili, sebbene alle volte sembrano potersi intuire andamenti non lineari che potrebbero essere presi in considerazione solo in presenza di serie storiche più lunghe.

L'analisi svolta ha voluto dare una risposta ai seguenti quesiti:

- A) qual è stato l'andamento delle precipitazioni e delle temperature medie negli ultimi anni?
- B) è possibile comprendere se il cambiamento è omogeneo in tutti i mesi dell'anno?
- C) vi sono stati cambiamenti nell'intensità di pioggia?

Per le distribuzioni spaziali si è optato di utilizzare l'algoritmo del kriging lineare; infatti, le variazioni locali dei dati climatici dipendono fortemente dalla posizione geografica e dalla quota di ogni singola stazione e ciò si traduce in variogrammi sperimentali connotati da elevati scarti all'origine (*nugget effects*) che rilevano ancora di più l'insufficienza delle informazioni di base in un territorio, quale quello siciliano, caratterizzato da un'orografia articolata e da regimi climatici molto differenti.

RISULTATI DELL'ANALISI DELLE PRECIPITAZIONI

Dai valori mensili, è stata ottenuta una ricostruzione dell'andamento storico delle precipitazioni per trimestri e per anno. Complessivamente, per le 178 stazioni prese in considerazione e distribuite nel territorio regionale il trend lineare è negativo (Fig. 1), sebbene vi sia un leggero aumento delle piogge nel trimestre estivo (Fig. 2).

Il deficit medio regionale su base annua, spalmato sulla finestra temporale di 82 anni,

risulta pari a circa -80 mm mentre, valutato sulla media degli anni di effettivo funzionamento (73) delle stazioni, è pari a circa -147 mm (coefficiente angolare medio della regressione lineare = -2,01 mm/anno). I periodi più penalizzati sono quelli invernali

La distribuzione del bilancio delle precipitazioni totali annue su scala regionale viene mostrata nella Fig. 3 nella quale è evidente una generale diminuzione della piovosità in tutta la regione, tranne nella sua estremità sud-orientale.

Nel trimestre luglio-settembre, invece, si assiste ad un incremento della piovosità (Fig. 4) pari, in media, a + 13 mm.

In entrambi i casi la distribuzione geografica interessa in maniera irregolare il territorio regionale e non sembra dipendere dalla quota.

In Sicilia, alla diminuzione delle precipitazioni annue non corrisponde un aumento delle intensità orarie di pioggia, perlomeno fino al 2002.

Tale valutazione scaturisce dai dati delle

ANDAMENTO STORICO DELLE PRECIPITAZIONI TOTALI ANNUE IN SICILIA
(SCARTO DALLA MEDIA - DATI REGIONALI) - PERIODO 1921-2002

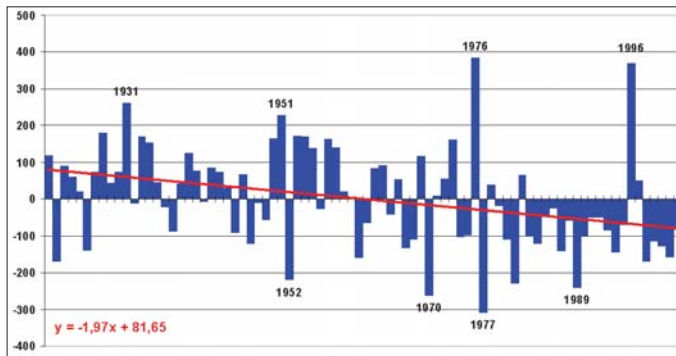


Figura 1 – Andamento della piovosità annua in Sicilia dal 1921 al 2002 (Fonte: elaborazione Basile & Panebianco, 2009).

ANDAMENTO TRIMESTRALE DEL TREND DI PIOVOSITÀ
(MEDIA REGIONALE)

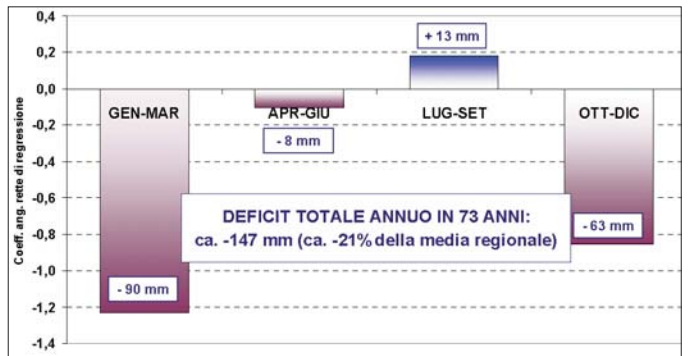


Figura 2 – Trend per trimestri della piovosità in Sicilia dal 1921 al 2002 (Fonte: elaborazione Basile & Panebianco, 2009).

TREND CLIMATICI NELLA REGIONE SICILIANA (1921-2002)
BILANCIO DELLE PRECIPITAZIONI TOTALI ANNUE
(DATI: ANNALI IDROLOGICI - ELABORAZIONI: DRPC-RIA)

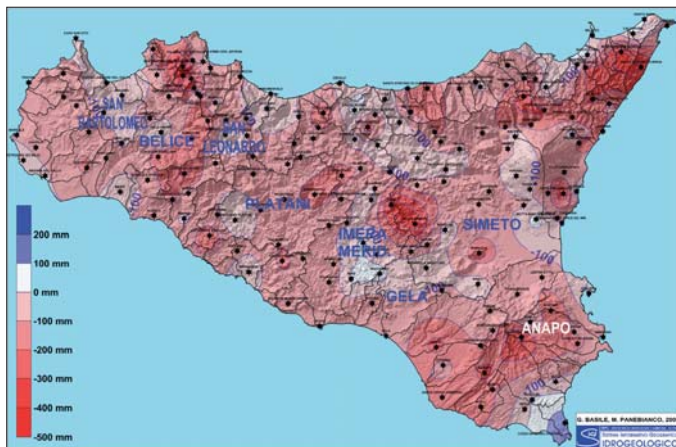


Figura 3 – Bilancio della piovosità annua in Sicilia dal 1921 al 2002.

TREND CLIMATICI NELLA REGIONE SICILIANA (1921-2002)
BILANCIO DELLE PRECIPITAZIONI NEL TRIMESTRE ESTIVO
(DATI: ANNALI IDROLOGICI - ELABORAZIONI: DRPC-RIA)

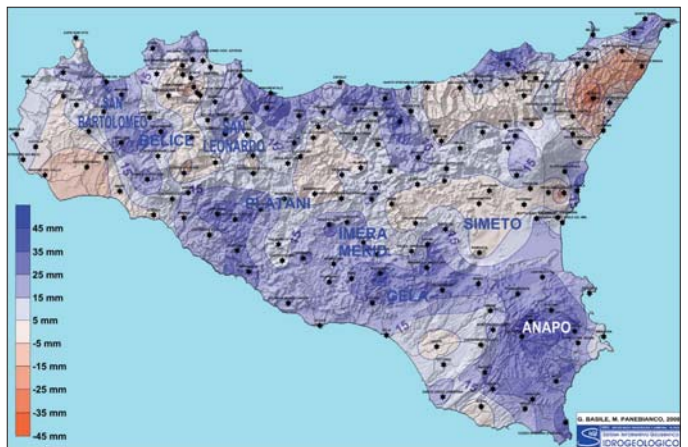


Figura 4 – Bilancio della piovosità nel trimestre estivo in Sicilia dal 1921 al 2002.

TREND DELL'ALTEZZA ORARIA DI PIOGGIA
(MEDIA REGIONALE)

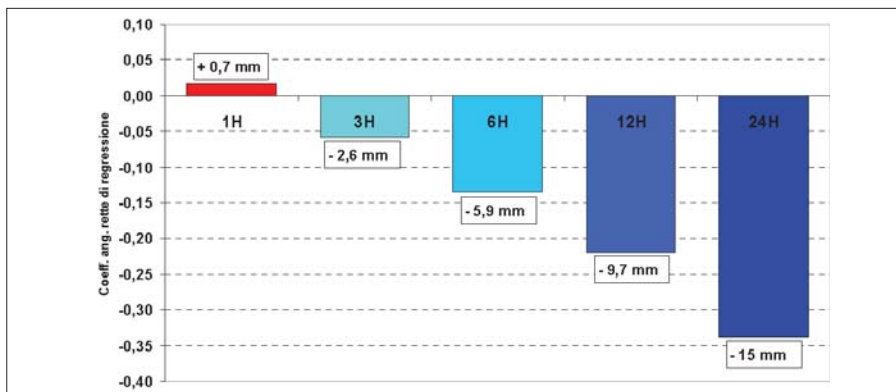


Figura 5 – Trend dell'altezza oraria di pioggia in Sicilia dal 1921 al 2002 (Fonte: elaborazione Basile & Panebianco, 2009).

altezze di pioggia a 1, 3, 6, 12, 24 ore riportati sugli Annali Idrologici piuttosto che dal numero di giorni piovosi, dato quest'ultimo di ancora più problematica rilevazione in quanto le sequenze storiche giornaliere sono affette da lacune informative piuttosto frequenti.

La progressione del trend nell'arco delle 24 ore viene mostrata nella Fig. 5 dalla quale si deduce che vi è un modesto incremento dell'intensità di pioggia a 1 ora (ca. +1 mm), mentre la tendenza diminuisce nel resto della giornata fino a circa -15 mm/24h; le distribuzioni regionali a 1 ora e alle 12 ore sono mostrate nelle Figg. 6 e 7.

TREND CLIMATICI NELLA REGIONE SICILIANA
COEFFICIENTI ANGOLARI DELLE ALTEZZE DI PIOGGIA (1H)
 (DATI: EX UIR - ELABORAZIONI: DRPC-RIA)

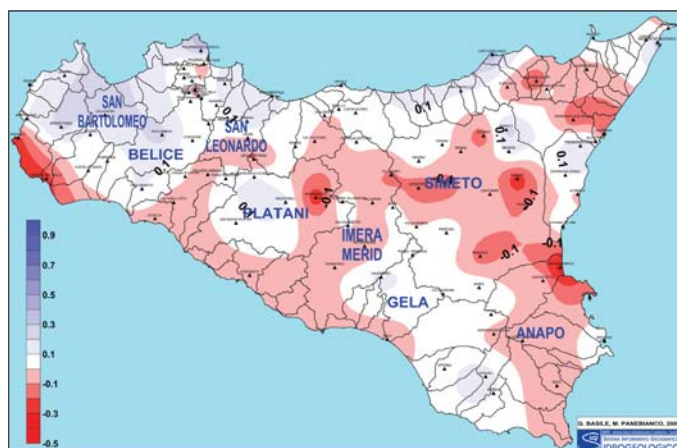


Figura 6 – Coefficienti angolari delle altezze di pioggia in 1h in Sicilia dal 1921 al 2002.

TREND CLIMATICI NELLA REGIONE SICILIANA
COEFFICIENTI ANGOLARI DELLE ALTEZZE DI PIOGGIA (12H)
 (DATI: EX UIR - ELABORAZIONI: DRPC-RIA)

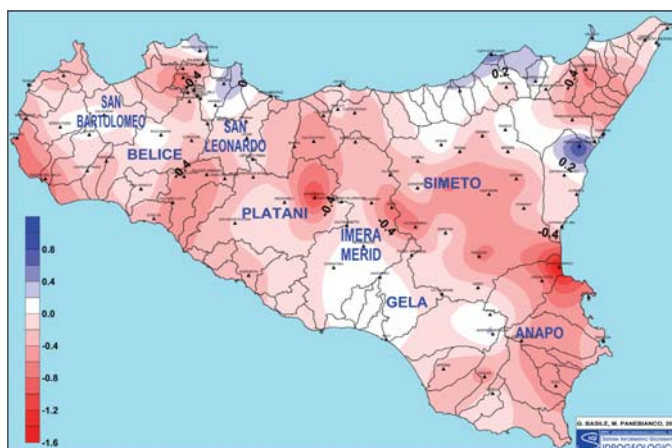


Figura 7 – Coefficienti angolari delle altezze di pioggia in 12h in Sicilia dal 1921 al 2002.

ANDAMENTO STORICO DELLA TEMPERATURA MEDIA ANNUA IN SICILIA
 (SCARTO DALLA MEDIA - DATI REGIONALI) - PERIODO 1924-2003

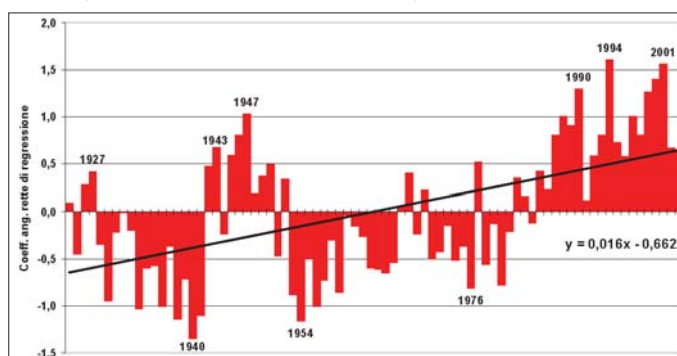


Figura 8 – Andamento della temperatura media annua in Sicilia dal 1924 al 2003 (Fonte: elaborazione Basile & Panebianco, 2009).

ANDAMENTO TRIMESTRALE DEL TREND DI TEMPERATURA
 (MEDIA REGIONALE)

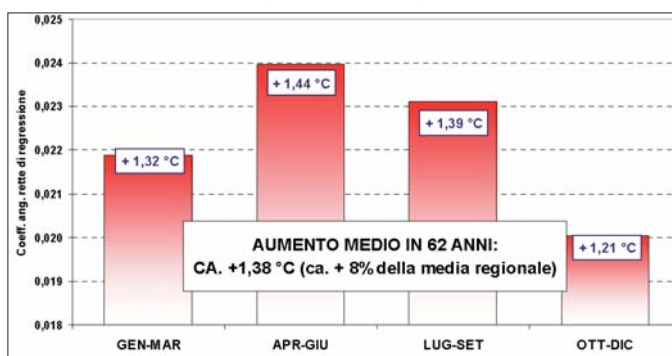


Figura 9 – Trend per trimestri della temperatura media in Sicilia dal 1924 al 2003 (Fonte: elaborazione Basile & Panebianco, 2009).

RISULTATI DELL'ANALISI DELLE TEMPERATURE

Il dato riguardante le temperature medie mensili dell'aria è riferito solo a 40 stazioni i cui dati sono compresi nel periodo 1924-2003. In questo caso, il trend delle medie annuali è positivo (Fig. 8) e la distribuzione per trimestri mostra un incremento nelle stagioni più calde (Fig. 9). L'incremento medio regionale su base annua, spalmato sulla finestra temporale di 80 anni, risulta pari a circa $+0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ mentre, valutato sulla media degli anni di effettivo funzionamento (62) delle stazioni, è pari a circa $+1,38\text{ }^{\circ}\text{C}$ (coefficiente angolare medio della regressione lineare = $0,022\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{anno}$).

La distribuzione sul territorio regionale del trend della temperatura media dell'aria è quello mostrato in Fig. 10 dalla quale si evince che l'aumento tendenziale è più spiccato nella fascia centro-meridionale (bacini del fiume Belice e del fiume Imera meridionale) e nella zona nord-orientale dell'Isola (monti Peloritani). Anche in questo caso, non sembra che la variazione della temperatura dipenda dalla quota.

CONCLUSIONI

L'analisi dei valori medi di piovosità e di temperatura dell'aria registrati nelle stazioni meteorologiche negli anni compresi tra il 1921 e il 2002 in Sicilia, ha mostrato, con riferimento alle linee tendenziali di tipo lineare e a meno di errori grossolani contenuti nei dati pubblicati, che:

- 1) vi è una sostanziale diminuzione delle piogge totali annue, con una leggera controtendenza

nel trimestre luglio-settembre; complessivamente, l'andamento tendenziale medio configura un decremento di circa 147 mm sul totale annuo;

- 2) l'altezza di pioggia da 1 a 24 ore non mostra apprezzabili incrementi nel periodo considerato; invece, si assiste a una decisa diminuzione dei quantitativi orari a partire dalle 3 ore e anche il dato riferito a 1 ora, in aumento comunque di una modesta quantità, non è distribuito in modo regolare sul territorio; è anche vero, però, che il numero di stazioni per le quali si hanno serie storiche statisticamente significative sulle altezze orarie è limitato;
- 3) le temperature medie dell'aria sulla terraferma sono in sensibile aumento in tutto l'arco dell'anno; la stima tendenziale mostra un incremento medio su scala regionale di circa $1,38\text{ }^{\circ}\text{C}$.

I risultati ottenuti, basati sulle medie mensili per quanto riguarda le precipitazioni e le temperature e sui dati orari di pioggia per quanto riguarda le intensità, non appaiono del tutto sufficienti a fornire indi-

TREND CLIMATICI NELLA REGIONE SICILIANA (1921-2002)

BILANCIO DELLE TEMPERATURE MEDIE ANNUE
 (DATI: ANNALI IDROLOGICI - ELABORAZIONI: DRPC-RIA)

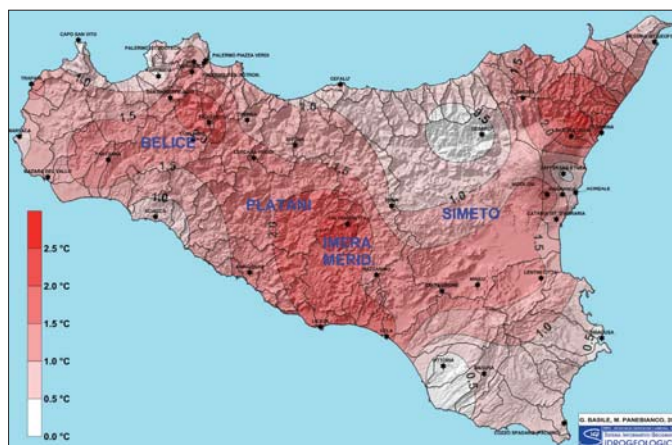


Figura 10 – Bilancio della temperatura media annua in Sicilia dal 1924 al 2003.

S. STEFANO DI BRIGA

MASSIME PRECIPITAZIONI PER PIÙ GIORNI CONSECUTIVI - ANDAMENTO ANNUALE

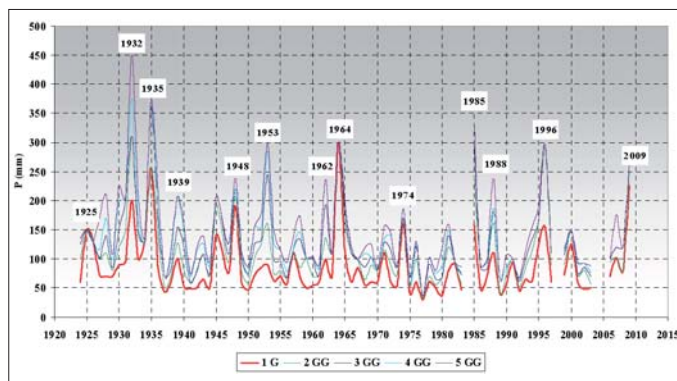
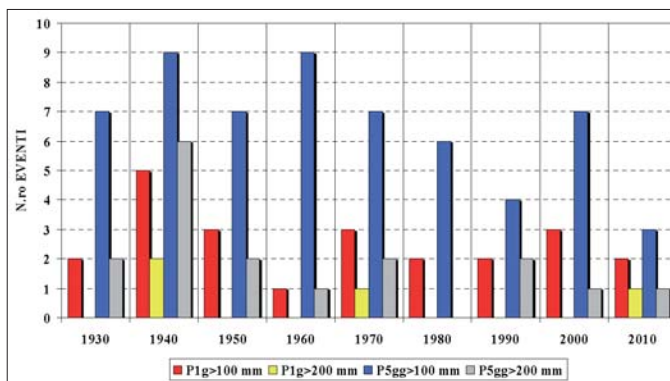


Figura 11 – andamento annuale delle massime precipitazioni per più giorni consecutivi e numero di eventi piovosi significativi per decade nella stazione di Santo Stefano di Briga.

S. STEFANO DI BRIGA

NUMERO DI EVENTI PIOVOSI SIGNIFICATIVI PER DECADE



zi convincenti e definitivi di un mutamento climatico a scala regionale, perlomeno fino al 2002; tuttavia, si attende la pubblicazione dei dati dell'ultimo decennio per poter tracciare un quadro aggiornato che possa, tra l'altro, far tentare la ricostruzione di trend non lineari.

Anche l'analisi sistematica della variazione della temperatura del mare potrà fornire un importante contributo per la valutazione degli effetti a scala locale delle manifestazioni climatiche, in particolare di quelle con sviluppo violento e/o poco prevedibile. Al riguardo, sebbene alcune ricerche (Buongiorno Nardelli *et alii* 2006) indichino un trend leggermente positivo nel Mediterraneo (circa 0,02 °C/anno intorno alla Sicilia), in ragione delle sue caratteristiche di "mare chiuso" può esistere qualche dubbio circa la possibilità che l'energia accumulata riesca a essere sufficiente a innescare processi radicali di "tropicalizzazione".

È comunque da rimarcare il fatto che l'articolata configurazione morfologica della Sicilia fa lecitamente sostenere che la quantità delle stazioni di rilevamento per le quali si dispone di un adeguato numero di dati appare insufficiente a definire appieno l'evoluzione climatica della Regione nei suoi aspetti locali.

Per quanto riguarda i ripetuti fenomeni severi che hanno colpito negli ultimi anni la Sicilia (2003, 2005, 2007, 2009) e che effettivamente lasciano pensare a un cambiamento climatico nel verso di un aumento della quantità di pioggia impulsiva e/o di un aumento della frequenza di accadimento, è doverosa una riflessione.

Nel passato vi sono stati senz'altro eventi pluviometrici rilevanti che hanno determinato effetti al suolo significativi, come dimostrano le serie storiche dei dati medi mensili: sebbene ricerche in tal senso andrebbero fatte, per ciascuna località, utilizzando le cronache disponibili, è risaputo che gravi eventi alluvionali e per frana si sono verificati in Sicilia causando morti e distruzioni (circa 9.000 vit-

time prima del 1900, circa 550 vittime tra il 1900 e il 2000). Il fatto che oggi gli effetti al suolo appaiano più gravi potrebbe essere dovuto non tanto al mutamento climatico, quanto a un diverso e più intensivo sfruttamento del territorio (urbanizzazione di aree e conseguente realizzazione di vie di accesso, incapacità di leggere le forme originate dai processi geomorfologici e idraulici con conseguente occupazione di spazi non adatti, abbandono delle campagne e conseguente mancata regimentazione delle acque, e così via).

È anche vero che l'informazione del solo dato mensile può non risultare idonea: andrebbero analizzate le serie pluviometriche orarie laddove disponibili e studiate le sequenze temporali ravvicinate degli eventi pluviometrici, confrontando i dati storici con quelli attuali, sempre ammesso che la stazione pluviometrica di riferimento abbia una rappresentatività spaziale adeguata al contesto esaminato.

Se ci si riferisce, per esempio, a quanto drammaticamente avvenuto in provincia di Messina il 1° ottobre del 2009, si sa che la stazione di Santo Stefano di Briga, posta qualche chilometro più a nord del "cratere", ha registrato circa 210 mm in 5 ore. Tale dato, preso tal quale, può significare poco; infatti:

- nelle località prossime all'area coperta dallo strumento, aventi caratteristiche simili per quanto concerne gli aspetti geologici e geomorfologici, non vi sono stati effetti al suolo rilevanti; ne consegue che il dato di pioggia potrebbe non essere indicativo ai fini della individuazione di una soglia critica utile alla previsione e alla prevenzione del rischio;
- potrebbe essere necessario prendere in considerazione le piogge cumulate per più giorni consecutivi per contemplare l'ipotesi di una saturazione progressiva del suolo.

La ricerca degli eventi rilevanti di analoga violenza verificatisi nel passato sarà oggetto di ulteriori approfondimenti, anche se è possibile, quale anticipazione, mostrare il grafico dell'andamento delle massime precipitazioni

annuali nella stazione di Santo Stefano di Briga (Fig. 11) dal quale si evince che non vi è un significativo aumento degli eventi estremi rispetto al passato.

BIBLIOGRAFIA

- APAT (2006), *Linee guida per l'individuazione delle aree soggette a fenomeni di siccità*, Roma.
- BRUNETTI M., BUFFONI L., MANGIANTI F., MAUGERI M., NANNI T. (2000), *Variazioni climatiche in Italia negli ultimi 130 anni*, in "Bollettino Geofisico", anno XXIII, n. 3-4, pp. 129-136.
- BRUNETTI M., MAUGERI M., MONTI F., NANNI T., *Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series*, in "International Journal of Climatology", 26, 2006, pp. 345-381.
- BUFFONI L., BRUNETTI M., MANGIANTI F., MAUGERI M., MONTI F., NANNI T. (2003), *Ricostruzione del clima italiano negli ultimi 130 anni e scenari per il XXI secolo*, in Atti workshop "CLIMAGRI - Cambiamenti Climatici e Agricoltura" (Cagliari, 16-17 gennaio 2003).
- BUONGIORNO NARDELLI B., SANTOLERI R., MARULLO S., GUARACINO M. (2006), *La temperatura superficiale del Mar Mediterraneo negli ultimi 21 anni: analisi delle misure satellitari*, dal sito: www.dta.cnr.it.
- CACCIAMANI C., DESERTI M., MERLETTI V., RIBALDI S., VIOLETTI D., LINONI F. (2001), *Mutamenti climatici, situazione e prospettive*, in "Quaderno Tecnico ARPA-SMR", n. 03/2001.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2008), *Climate Change and Water*, in "IPCC Technical Paper VI".
- NANNI T., BRUNETTI M., MAUGERI M. (2007), *Variazioni climatiche in Italia negli ultimi due secoli*, in "ARPA rivista", anno X, n. 1, pp. 13-15.
- REGIONE SICILIANA, PRESIDENZA, SERVIZIO TECNICO IDROGRAFICO REGIONALE, *Annali Idrologici 1921-2002*.
- SALVATI L., ZITTI M. (2008), *Rischio di desertificazione in Italia. Vulnerabilità e sensibilità: i possibili scenari per l'Italia*, Corso di Metodi di Valutazione dei Processi Sociali, Roma.

Si ringrazia l'Osservatorio delle Acque, dell'Agenzia Regionale Rifiuti e Acque, per aver fornito i dati pluviometrici non ancora pubblicati della stazione di Santo Stefano di Briga.

Analisi del rischio territoriale nel bacino del lago di Nemi, Roma

EMANUELE LORET
DISP Geoinformazione, Facoltà di Ingegneria,
Università di Roma "Torvergata"

FRANCO MEDICI
Dipartimento di Ingegneria Chimica Materiali
e Ambiente, Facoltà di Ingegneria, "Sapienza"
Università di Roma

CARLO TESTANA
Dipartimento di Architettura e Urbanistica, Facoltà
di Ingegneria, "Sapienza" Università di Roma
carlotestana@virgilio.it

RIASSUNTO

Questo lavoro vuole proporre un metodo di analisi del rischio ambientale che può essere utilizzato nella pianificazione territoriale: per raggiungere tale scopo si è presa in esame, come area di studio, il bacino del lago di Nemi.

Si è costruito un modello di rischio utilizzando un sistema informativo GIS: in tale sistema sono state inserite e georeferenziate le informazioni desunte dai dati satellitari e dai diversi livelli cartografici relativi alla struttura geologica e morfologica del territorio in esame.

Si è elaborata una "feature class" di rischio dalla quale è stata estratta una "carta di rischio frane" e si è, quindi, confrontato il modello ottenuto con le previsioni di piano regolatore dei comuni di Nemi e di Genzano e con altri data base (Carta frane della Regione Lazio).

PREMESSA

L'azione dell'uomo è molto spesso il primo motore di un evento dannoso: la costruzione di interi paesi sotto versanti a rischio (vedi il recente caso di Messina oppure quello di Sarno) o di interi quartieri delle città in aree di esondazione (Monza) e ancora il posizionamento di dighe a monte di abitati (Vajont), il disboscamento selvaggio di montagne, costituiscono tutti comportamenti così comuni che portano a discutere circa l'uso del termine "naturale" spesso attribuito alle calamità, che ormai sempre più spesso ci colpiscono.

L'impatto antropico e una progettazione non attenta ai fattori di rischio amplificano i fenomeni spesso aumentandone la potenza, rompendo in ogni caso equilibri che la natura ha costruito negli anni secondo una sua peculiarità verso la quale troppo spesso non vi è quell'attenzione e quella sensibilità capaci di decifrarne codici e segnali: questa continua azione di instabilità va ormai analizzata nel contesto storico-sociale di un paese per studiare un modello di difesa che possa intervenire sul concetto di rischio ambientale, cercando di attenuarlo.

I fattori che intervengono sul "rischio ambientale" sono di due tipi: il primo, "la pericolosità ambientale", riguarda aspetti di tipo geologico e ambientale, il secondo ri-

guarda, invece, problematiche connesse con la "vulnerabilità territoriale", che può essere controllata attraverso la progettazione tecnica e mediante scelte economico-politiche più attente alle problematiche ambientali.

Una prima valutazione del rischio dovrà essere condotta mettendo a confronto il grado di antropizzazione di un territorio e quindi la presenza di manufatti, edifici e relativi abitanti con le diverse possibilità prevedibili di "pericolosità ambientale".

Il posizionamento, quindi, di edifici abitati e di attività economiche rispetto ai possibili percorsi di una fiumara, di un incendio, o di una frana, è importante per una suddivisione del territorio in aree di maggiore o minore esposizione al rischio.

In questa valutazione entrano sicuramente fattori di programmazione dell'organizzazione sociale della zona visualizzati in diversi livelli di pianificazione territoriale e urbana.

motec-A (EVK4-CT-2002-80011) (<http://cordis.europa.eu>), si è centrata l'attenzione sui rischi derivati da una programmazione urbanistica non correlata con le informazioni scientifiche sullo stato geomorfologico del territorio.

Il comune di Nemi ha un territorio di circa 736 ettari di cui circa un quarto occupato dal lago ed è interamente inserito nel Parco Regionale dei Castelli Romani all'interno del "vulcano laziale" che forma un rilevante distretto a sud-est di Roma. L'area del vulcano è caratterizzata da una morfologia legata alle diverse fasi eruttive, l'ultima delle quali ha prodotto i tre crateri di esplosione di Albano, Nemi e Vallericcia, di cui i primi due occupati dagli omonimi laghi. La parte sommitale della caratteristica caldera vulcanica era, una volta, quasi completamente coperta da boschi di castagno e macchie fino a circa 960 metri di altezza. Nella Fig. 1 è riportato una immagine del satellite Landsat 5 della zona in studio.

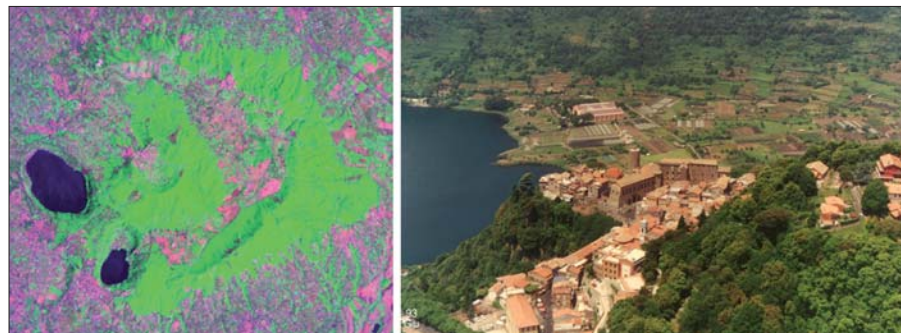


Figura 1 – L'aggregato urbano dei Castelli romani, immagine Landsat 5 TM del 7 agosto 2001 (7,4,2rgb) e particolare fotografico del bacino del lago di Nemi.

La prevenzione del rischio potrebbe essere facilmente risolta attraverso un piano regolatore generale (PRG) ben strutturato che vada a localizzare razionalmente attività e interventi urbanistici. Per questo deve essere prevista la rilevazione di dati riguardanti i diversi rischi ambientali integrandoli con le previsioni di urbanizzazione: questo processo può essere portato a compimento utilizzando le metodologie suggerite dai "sistemi informativi" (Loret E. 1996; 1998).

CASO DI STUDIO

Nell'ambito di un approfondimento sulle tematiche ambientali nell'area del comune di Nemi, riprese dai dati ottenuti dal progetto De-

Il territorio è estremamente vulnerabile alla pressione antropica, gli indicatori di rischio sono stati individuati da Carrara *et alii*, (1987) e le diverse problematiche evidenziate possono essere sintetizzate nella seguente scheda riassuntiva (Tab. 1).

Il sistema territoriale di studio, il bacino del lago di Nemi, è interessato, ovviamente, dalle problematiche di rischio riportate nella scheda riassuntiva, che sono comuni a tutti i territori italiani, ma tali emergenze sono amplificate da una intensa pressione demografica esercitata da tutta l'area dei Castelli Romani (350.000 abitanti residenti) e dalla vicina città di Roma (2.700.000 abitanti residenti).

Tabella 1 – Indicatori di rischio

Problematiche	Rischi	Grado
P1 Crescita urbana tradizionalmente pianificata	Collasso per le risorse naturali e culturali, loro distruzione e trasformazione	Alto
P2 Crescita urbana illegale - abusivismo tollerato	Inquinamento antropico diretto per scarichi e per ruscellamento	Alto
P3 Problemi geologici e idrogeologici	Frane e impoverimento della falda idrica	Alto
P4 Incendi	Incendi ricorrenti stagionali	Alto
P5 Copertura vegetale e controllo del territorio	Modificazione e diminuzione degli ecosistemi forestali ed agricoli	Alto

Fonte: Carrara et al. 1987, modificato

MATERIALI E METODI

Il lavoro è stato svolto utilizzando principalmente le risorse messe a disposizione dall'Agenzia Spaziale Europea ESA-ESRIN di Frascati.

Per la parte tecnica si sono utilizzati n. 2 GPS ad alta sensibilità Garmin GPSmap 60CSx, apparecchi fotografici e di misura, in due giorni di acquisizione sul campo. I dati rilevati sono stati introdotti in un Sistema Informativo GIS, appositamente costruito

sul tema dei rischi (ArcInfo 9.3) e correlati a dati cartografici e immagini satellitari a media, alta e altissima risoluzione (Testana C. 2008).

I data set delle immagini satellitari utilizzate sono sinteticamente riportati in Tab. 2, mentre le cartografie di base cui fa riferimento questo lavoro sono riportate in Tab. 3. Immagini e cartografie sono state tutte georeferenziate nel sistema UTM ED.1950 33 N.

Tabella 2 – Data set delle immagini satellitari utilizzate

Sensore	Data di acquisizione	Risoluzione	Banda
IRS1C-pan	02.03.1998	5 m	Pan
Ikonos 2	23.06.2000	1 m	Pan
Landsat7-ETM 190/31	06.09.2001	30-15 m	Pan + Ms
Spot 5	21.07.2002	5 m	Pan + Ms
SarDEM	2002	10 m	-
ALOS -AVNIR	20.07.2007	10 m	Pan + Ms
Kompsat 2	07.08.2008	1m	Pan + Ms

Tabella 3 – Cartografie utilizzate

Database geografico	Tipologia del dato	Anno	Scala
C.T.R. Lazio	raster	1990	1:10000
Fotogrammetria da volo aereo	vettoriale	1985	1: 5000
Catasto dei terreni e fabbricati	vettoriale	2002	-
Cessato catasto rustico	cartaceo	1835	1:500
Catasto Gregoriano	cartaceo	1835	-
Cartografie dei PRG	cartaceo	1985-2005	varie
Cartografie del P.P. centro storico	cartaceo	1985	1:1000 - 1:500
Carta frane Regione Lazio (Regione Lazio, 2001)	cartaceo	2001	1: 10000
Carta Geologica del comune di Nemi (Decini et alii, 1987)	digitale	1987	1:5000
Carta geologica del complesso vulcanico dei Colli Albani (De Rita et alii, 1988)	digitale	1988	1:50000

Tabella 4 – Pendenze e relative classi di pendenza

Pendenza %	Classe pendenza
0 - 10	1
11 - 20	2
21 - 30	3
31 - 40	4
41 - oltre	5

STRUTTURA DEL SISTEMA INFORMATIVO

Il sistema informativo è stato costruito per successivi livelli, inizialmente sono state caricate le cartografie di cui alla Tab. 3, da queste sono stati digitalizzati gli strati informativi ognuno dei quali contenente i campi di attributi testuali e numerici per le interrelazioni e la successiva modellazione. Sono, quindi, state georeferenziate e caricate recentissime immagini satellitari vhr (1 me-

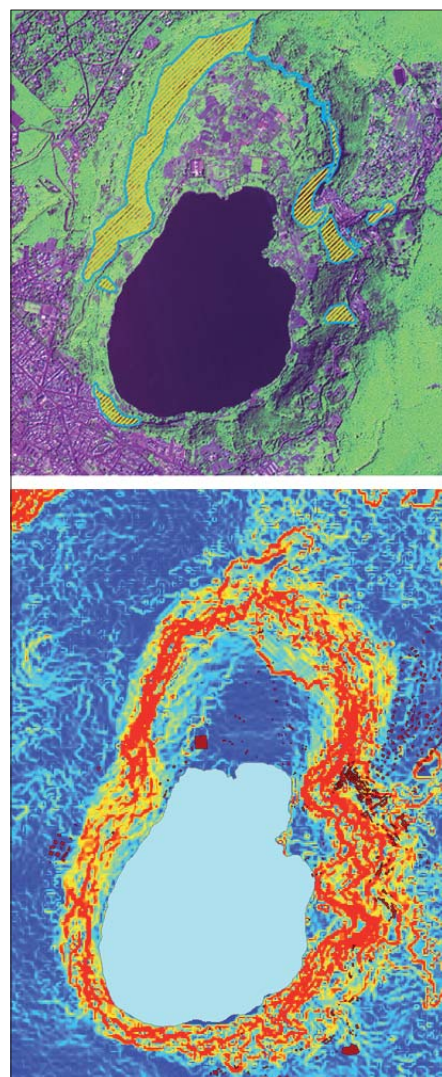


Figura 2 – A (in alto) Inquadramento territoriale del bacino del lago di Nemi (Kompsat 2008) con sovrapposizione Carta inventario frane Regione Lazio (2001). B (in basso) Carta delle pendenze da SARDEM.

tro di risoluzione) che hanno permesso l'aggiornamento della situazione urbanistica ad agosto 2008. I risultati di tale interpretazione sono riportati in Fig. 2.

Successivamente dal modello digitale del terreno DTM (Fig. 3), da interferometria SAR (passo 10 metri), si è costruita la carta delle pendenze. L'analisi dei risultati ha consentito di ricostruire e definire una "carta morfologica" suddivisa in cinque livelli di pendenza (classe P), (Tab. 4).

Le informazioni relative alla struttura geologica generale del territorio sono state desunte dalla "Carta geologica del complesso vulcanico dei Colli Albani", mentre per il

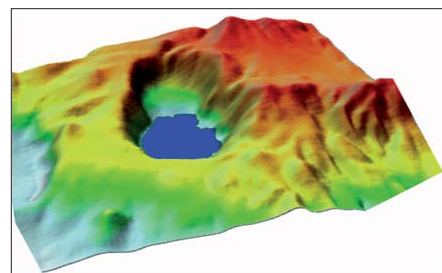


Figura 3 – Restituzione 3D del bacino del lago ottenuta da SARDEM.

bacino del lago di Nemi ci siamo basati sulla carta geologica 1:5.000 che evidenzia le principali unità.

Le informazioni relative alle classi delle pendenze, riportate in Tab. 4, e delle strutture geologiche (classe G), riportate in Tab. 5, costituiscono il data base del GIS, per la costruzione della "Carta rischio frane".

Alle diverse unità geologiche è stata assegnata una classe da 1 a 6: il valore 1 indica una struttura molto stabile, poco permeabile e quindi meno suscettibile allo sforzo di taglio, mentre il valore 6 individua una struttura fortemente instabile, ad alta permeabilità e quindi suscettibile allo sforzo di taglio (Varnes D. J. 1978; Bentivenga M. 2008).

È stato calcolato quindi un "valore di stabilità" ricavato secondo l'equazione 1:

$$Vs = \text{int} [(SQR(Cp + Cg) + 1)] \quad 1$$

quindi il "valore del rischio" è stato ricavato secondo l'equazione 2:

$$R = \text{int} [(Cp * Cg) - Vs] + Pf \quad 2$$

dove: Cp = valore classe pendenza, Cg = valore classe geolitologica, Pf = peso aggiuntivo per frana storica e Vs stabilità del versante.

È stata così elaborata la "Carta di rischio frane" correlando, nella matrice degli attributi, i valori dei diversi campi relativi alla morfologia (Cp), la struttura geologica del territorio (Cg) e inserendo gli opportuni pesi nella equazione 2, dove il valore $Pf = 0$ individua un evento nullo, mentre il valore $Pf = 5$ un evento rilevante e ripetitivo.

La "Carta di rischio frane" (cfr. figura 4) permette di individuare le classi a diverso livello di rischio: i valori bassi da 1 a 4 (toni di verde) evidenziano che la struttura morfologica

e geologica del territorio non è a rischio frane, i valori intermedi da 5 a 6 (toni verde - giallo) individuano un rischio trascurabile, i valori da 8 a 18 mostrano, invece, un rischio elevato. Nelle zone a rischio elevato la combinazione tra la morfologia del territorio e la struttura geologica evidenzia che le strutture litologiche offrono una scarsa resistenza allo sforzo di taglio e quindi sono a elevato rischio scivolamento.

La "Carta di rischio frane" costruita utilizzando le metodologie suggerite dal sistema informativo, evidenzia un livello di pericolosità superiore a quello istituzionale pubblicato dalla Regione Lazio in quanto interessa aree più vaste.

Avendo costruito un Sistema Informativo è possibile a questo punto sovrapporre alla carta del rischio anche altre informazioni come le previsioni urbanistiche dei piani regolatori, le carte vegetazionali (Avena G.C. 1987), le carte idrogeologiche (Boni C. F. 1988) o il catasto incendi.

Tutte le elaborazioni cartografiche, le elaborazioni numeriche sinteticamente riportate in questo lavoro sono depositate presso i laboratori ESRIN di Frascati.

DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Nel periodo compreso tra dicembre 2008 e gennaio 2009, in concomitanza a notevoli precipitazioni piovose, si sono verificate nel comune di Nemi diverse frane che hanno interessato alcune zone abitate. Non si sono avute vittime, ma la situazione, che presenta un alto grado di rischio, ha spinto gli autori ad analizzare il fenomeno dello sviluppo urbano avvenuto senza un adeguato controllo dei rischi ambientali.

Una delle aree a maggiore rischio interessata dal fenomeno franoso ancora in atto è situata all'ingresso della città dalla via Nemorense all'altezza del Convento dei Padri Mercedari (Fig. 5).

Nonostante le indicazioni fornite dalla letteratura e dalla cartografia (Regione Lazio

Tabella 5 - Principali unità geologiche e relativi pesi

Unità	Classe geolitologica
Unità idromagmatica di Nemi	1
Lave e piroclastiti	2
Colate piroclastiche	3
Coni di scorie postcalderici	4
Alluvioni recenti	5
Detrito	6

2001; Decini 1987; De Rita 1988) individuassero con estrema precisione l'area come zona a forte rischio frane localizzate nel punto esatto dove queste si sono oggi verificate, negli ultimi anni non si sono mai riscontrati interventi di messa in sicurezza delle aree o azioni volte all'attenuazione del rischio, tenendo conto anche della presenza sul bordo delle frane di alcune costruzioni a carattere residenziale.

Nella tavola di zonizzazione della recente variante generale del piano regolatore (approvata nel 2005), l'area in questione viene classificata invece come zona "B" (edilizia prevalentemente residenziale saturo e di completamento) e le norme tecniche attuative specificano gli indici e gli incrementi edilizi previsti: un'area di completamento sopra una frana non solo annunciata ma che è anche già avvenuta. Lo stesso strumento urbanistico prevede, inoltre, dall'altro lato della strada verso il lago, un parcheggio i cui lavori dovevano concludersi entro il 2007, ma che fortunatamente non sono mai iniziati.

Proseguendo lungo la via Nemorense si individua sulla "Carta di rischio frane" una consistente zona ad alto rischio franoso al di sotto e in corrispondenza del vasto complesso edilizio di Villa delle Querce. Se si sovrappongono alla "Carta di rischio" le previsioni di sviluppo urbanistico si rileva che le zone di espansione "F2" (servizi privati) di Villa delle Querce, con un alto indice di edificazione, insistono in maniera diretta su una zona ad alto rischio frane (Figg. 6a e 6b).

Analoga situazione critica si riscontra in un'altra vasta area del territorio comunale al di sopra del centro storico, dove sono previste le zone di espansione (Corsi, Calvarione, Parco dei Lecci): in questo caso anche se le aree di espansione sono organizzate in zone non di pericolo secondo la Carta di rischio, il loro completamento determina, però, una situazione di pericolo a valle (Fig. 7). Infatti il "peso urbanistico" progettato dal piano regolatore andrà a gravare, questa volta in maniera indiretta su un'altra zona a rischio, e in particolare sul centro storico che sorge su di una rupe ed è attraversato da canali di scarico delle acque meteoriche. Le mancate previsioni di attenuazione dei pesi edilizi nelle zone a monte del centro storico potrebbero

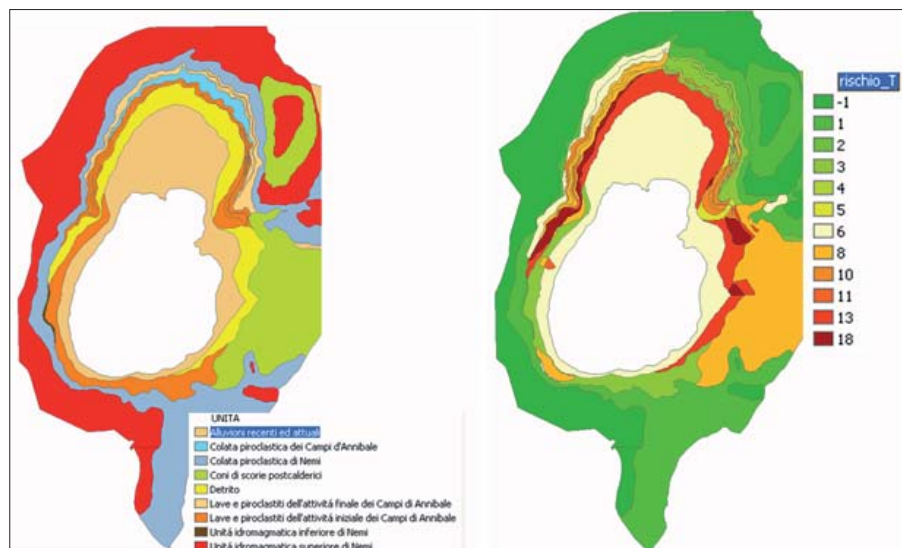


Figura 4 – Carta geologica e carta del rischio frane, in toni arancio/rosso le zone di rischio maggiore.



Figura 5 – Frana gennaio 2009: al centro particolare della carta inventario frane.

in futuro spingere verso valle masse d'acqua incontrollate e generare, quindi, fenomeni franosi tali da interessare l'intero aggregato urbano del centro storico.

La breve analisi presentata ha consentito di individuare tre diverse situazioni:

- la prima è una osservazione diretta di un fenomeno di frana. Nel gennaio 2009 si è verificato

un evento là dove la Carta inventario frane della Regione Lazio localizza una zona a rischio

- la seconda individua un pericolo certo. Infatti sovrapponendo le informazioni ottenute attraverso la "carta di rischio frane" costruita utilizzando il sistema informativo, con le previsioni del piano regolatore, si individua, nell'area di Villa delle Querce, la presenza di zone di espansione edilizia che insistono in zone a rischio sicuro (zone rosse con livelli previsti dalla "Carta di rischio" compresi tra 15-18)

- la terza individua un pericolo potenziale. In questo caso le zone di espansione urbanistica sono previste in aree non a rischio (zone verdi con livelli previsti dalla "Carta di rischio" compresi tra 2-5). In questa ultima situazione vanno esaminate le conseguenze indirette degli interventi edilizi su altre aree: in questo caso il centro storico.

CONCLUSIONI

L'obiettivo di questo lavoro è quello di evidenziare il fatto che le previsioni urbanistiche indicate nei piani regolatori dei comuni italiani spesso non tengono conto delle informazioni che derivano da analisi di rischio ambientale e che tali strumenti urbanistici non sono costruiti utilizzando le informazioni che possono derivare dai sistemi informativi.

Per raggiungere questo scopo, si è costruito un modello di analisi di rischio molto semplice nella sua concezione, incrociando i dati mor-

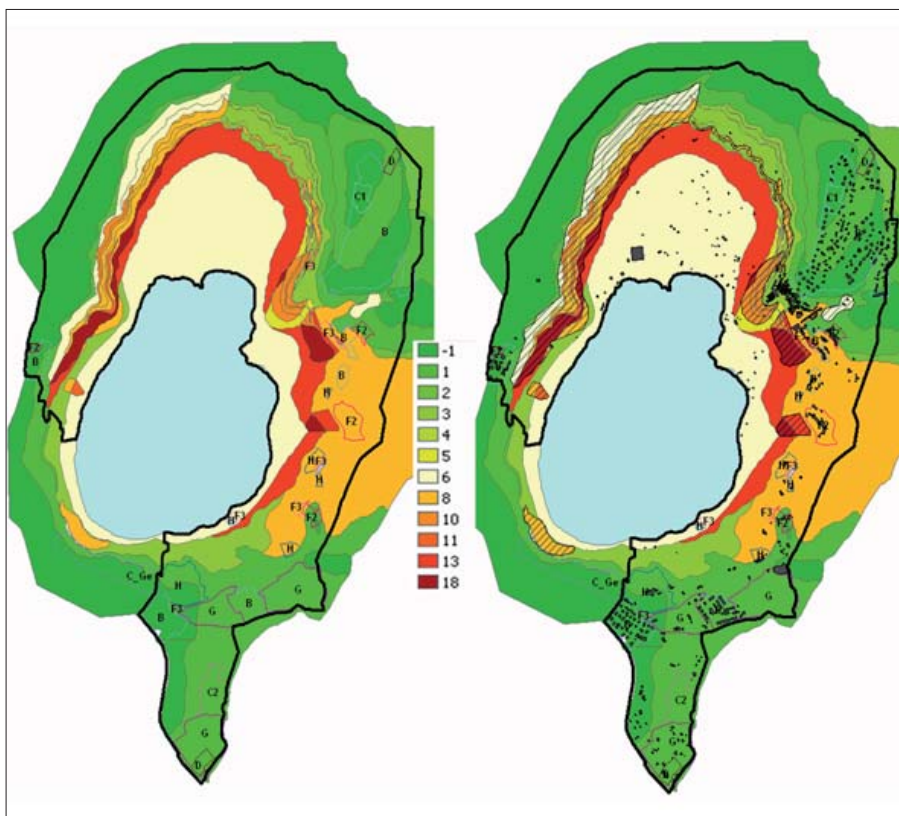


Figura 6a – Carta dei rischi e previsioni urbanistiche.

Figura 6b – Carta dei rischi, delle frane, dello stato di fatto e previsioni urbanistiche.

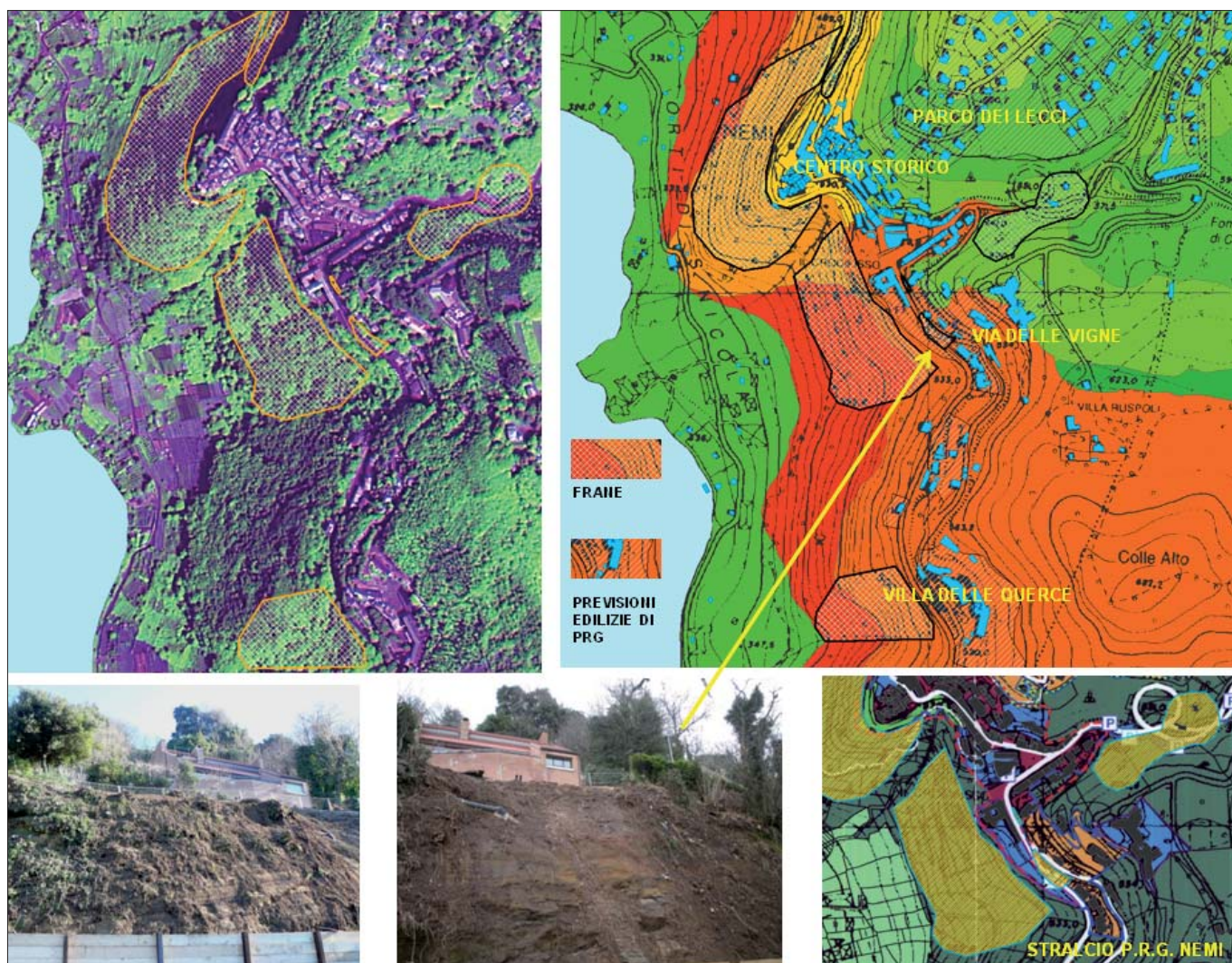


Figura 7 – Particolare del rischio delle frane e previsioni urbanistiche dal PRG.

fologici del territorio (le pendenze), con i dati geologici del territorio (struttura geologica), prendendo in esame, come caso di studio, il territorio del bacino del lago di Nemi.

Una prima analisi immediata è stata effettuata considerando la Carta inventario delle frane della Regione Lazio confrontandola con gli eventi franosi dell'ultimo inverno (2008-2009).

Una seconda analisi più approfondita ha consentito di costruire una "Carta di rischio frane" e di confrontare la carta "costruita" con le previsioni del piano regolatore: il confronto effettuato ha evidenziato che alcune aree di espansione edilizia insistono in zone a rischio certo e altre in zone a rischio indiretto. Certamente con maggiori mezzi a disposizione e un interesse degli enti preposti alla tutela del territorio (comune, provincia, regione, parco) si potrebbe approfondire lo studio del rischio, aggiungendo i livelli informativi desunti dal percorso incendi e dalla presenza/assenza di vegetazione coprente.

I risultati ottenuti, tuttavia, suggeriscono nell'immediato che, per la zona in esame, il bacino del lago di Nemi, è necessaria una mitigazione degli interventi, in altre parole andrebbero annullate le zone di espansione

edilizia nelle zone a rischio certo (Villa delle Querce) e valutate le conseguenze degli altri interventi urbanistici (Corsi, Calvarione, Parco dei Lecci) insistenti sul centro storico.

Nel prossimo futuro, invece, sarà necessario, nell'ambito della pianificazione, costruire i piani regolatori comunali basandosi su modelli informativi che tengano conto delle diverse informazioni provenienti dalla analisi di tutti i diversi parametri geomorfologici e ambientali.

BIBLIOGRAFIA

- AVENA G. C., FASCETTI S., MICHETTI L., SCOPPOLA A. (1987), *Progetto Nemi. Carta della vegetazione*, 1:5.000.
- BENTIVENGA M., GRAZIANO G., PALLADINO G., PICCARETA M. (2008), *Geologia e franosità del territorio di Castronuovo Sant' Andrea*, in "Geologia dell'Ambiente", 16 (4), pp. 2-10.
- BONI C. F., BONO P., CAPELLI G. (1988), *Carta idrogeologica del territorio della Regione Lazio*, Università di Roma "La Sapienza", Regione Lazio, Roma.
- CARRARA A., CARTON A., DRAMIS F., PANIZZA M., PRESTININZI A. (1987), *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*, in "Boll. Soc. Geol.", 106, pp. 199-211.
- DECINI D., DE RITA D., NARCISI R., NEGLIA M. (1987), *Progetto Nemi carta geologica, Valutazione*

della situazione ambientale del lago di Nemi, Provincia di Roma, Assessorato all' Ambiente, http://cordis.europa.eu/fetch?CALLER=PROJ_EN&ACTION=D&RCN=67968 (Demotec-A).

DE RITA D., FUNICELLO R., PAROTTO M. (1988), *Carta geologica (1:50.000) del complesso vulcanico dei Colli Albani*, C.N. R. Roma.

LORET E., LICHTENEGGER J. (1996), *Costruzione di un GIS per la perimetrazione di aree protette: un'applicazione di metodiche di telerilevamento all'area dei Castelli Romani*, in "Rivista Italiana di Telerilevamento", 6 (1), pp. 20-25.

LORET E., CADONI F., FUNDARÒ I., LICHTENEGGER J., FUSCO L. (1998), *Il progetto Primavera "Sub Urban Park": Un Sistema Informativo per la prevenzione dei rischi*, in "Atti II Conferenza ASITA (Napoli 24-27 novembre 1998)", Vol. 2, pp. 145-150.

REGIONE LAZIO (2001) *Carta inventario frane* disponibile su CD.

TESTANA C., LORET E., SARTI F., FEA M. (2008), *Sistemi Informativi Geografici e progetti sul "Cultural Heritage": una applicazione al contesto storico paesaggistico dell'abitato di Nemi (Italia)*, Roma, Prospettive Edizioni, AR. 79, pp. 48-51.

VARNES D. J. (1978), *Slope movements types and Processes*, In Shuster R. L. and Krizek R. J. Eds., *Landslides analysis and control*, National Academy of Science (Washington), Spec. Rep. 176, pp. 11-33.

I geositi dell'isola di Madeira: tra richiamo turistico e pericolo idrogeologico

DAVIDE BAIONI

Istituto di Scienze della Terra, Università degli studi di Urbino, Campus Scientifico Sogesta
dvbgeo@uniurb.it

MANUEL DOMINGOS RODRIGUES

Universidade de Madeira, Campus de Penteada,
P9000, Funchal, Madeira, Portogallo

INTRODUZIONE

L'isola di Madeira appartiene a un arcipelago d'origine vulcanica situato nell'oceano atlantico a circa 900 km a sud-ovest del Portogallo e a 700 km a ovest della costa africana del Marocco, che è formato, oltre che dall'isola di Madeira, dall'isola di Porto Santo e dalle isole Desertas (Fig. 1).

Madeira è l'isola principale con una lunghezza di 58 km e una larghezza max di 23 km, con un'area di 728 km² che rappresenta l'89% della superficie dell'intero arcipelago.

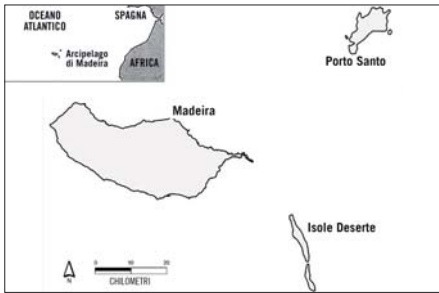


Figura 1 – Ubicazione dell'arcipelago di Madeira.

L'isola di Madeira appartiene al Portogallo ma è una regione autonoma che ha un'ampia autonomia, disponendo di un proprio governo che può liberamente deliberare e regolamentare molti aspetti del proprio territorio.

La popolazione residente in Madeira è di circa 245.000 unità, concentrata quasi esclusivamente nelle aree costiere, prevalentemente nel versante sud dell'isola, dove sono ubicate le maggiori città nelle quali si sviluppa anche la totalità della vita economica dell'isola.

La parte sud-est di Madeira, in particolare la fascia costiera compresa tra la capitale Funchal e la città di Machico è una zona ad altissima densità urbana e l'area di Funchal è una delle zone più densamente popolate di tutto il territorio della comunità europea (1.338 ab./km² con un tasso di crescita del 4% annuo in rapido incremento).

Madeira è ben conosciuta per il suo magnifico paesaggio, per la sua vegetazione lusureggiante e per il suo patrimonio naturale. Infatti, Madeira è inclusa nell'elenco dei siti patrimonio mondiale dell'UNESCO per l'importanza e la bellezza delle sue foreste di Laurisilva. A Madeira esiste sia un importante patri-

monio biologico (sono presenti 760 differenti specie di piante considerate rare e 24 specie endemiche di volatili di cui alcune sono considerate a rischio d'estinzione), sia un pregevole patrimonio geologico e geomorfologico.

L'urbanizzazione dell'isola di Madeira comincia realmente nell'ultimo secolo, ma solo recentemente aumenta in maniera esponenziale. Lo sfruttamento progressivo del territorio di Madeira e delle sue risorse naturali, causato dallo sviluppo urbano, inizia concretamente negli ultimi decenni del 20° secolo continuando sino al presente in maniera sempre più rapida e pesante. Questo è la conseguenza della scelta di fare di Madeira una località turistica importante dove la volontà di aumentare lo sfruttamento turistico dell'isola e la necessità di espandersi celermente, per poter offrire maggiori disponibilità a un sempre più crescente numero di potenziali utenti, incentivata anche dall'Unione Europea, ha prodotto un importante sviluppo dell'attività umana concretizzatosi in un'esplosione della cementificazione in tempi rapidissimi, dovuta sia alla costruzione di strutture turistico-commerciali, sia alla realizzazione di tutte le infrastrutture collegate necessarie.

L'esigenza di non perdere i benefici economici di un trend favorevole, la mancanza di spazi idonei da urbanizzare per le caratteristiche morfologiche del territorio, e soprattutto, la mancanza di una pianificazione urbanistica integrante esigenze di conservazione e rispetto ambientale, ha generato uno sviluppo urbanistico messo in atto in aree ottenute mediante opere di profonda modificazione della morfologia esistente, senza considerare gli impatti, i rischi e gli effetti anche a medio e lungo termine conseguenti. Nella storia recente di Madeira è evidente una correlazione diretta tra lo sviluppo urbano e un'importante crescita socio-economica, ma l'osservazione dei dati evidenzia anche che gli indici economici non sono le uniche voci che sono cresciute nello stesso periodo. Dall'analisi degli stessi dati, infatti, si evidenzia che anche i costi per le opere di ripristino e protezione, sia per i danni causati da fenomeni erosivi intensi, sia da fenomeni di dissesto idrogeologico a essi correlati e dipendenti, sono diventati progressivamente una voce crescente nell'economia pubblica di Madeira.

Negli ultimi decenni nell'isola di Madeira i fenomeni di dissesto ambientale sono un problema ricorrente con una frequenza sempre maggiore. I geositi e geomorfositi esistenti quindi si stanno venendo a trovare in un territorio fragile e soggetto a una progressiva e intensa morfogenesi.

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DELL'AREA DI STUDIO

L'isola di Madeira è considerata come l'attuale ubicazione di un *hotspot* che ha originato tutto l'arcipelago di cui essa è parte.

La formazione di Madeira inizia nel Miocene medio quando si aprono nuove fessure nel fondale oceanico con la conseguente fuoriuscita di lave che iniziano la costruzione dell'edificio dell'isola, processo questo che si sviluppa sino a circa 5,2 ma fa.

Nell'evoluzione delle varie fasi eruttive le caratteristiche del vulcanismo cambiano, l'isola è ricoperta da colate laviche basaltiche relativamente tranquille provenienti da una nuova serie di rift lungo la direzione est-ovest, localizzati principalmente nella parte ovest dell'isola. L'attività vulcanica superficiale continua sino a tempi molto recenti, visto che l'ultima eruzione, secondo studi recenti, è terminata meno di 25.000 anni fa, con un vulcanismo terminale che diventa più ricco di materiale piroclastico.

Le varie fasi eruttive della storia di Madeira sono interrotte da lunghi periodi quieti d'inattività vulcanica durante i quali il materiale più incoerente è eroso, processo questo, che permette la formazione di profonde vallate caratterizzanti il paesaggio attuale. Dal punto di vista litostratigrafico l'isola di Madeira è comunemente suddivisa in tre principali unità; la prima basaltica messa in posto dal tardo Miocene al Pliocene, principalmente composta di breccie vulcaniche e depositi piroclastici; la seconda, intermedia, composta di colate di lave basaltiche depositatesi tra il Pliocene e il Pleistocene; la terza, o unità superiore, composta di scorie di coni vulcanici e di flussi lavici intravallivi formatisi durante l'ultima fase vulcanica evolutiva dell'isola.

Dal punto di vista geomorfologico si osserva che l'evoluzione della morfologia di Madeira, come la sua attuale configurazione, sono conseguenze prevalentemente della struttura

dell'edificio vulcanico che ha originato l'isola stessa, della litologia dei materiali, della loro disposizione, dell'intensa attività degli agenti esogeni conseguente la particolare posizione geografica che caratterizza il clima, e infine, dalle ultime fasi quaternarie d'attività vulcanica (Galopim de Carvalho & Brandao).

L'isola di Madeira è caratterizzata, specialmente nella sua parte centrale, da una marcata orografia, il 90% dell'isola si trova sopra i 500 m. d'altitudine elevandosi bruscamente dal mare in assenza di coste basse. Il rilievo si sviluppa nella parte mediana dell'isola con un andamento est-ovest, le zone sopra i 1.000 m. costituiscono una parte importante nel rilievo di Madeira, poiché esse rappresentano circa 1/3 dell'area dell'intera isola e fungono da efficace barriera tra il versante nord e quello sud, conferendo agli stessi caratteristiche climatiche e quindi d'esposizione agli agenti erosivi completamente diverse. Le forme e il vigore del rilievo sono considerati come conseguenza in gran parte della marcata erosione, anche recente, che influenza anche il reticolo idrografico che si presenta fortemente incassato con una predominante erosione verticale. L'erosione e l'alternanza litologica sono importanti nella modellazione delle forme del paesaggio, poiché l'intensità della prima e l'alternanza di materiale piroclastico a debole resistenza con materiale basaltico molto più resistente, determinano un'erosione selettiva molto accentuata diffusa su tutto il territorio dell'isola.

I SITI D'INTERESSE GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO (GEOSITI)

Nel territorio di Madeira esiste un patrimonio geologico pregevole composto di numerosi siti di notevole interesse geologico e geomorfologico. Nell'isola sono stati censiti geositi che rivestono un valore scientifico, con una valenza culturale, e con attributi socio-economici e scenici. Nell'insieme il patrimonio geologico di Madeira è importante non solo per l'alto valore scientifico e culturale di molti siti esistenti ma anche per la geodiversità (Sharples, 1993; Dixon, 1996) che essi rappresentano. Il valore e le potenzialità geoturistiche dei geositi di Madeira sono anche testimoniate dalla pubblicazione di lavori a loro dedicati su riviste geologiche importanti e di grande diffusione (Czajkoski, 2002; Baioni, 2007).

Non essendo possibile illustrare in questo lavoro l'intero patrimonio geologico di Madeira sono descritti brevemente di seguito alcuni esempi dei vari geositi esistenti immaginando di compiere un percorso circolare attraverso l'intera isola, partendo dalla capitale Funchal in direzione ovest.

Lasciata Funchal dopo pochi chilometri s'incontra *Praja Formosa* un geosito con valenza scientifica dove è possibile osservare

la sequenza completa della formazione di Madeira compresa tra la fase vulcanica transizionale, seguente a quella sottomarina e la fase finale sub-aerea (Fig. 2A). Continuando verso ovest si raggiunge *Cabo Girao* (Fig. 2B) che raggiungendo i 600 m. circa d'altezza dal livello marino rappresenta il secondo cliff esistente al mondo. Proseguendo verso il centro dell'isola sulla strada che conduce al rilievo del Paul da Serra è possibile ammirare pareti formate da basalti e trachiti tipicamente colonnari (Fig. 2C) che rappresentano geositi a cui sono riconosciuti attributi didattico-culturali. Arrivati sull'altipiano del Paul da Serra è possibile vedere gli *Homen a Pê* (letteralmente dal portoghese uomini in piedi) forme originate da processi d'erosione selettiva che hanno messo a nudo queste "dighe vulcaniche" dove il materiale tufaceo circostante è stato eroso (Fig. 2D). Queste forme, che per gli abitanti di Madeira sono assimilabili a figure umane, sono riconoscibili per svariati chilometri estendendosi generalmente in direzione trasversale (nw-se) rispetto all'asse maggiore dell'isola. Scendendo verso la costa nord si arriva a Porto Moniz dove si può osservare *Ilhêu Mole* (Isola Morbida) che è un cono di cenere eroso, posto al temine di un flusso lavico, che si ritiene formato per l'esplosione di magma caldo venuto

a contatto con il mare (Fig. 2E). Questo geosito oltre avere valenza scientifico-culturale presenta attributi scenici ed economici, poiché la lava ha anche formato vasche di roccia che sono un'importante attrazione per i turisti che le usano come piscine. Proseguendo verso est, dopo aver attraversato una serie di cascate che sormontano la strada costiera gettandosi direttamente nell'oceano da una serie di valli sospese, si arriva alla *Penha de Aguia* (Roccia dell'Aquila) un rilievo di 420 m. d'altezza (Fig. 2F) che rappresenta un testimone del principale scudo lavico (complesso post Miocenico 2,5 ma) all'interno di una depressione nel complesso vulcanico basale (complesso Mio-Pliocenico 5,2-2,5 ma). Proseguendo si arriva a Canical dove si trova un importante geosito costituito dall'affioramento di sabbie calcaree (formate durante il Pleistocene term. - Olocene inf.) che testimonia le variazioni del livello marino. Qui è possibile vedere la colonizzazione da parte di vegetazione, di cui possiamo vedere le radici fossili (complesso calcareo) (Fig. 3A), avvenuta in seguito alla deposizione eolica di sabbie depositatesi sulla piattaforma, composta di coralli fossili e alghe calcaree, che dal regime subacqueo viene esposta a quello sub-aereo per effetto dell'abbassamento del livello mare. Arrivando nell'estrema



Figura 2 – (A) Sequenza vulcanica transizionale e sub-aerea di *Praja Formosa*. (B) *Cabo Girao*. (C) Basalti e trachiti colonnari. (D) "Uomini in piedi" dighe vulcaniche esumate per morfoselezione nell'altipiano del Paul da Serra. (E) "Isola Morbida" presso Porto Moniz. (F) "Nido dell'Aquila" nella costa nord.

parte est di Madeira raggiungiamo la Ponta de Sao' Lourenco, un istmo composto di cono vulcanici relitti soggetti all'erosione marina che ha messo a nudo la loro struttura (Fig. 3D). In questa parte dell'isola, che può essere considerata un intero geosito, si possono osservare in particolare interessanti affioramenti di bombe vulcaniche alterate (durante periodi caldi subtropicali) lanciate dai cono vulcanici (Fig. 3C) e il sito di *Cabo Cancela* dove l'erosione ha modellato una baia formata nel centro di un cono vulcanico del complesso basale (Fig. 3B). Proseguendo verso ovest si ritorna a Funchal, terminando il "tour dei geositi" di Madeira.

I FENOMENI DI DISSESTO IDROGEOLOGICO

Studi recenti eseguiti nel territorio di Madeira (Rodrigues *et alii*, 2000; Rodrigues & Ayala-Carcedo, 2000; Baioni & D'Auria, 2004; Baioni *et alii*, 2005; Baioni *et alii*, 2006; Baioni & Rodrigues, 2007) con lo scopo sia d'indagare se lo sviluppo e la diffusione dei processi di dissesto idrogeologico e instabilità ambientale in atto possono essere correlati con il recente sviluppo antropico, sia d'individuare gli effetti diretti e indiretti sul territorio delle modificazioni introdotte dall'attività umana, al fine di capire se esse possano essere responsabili dell'incremento recente dei fenomeni di dissesto, creando quindi un rapporto di causa-effetto, hanno evidenziato che:

a) I fattori naturali non sono responsabili del progressivo incremento dei fenomeni franosi, alluvionali e dello sviluppo di fenomeni erosivi accelerati. L'analisi eseguita sui dati meteo-climatici non sembra giustificare le modificazioni temporali e quantitative degli eventi calamitosi verificatisi, tendendo quin-

di a escludere una probabile correlazione tra loro di causa-effetto. Infatti, i dati pluviometrici mostrano un trend diverso da quello dei fenomeni franosi e alluvionali perché alle variazioni di frequenza nel tempo e nello spazio di quest'ultimi non corrispondono variazioni analoghe dei primi.

- b) Esiste una corrispondenza geografica e temporale tra l'incidenza degli eventi calamitosi (frane e alluvioni) e l'occupazione antropica. L'incremento nel tempo degli eventi censiti avviene principalmente nel settore sud-est di Madeira che è la parte dell'isola dove si registrano le precipitazioni più basse e dove l'attività antropica è maggiormente sviluppata.
- c) Gli impatti dell'attività antropica diretta e indiretta sul territorio sembrano aver incrementato la risposta geomorfica (erosione, frane e alluvioni) della superficie agli eventi meteorici anche di moderata intensità.
- d) L'incremento del numero d'eventi censiti avvenuto in tempi recenti sembra essere causato da un rapido incremento dell'esposizione e della vulnerabilità del territorio (Blaikie *et alii*, 1994) verificatisi per effetto delle modificazioni poste in atto sullo stesso dall'attività antropica conseguente lo sviluppo socio-economico e demografico.

CONCLUSIONI

Nell'isola di Madeira i processi erosivi indotti dall'attività antropica, interagendo con quelli naturali, ne aumentano l'intensità e gli effetti, favorendo lo sviluppo e la diffusione nel tempo e nello spazio di fenomeni d'erosione accelerata e di dissesto quali frane e alluvioni. Quindi proprio il richiamo turistico, che a Madeira è in costante crescita, motore dell'espansione urbanistica in atto, da un lato valorizza progressivamente il valore socio-economico del patrimonio naturale e

dei geositi esistenti, mentre dall'altro, unito a una mancata e corretta pianificazione urbanistica, ne aumenta i pericoli di degrado.

Da quanto esposto è evidente che il patrimonio geologico e geomorfologico di Madeira è soggetto a un progressivo degrado e persistendo la situazione attuale esso rischia di essere irrimediabilmente danneggiato. Sembrava logico evidenziare che è necessario, per non perdere queste meraviglie naturali, sia redigere dei piani di tutela e protezione dei geositi più importanti (anche aumentandone il loro potenziale economico attraverso la loro valorizzazione turistica), sia pianificare un programma di geo-conservazione a lungo termine per evitare la distruzione di questi beni che non essendo riproducibili andranno persi per sempre.

BIBLIOGRAFIA

- BAIONI D., D'AURIA A. (2004), *Il ruolo dell'antropizzazione nello sviluppo di fenomeni d'erosione accelerata: l'esempio dell'isola di Madeira (Portogallo)*, in "Geologia dell'Ambiente", n.1/2004, pp.20-25.
- BAIONI D., GALLERINI G., RODRIGUES D. (2005), *Relationship between human activity and landslides development in Madeira Island (Portugal)*, in "VI international Conference on Geomorphology", Zaragoza.
- BAIONI D., GALLERINI G., RODRIGUES D. (2006), *Human impact on the environment and its effects on the development of natural hazard and risk in Madeira island (Portugal)*, in "Geophysical Research Abstract (ISSN 1029-7006)", 2006, vol. 8, 01164.
- BAIONI D. & RODRIGUES D. (2007), *Human activity and flood hazardous events in Madeira island*, in "Il Convegno nazionale A.I.GEO. Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo", Torino.
- BAIONI D. (2007), *Madeira: more than just wine*, in "Travel in geology", Geotimes, September 2007.
- BLAIKIE P.P., CANNON T., DAVIS I., WISNER B. (1994), *At risk: natural hazards, people's vulnerability, and disasters*, London, Routledge.
- CZAJKOSKI M. (2002), *A geological tour of the islands of Madeira and Porto Santo*, Geology Today, vol.18, n. 1, pp. 26-34.
- DIXON G. (1996), *Geoconservation: an international review and strategy for Tasmania*, in "Tasm. Parks & Wildlife Serv. Occas. Pap.", 35.
- GALOPIM DE CARVALHO A.M., BRANDAO J. (1991), *Geologia do arquipelago da Madeira*, Museu nacional de historia natural Università de Lisboa, Lisbon.
- RODRIGUES D., AYALA-CARCEDO F. (2000), *Geosites a natural hazard database of historic events in Madeira Island*, in "XXV General Assembly E.G.S.", Nice.
- RODRIGUES D., CACHÃO M., DA SILVA C.M. (2000), *Geological heritage in Madeira Archipelago (Portugal). Preliminary inventory and classification of geosites*, in "Annual meeting of the European Association for the Conservation of the Geological Heritage", Praga.
- SHARPLES C. (1993), *A methodology for the identification of significant landforms and geological sites for geoconservation purposes*, Rep. Tasm. For. Comm. (Australia).

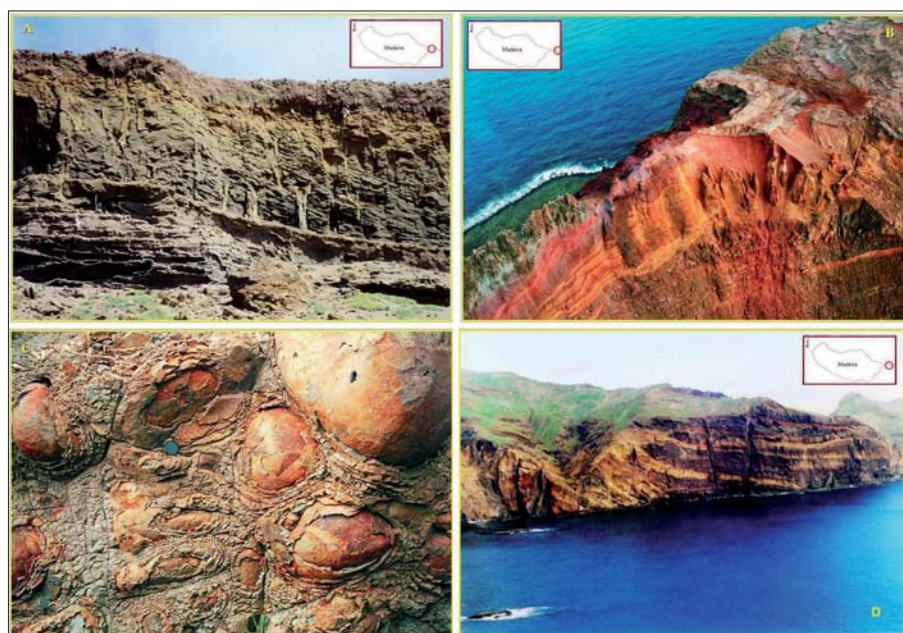


Figura 3 – (A) Affioramento di radici fossili (complesso calcareo) presso Canical. (B) Parte superiore della baia di Cabo Cancela modellata nel centro di un cono vulcanico del complesso basale. (C) Bombe vulcaniche alterate lanciate dai cono vulcanici. (D) L'istmo di Ponta de Sao' Lourenco composto da cono vulcanici relitti soggetti all'erosione marina.

Carta di localizzazione probabile di valanghe del Gran Sasso d'Italia

GABRIELE FRATERNALI
IRSPS - Dipartimento di Scienze, Università
d'Annunzio, Pescara
gieffe@irsps.unich.it

FULVIO SCOZZESE
Comitato Scientifico del Club Alpino Italiano
sez. di Pescara

INTRODUZIONE

Nel periodo precedente la seconda guerra mondiale, lo studio della nevosità nell'area del Gran Sasso d'Italia, oltre al valore scientifico (curato all'epoca in particolare modo dal dott. M. Ortolani, 1942) non rivestiva l'importanza che ha oggi per l'organizzazione del territorio.

dell'uomo e forse solo in certi casi (per alcuni impavidi mercanti), costituiva un'agevolazione per il trasporto a strascico del legname e di altre merci (da Pietracamela (TE) ad Assergi (AQ), attraverso il Passo della Portella, Fig. 5). Legname che, sottoposto agli usi civici, talune valanghe strappavano ai boschi e portavano a valle a beneficio della popolazione

A Campo Imperatore, a 2.135 m s.l.m., si trova lo storico albergo (dove fu rinchiuso e liberato Benito Mussolini nell'estate del 1943, Fig. 10), nei pressi del punto d'arrivo del più antico e alto impianto a fune dell'Appennino, Fig. 1.

Oggi la stazione è dotata di tre impianti di risalita e comprende 15 chilometri di piste per lo sci alpino e oltre 60 per lo sci nordico, è inoltre un luogo d'eccezione per lo sci-escursionismo e per lo sci-alpinismo.

Lo studio delle valanghe sul Gran Sasso d'Italia è, pertanto, esigenza recente di un turismo specialistico, che percorre solo da qualche decennio la catena appenninica abruzzese. Nel 1979 l'autostrada, con l'inaugurazione del tratto dell'A24 fino ad Assergi (AQ), e nel 1984 con l'apertura della galleria e del tratto fino a Villa Vomano (TE), ha permesso una fruizione turistica giornaliera con Roma e le città adriatiche; i primi incidenti e decessi sono relativamente recenti e non paragonabili, per numero e distruzioni, con quelli alpini.

Inizialmente la preparazione culturale era esclusivamente diffusa dalle guide alpine e da istituzioni come il Club Alpino Italiano, che trasmetteva (forse più di quell'atletica) l'informazione di base dello sci-alpinista di quel periodo.

La specializzazione rendeva molto attento lo sci-alpinista all'osservazione del manto nevoso e alle sue metamorfosi legate alle diverse variabili interne ed esterne a esso.

Oggi la massificazione dello sci fuori pista, rende indispensabile anche da parte delle autorità locali di governo, sensibilizzare e informare i numerosissimi frequentatori



Corno Grande, versante nord-orientale. Valanghe: ↓ a debole coesione, ↓ a lastroni; ↓ a sviluppo nubiforme.



Figura 1 – Funivia del Gran Sasso d'Italia, 1935 (cartolina d'epoca).

Già il De Marchi riporta un drammatico episodio accaduto nel 1569 (piccola era glaciale) nei pressi del Passo della Portella, Fig. 5: «L'anno mille cinquecento et sessanta nove, dicc'otto huomeni tornavano sù per la montagna, e così si staccò una palla di neve et gli affogò tutti. Son sepulti a Sercio (Assergi).» (Francesco De Marchi, 1573).

I pastori, empiricamente, si occupavano di nivologia principalmente per regolare i periodi dell'alpeggio estivo alle diverse altitudini.

La neve, in questo periodo, era considerata prevalentemente un ostacolo alle attività

locale che vantava diritti di prelazione. Il ghiaccio stesso era merce richiesta, all'inizio del secolo XIX, per l'industria conserviera e la neonata produzione di gelati. Solo nel dopoguerra s'iniziò a studiare il fenomeno, perché legato allo sviluppo delle attività sportive invernali, nei territori comunque ben serviti dalla viabilità stradale e che logisticamente si prestavano a ospitare strutture turistiche e impianti di risalita.



Figura 2 – Osservatorio astronomico di Campo Imperatore 2.135 m s.l.m. In rosso la valanga del "Canale del Duca" che il 31 gennaio 2010 ha travolto tre escursionisti romani, uccidendone due. Il pendio era stato individuato e cartografato nel C.L.P.V. allegato, per i dati censuali e le caratteristiche geomorfologiche.

della montagna invernale, sui pericoli insiti all'interno del manto nevoso.

Le osservazioni delle valanghe verificatesi sul Gran Sasso d'Italia hanno interessato sistematicamente il periodo 1964-1984, ventennio caratterizzato da un'oscillazione climatica fresca, al quale si sono aggiunti degli aggiornamenti successivi che sono stati riportati graficamente sull'allegata cartografia.

Questo censimento, ha lo scopo precipuo di iniziare uno studio che, partendo dal catasto delle valanghe osservate (da valligiani dei paesi orbitanti intorno al Gran Sasso, da alpinisti, da sci-escursionisti, da sci-alpinisti e da abituali frequentatori della catena montuosa), conduca all'aggiornamento del catasto valanghe.

Come in parte è avvenuto per altre catastrofi naturali (Carta dei vincoli idrogeologici), questa potrebbe costituire un ulteriore elemento di prevenzione per la scelta di itinerari "sicuri" e future antropizzazioni turistiche. Nella Fig. 2 si evidenzia come il tratto del sentiero n°3 che da Campo Imperatore raggiunge Sella di Monte Aquila 2.335 m s.l.m., sia soggetto a questi fenomeni (valanga del 31 gennaio 2010). Il bollettino meteo-mont del C.F.S. informa sulle condizioni nivometeorologiche, la C.L.P.V. individua i luoghi dove hanno più probabilità di manifestarsi i fenomeni valanghivi.

Aree, pendii e siti valanghivi sono stati, dagli autori, successivamente visitati e analizzati mediante: analisi satellitare (Google Earth), Fig. 15; foto aeree, Fig. 6 (sia quelle effettuate in proprio che quelle pubblicate dall'ufficio cartografico della Regione Abruzzo - AQ) e ricognizione sui luoghi atti a evidenziare quelle tracce geomorfiche riconducibili alla dinamica valanghiva, Fig. 14.

Questo studio ha permesso la sovrapposizione di dati censuali con l'analisi geomorfologica, giungendo a classificare le aree interessate come zone di localizzazione probabile di valanga.

LA CARTA DI LOCALIZZAZIONE PROBABILE DI VALANGHE

- La frequenza dei distacchi delle valanghe, intesa come il ripetersi di più eventi nello stesso luogo, (in attesa quindi di approfondito studio sulla classificazione) è sintetizzata graficamente attraverso rappresentazioni tematiche ubicate sulla porzione sinistra della Carta, assieme all'indicazione delle zone dove le valanghe hanno causato danni a manufatti e determinato vittime.
- L'individuazione più dettagliata del territorio rappresentato, è possibile attraverso la legenda che schematizza le porzioni di territorio che coincidono sulle "tavolette" in scala 1:25.000 del sistema cartografico nazionale (IGMI).

- La base cartografica è volutamente rappresentata dalle linee a tinte forti che, evidenziando le linee di cresta, rendono maggiormente visibili le zone vallive ricomprese tra esse. La Carta contiene la viabilità principale e le vie di accesso dai diversi versanti e la simbologia che evidenzia le zone turistiche, i principali rifugi e le interruzioni della viabilità nel periodo invernale.
- Le valanghe osservate sono rappresentate da zone contornate e tratteggiate in colore rosso, con riferimenti numerici a una tabella che ne indica il relativo toponimo.
- Le tinte ipsometriche evidenziano le variazioni di quota con equidistanza pari a 500 m.

IL GRAN SASSO D'ITALIA GEOGRAFIA E CLIMA

Il termine Gran Sasso d'Italia fu formulato dopo il 1860 e inizialmente era circoscritto alle sole cime del Corno Grande e del Corno Piccolo; nella Carta del 1785 dell'Abruzzo Ulteriore e Citeriore (Fig. 3), il gruppo montuoso non ha un nome comprensivo e la cima più alta era denominata Monte Corno circondata da diverse anticime, così come le descrisse lo studioso e gentiluomo teramano Orazio Delfico, quando nel 1794 munito di barometri misurò l'altitudine della vetta orientale. Nella stessa Carta risalta il toponimo di Monte Elvino, oggi suddiviso nelle cime di Monte Camicia, Monte Prena, Torri di Casanova, Infornace e Brancastello.

Attualmente il gruppo montuoso del Gran Sasso comprende una serie di rilievi che si estendono su un'area lunga circa sessanta chilometri, dalle gole di Popoli al passo delle Capannelle.

Le cime si orientano in due allineamenti sub-paralleli, le catene ad andamento est-ovest. La catena settentrionale, possiede le



Figura 3 – Carta dell'Abruzzo Ulteriore e Citeriore 1783. Regione Abruzzo settore Turismo, 2005.

quote più elevate e va da Vado di Sole al Monte Corvo, la meridionale inizia dal Monte Capo di Serre e termina al Monte San Franco, Fig. 4.

I due allineamenti sono separati da un'ampia depressione mediana, che è divisa a sua volta, nel lato occidentale da tre quinte trasversali: Sella di Monte Aquila, Sella dei Grilli, Forchetta della Falasca, e in quattro distinte conche, gli ex bacini glaciali di Campo Imperatore, anticamente denominato Campo Radduro, Campo Pericoli (Fig. 5), Venaquaro e Valle del Chiarino.

Superato Vado di Sole, si distingue una sola catena che, flettendosi assume andamento meridiano e termina geograficamente nei pressi delle gole di Popoli, ma geologicamente questa prosegue oltre il fiume Pescara nell'allineamento del monte Morrone, Figg. 4 e 5.

La catena orientale si affaccia direttamente sulle colline adriatiche, non ci sono rilievi di raccordo e possiede caratteristiche morfologiche alpine, alquanto singolari nel contesto geografico regionale e peninsulare. La vetta principale (foto di copertina) misura 2.912 m s.l.m., è la montagna più elevata dell'Italia peninsulare e si trova al settimo

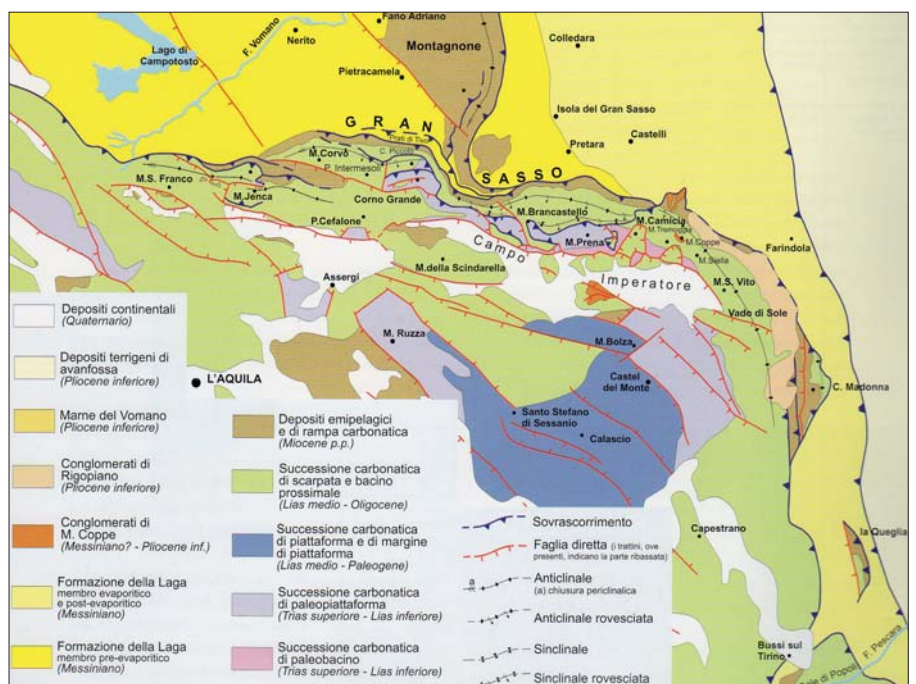


Figura 4 – Schema geologico - strutturale (L. Adamoli, 2002).



Figura 5 – La conca glacio-carsica di Campo Pericoli e la catena occidentale con il Passo della Portella e Pizzo Cefalone 2.533 m s.l.m. (meteonetwork).



Figura 6 – Debris flow con terminazioni a delta nel bacino endoreico di Campo Imperatore; Località Stazzo del Lepre, (Tonelli).

posto nei rilievi del bacino mediterraneo, in cui occupa una posizione centrale.

Le montagne maggiori della penisola balcanica (Rodopi e Olimpo) sono di poco più elevate, supera i 3.000 m s.l.m. anche il più alto rilievo del Libano 3.088, mentre la cima maggiore dei Pirenei misura 3.141 m s.l.m., e 3.478 è la vetta principale della Sierra Nevada, nel sistema Betico della penisola Iberica. La montagna mediterranea più alta si trova in Anatolia negli Antitauri 3.916 m s.l.m.

Nel Gran Sasso le pendenze sono elevate, le vette piramidali e le creste sono molto aerate; nell'Intermesoli è presente una scarpata di 550 m inclinata di 51°, la vetta orientale sormonta una parete di 1.100 m di dislivello. Il versante nord del Camicia è costituito da uno sbalzo di 1300 m con inclinazioni medie di 45°.

Queste morfostrutture sono il risultato del connubio tra forze tettoniche e azione glaciale quaternaria che ha favorito lo scavo di circhi e truogoli che si raccordano alle depressioni con bruschi cambiamenti di pendenza, Fig. 5.

La catena orientale si trova a circa 125 chilometri dal mare Tirreno e a 45 dall'Adriatico, ma nonostante la vicinanza a questo, non possiede caratteristiche spiccatamente marittime.

Le precipitazioni aumentano con la quota diminuendo la differenza che sussiste tra i due versanti, più umido il settentrionale, arido il meridionale (Demageot, 1965). Il versante settentrionale è sede di precipitazioni orografiche che hanno un contenuto idrico non paragonabile ai rilievi marittimi, l'apporto dell'umidità per opera del mare è importante ma ridotta, ad esempio, rispetto all'Appennino ligure e alle Alpi marittime.

Una conseguenza dei tenori di umidità sono i diversi valori dei gradienti termici medi che sono significativamente più elevati nei versanti meridionali rispetto a quelli settentrionali e complessivamente minori in inverno rispetto all'estate (Pecci, 2004).

I valori termici e il gradiente sono influenzati dal vento che, favorendo l'evaporazione e la sublimazione, raffredda la superficie e mantiene il manto nevoso più a lungo nel tempo e per un'estensione aerale maggiore. L'isoterma 0° C, in queste condizioni, si abbassa di quota e la primavera è ritardata; il vento produce quindi un importante effetto di contrasto ai valori termici tipici di queste latitudini, garantendo coperture nevose riscontrabili in aree sicuramente più settentrionali.



Figura 7 – Sastrugi. Forme d'erosione eolica nivale che causano variazioni orizzontali di coesione del manto nevoso, quando le depressioni si colmano di neve ventata.

Alle alte quote si registrano 230 giorni di vento l'anno, sulla sommità del Corno Grande 300, di cui 53 giorni con velocità superiori ai 54 km/h e valori che raggiungono 120 km/h e punte di 160 km/h. (Demageot, 1965).

I versanti settentrionali sono più freddi dei meridionali, circa 1°C a parità di quota, e provocano lo spostamento in basso dei livelli bioclimatici, circa 250/300 m; a 1.000 m si registrano 55 giorni di neve all'anno che diventano 190 a 2.000 m e 365 sulla sommità del Corno Grande, (*limite delle nevi perenni*).

L'innnevamento è inferiore, a parità di quota, alle Alpi Marittime francesi ma superiore alle Alpi Cozie (*Colle del Monginevro, Col d'Izoard*). L'Abruzzo è una delle regioni più nevose d'Europa (Demageot, 1965), neve e ghiaccio permangono a lungo sia al suolo sia nel sottosuolo, arrivando sovente a quote collinari e di pianura nei versanti nord-orientali.

In questo lato della catena, protetto all'interno di una conca, giace il ghiacciaio più meridionale d'Europa, ora ridotto e suddiviso in due frazioni, l'unico del bacino mediterraneo, (*il Calderone 42°, 28' Lat. N.*).

Il primato l'ha conquistato all'inizio del XX secolo, dopo che si è estinto il ghiacciaio del Corral di Veleta nella Sierra Nevada spagnola, posto a una latitudine inferiore ai 38°. Il soleggiamento, la distribuzione delle precipitazioni e il vento rivelano l'aspetto mediterraneo della montagna che, nel versante aquilano, ricorda i paesaggi della Tessaglia (Grecia); l'energia solare assorbita, in assenza di copertura nuvolosa, produce forti innalzamenti termici in primavera che, fondendo il manto nevoso, provocano l'aumento del numero di cicli gelo-disgelo con evidenti effetti, specialmente nei versanti meridionali e nel tardo periodo estivo in quota, del disfacimento dei versanti lapidei.



Figura 8 – Cornici nivali nei versanti sottovento, in secondo piano il monte Camicia 2.564 m s.l.m. (Cetemps).

L'influenza mediterranea si evidenzia soprattutto nella stagione arida estiva per l'espandersi verso nord dell'anticiclone africano che comporta temperature minime sempre superiori a 0°C, in quota, e due stagioni umide, a caratteristiche diverse. Le prime precipitazioni nevose iniziano alla fine dell'estate, ma solo tra ottobre e novembre la neve permane al suolo e resiste fino a maggio in alta quota, e in zone protette fino a giugno.

L'intensità e la distribuzione stagionale della quantità idrica meteorica sono responsabili della genesi di forme di dilavamento superficiale caratteristici, di alvei aperti, asciutti e anastomizzati, di una rete idrica scarsamente organizzata, di un elevato carico solido e di aste che terminano a delta nella piana di Campo Imperatore che funge da bacino endoreico.

Forme riconducibili ai *debris-flow* (Fig. 6), si aprono nella piana e in corrispondenza dei cambiamenti di pendenza nelle valli maggiori, sono in stretta relazione con litologia e morfologia dei versanti dai quali estraggono materiali.

Fiumi di pietre, *block-stream*, si articolano da nicchie di nivazione, nevati, accumuli clastici e bacini sommitali, questi sono sede di temporanei deflussi idrici superficiali e forniscono una certa alimentazione anche a stagione inoltrata.

Queste forme si attivano allo scioglimento del manto nevoso e raggiungono la loro massima intensità alla fine dell'estate/inizio autunno quando i contrasti termici atmosferici scatenano forti rovesci e i suoli sono vulnerabili all'azione dilavante delle acque correnti e meteoriche per l'impovertimento della vegetazione e per l'azione termoclastica.

Sono forme tipiche dei paesaggi aridi mediterranei che si osservano nei versanti meridionali della catena e negli altopiani, dove l'effetto conca ne esalta la formazione e la distribuzione, consentendo l'incontro tra il

regime climatico mediterraneo e alpino. Nelle aree di accumulo il flusso dei detriti è soggetto a variazioni laterali, affiancandosi a depositi dinamicamente inattivi, evidenziati dallo spessore del suolo, dalla copertura vegetale, dallo stato di ossidazione delle superfici lapidee e dall'immobilità dei clasti, Fig. 6.

Nel periodo invernale la morfogenesi trae alimento dalla dinamica della neve e nella formazione di permafrost che, per i ripetuti cicli di gelo-disgelo, ha una dinamica elevata.

Le correnti aeree non trovano ostacoli in questa regione dell'Italia centrale, e in montagna queste aumentano di velocità e intensificano i loro effetti.

La ventilazione si concentra per lo più tra aprile e novembre con durate, per ogni singolo evento, che può raggiungere la settimana.

La direzione favorisce gli apporti da ovest, sud-ovest 60%, poi quelli da nord il 17% e infine da est nord-est il 14%.

Dai quadranti occidentali giungono le perturbazioni atlantiche, apportatrici di umidità che sono intercettate dalle meno elevate catene appenniniche poste a ovest: *Simbruini e Velino-Sirente*, e quando raggiungono il Gran Sasso, hanno perso una parte dell'umidità iniziale. Sono venti responsabili di una forte asimmetria del manto nevoso e accumulano notevoli spessori sottovento, *neve soffiata*, e formano cornici (Fig. 8).

Queste perturbazioni sono spesso anticipate dal *Libeccio*, vento di sud-ovest che raggiunta la cresta sommitale scende lungo i versanti settentrionali, *vento di ricaduta*, e si riscalda, riducendo lo spessore della neve. Queste condizioni meteo-climatiche sono visibili anche a distanza per la formazione di *nubi lenticolari* a ridosso del lato orientale delle cime più elevate. Dai quadranti meridionali la montagna riceve lo *Scirocco*, vento arido di origine africana, che innalza velocemente le temperature nelle aree sopravvento, e provoca effetti



Figura 9 – Cristalli di ghiaccio piumati (Cetemps).



Figura 10 – Campo Imperatore, 2.135 m s.l.m., albergo. Nevicata di Pasqua 2007.

analoghi al *Libeccio* e nel semestre invernale altera la stabilità per il rapido e generalizzato scioglimento del manto nevoso, aumentando di conseguenza il pericolo di valanghe.

Questa massa d'aria asporta e distribuisce materiale fine che ricade come precipitazione secca nelle zone sottovento (Pecci, 2009), colorando a volte il manto nevoso di rosa: è sabbia del Sahara che ci ricorda l'aspetto cromatico delle montagne del Sinai.

La deflazione eolica riduce il manto fino a eliminarlo completamente nelle aree particolarmente esposte, sottoponendo cime, guglie e pareti a intense smerigliature (Fig. 5).

Nelle superfici pianeggianti delle conche e su versanti omogenei esposti è un intrecciarsi di *ripples*, *sastrugi* (Grigio e Maschio), Fig. 7, e dune di neve, (Bianchi *et alii*, 2003) che al cambiamento delle condizioni meteo climatiche, metamorfizzano e "congelano" le strutture sedimentologiche che possono rivelare informazioni utili per comprendere la dinamica della variazione degli spessori laterali del manto nevoso.

A differenza degli accumuli eolici osservati in Antartide, Groenlandia e nelle Svalbard queste forme hanno vita breve e non sempre sono facilmente visibili.

La montagna è esposta ai venti provenienti da settori settentrionali e orientali che dalla porta di Trieste e dai Balcani raggiungono velocemente le pareti del Gran Sasso.

Sono venti artici freddi che portano rapidi abbassamenti nelle temperature; nella stazione di Campo Imperatore si registrano, in queste circostanze, valori uguali e/o inferiori a -20°C in inverno.

Il soffio da nord ripristina condizioni termiche alpine in quota, e nei versanti esposti a queste masse d'aria.

NEVE E VALANGHE

La neve è una roccia formata da cristalli (Fig. 9), riconducibili al reticolo esagonale e costituiti da idrogeno e ossigeno in rapporto di 1:2.

Il rapporto tra cristalli e vuoti determina la densità della neve, quando tutti gli spazi sono occupati da cristalli, si parla di ghiaccio compatto.

Il particolare valore della temperatura di fusione/solidificazione dell'acqua (0° C a 1013,25 hPa), che raggiunge valori positivi in quota per l'abbassarsi della pressione (Fig. 10), rende suscettibile di fusione questa roccia in relazione alle condizioni meteo/climatiche, favorendo il riempimento degli spazi vuoti con acqua allo stato liquido: *la neve bagnata*.

Questo processo aumenta la densità, poiché l'acqua allo stato solido diminuisce il suo peso specifico, a differenza di tutti gli altri minerali. La minor tensione di vapore del ghiaccio rispetto all'acqua ne favorisce il passaggio allo stato solido (McClung-Schaefer, 1996), in presenza di entrambe le fasi, e produce la compattazione del manto nevoso in strati a diverse densità sovrapposti.

Uno strato di neve, per l'alternanza di grani e vuoti, riduce la conduttività termica e mitiga le escursioni attraverso gli scambi di calore associati ai cambiamenti di stato, alla mobilità delle molecole dell'aria e al metamorfismo.

Coperture superiori ai 60 cm, mantengono temperature della base uniformi che oscillano intorno a 0° C e che possono contrastare notevolmente con i valori superficiali.

La proprietà isolante della neve è causa di un gradiente di temperatura tra la base e la superficie che favorisce la risalita del vapore dal basso che tenderà a sublimare negli strati superiori attraverso la formazione di *cristalli a calice* (5 mm di diametro): *brina di profondità*.

In superficie la condensazione e la sublimazione del vapore prodotto in una giornata di sole tende a formare brine che producono strati a maggior densità e compattezza rispetto a quelli più profondi: *brina di superficie*.

Determinate condizioni meteo-climatiche e spessori modesti, riducono il gradiente fino ad annullarlo (*isotermia*) che, con valori prossimi alla fusione determinano condizioni d'instabilità dell'intero spessore. Questi processi di natura fisico/chimico e cristallografica, sono il metamorfismo della neve e il cambiamento delle sue proprietà fisiche; la riduzione degli spazi può avvenire per riduzione delle ramificazioni dei cristalli, fenomeno riconducibile al "metamorfismo distruttivo", che riduce il volume delle particelle.



Figura 11 – Valanga a debole coesione; Direttissima per il Corno Grande, si distingue la morfologia dell'area di distacco e della zona di scorrimento, (meteonetwork).

Quando invece la metamorfosi della forma e dimensione dei grani/cristalli e delle relative proprietà fisiche, provocata dalle condizioni meteo/climatiche, comporta l'aumento delle dimensioni dei cristalli a scapito della porosità, si parla di "metamorfismo costruttivo".

La battitura delle piste favorisce l'aumento di densità, che previene l'instabilità.

Il vento induce cambiamenti nella distribuzione del manto, e metamorfismi nei cristalli.

Al primo punto sono da ricondurre la formazione di rilievi modellati dall'azione del vento come le "cornici" (Fig. 8), al secondo l'azione di smerigliatura sui grani/cristalli.

La pressione esercitata dall'aria sulle superfici esposte provoca la formazione di *lastroni* e, sottovento di accumuli di *neve soffiata*; queste azioni formano strati a diverse caratteristiche meccaniche modificando l'angolo di attrito interno.

La stabilità degli strati superficiali è alterata proporzionalmente al grado d'inclinazione

del versante, si staccano lastroni e si formano valanghe a debole coesione (Fig. 11).

Durante il trasporto e il deposito, si creano altri cambiamenti nella neve osservabili negli accumuli da valanghe: riduzione della porosità, assenza di stratificazione, cristalli e grani poligenici mescolati caoticamente.

GEOMORFOLOGIA NIVALE

Il trasporto periodico e sistematico di neve e ghiaccio a quote inferiori in aree più stabili a cui si associa del detrito, provoca una ben delineata morfologia nei versanti interessati, che ha in comune con quella glaciale e periglaciale l'ambiente morfoclimatico, mentre con quella gravitativa la dinamica del trasporto.

In una valanga, come in una frana, si distinguono un'area di distacco, una di scorrimento e una di accumulo; l'area di distacco tende ad assumere una forma a imbuto, ma può essere condizionata dalla forma del versante.

Può avvenire anche all'interno di un canale, con pendenze elevate (30°/45°) ed è in relazione con le caratteristiche meccaniche e strutturali del substrato e la periodicità degli eventi che, incidendo il solco di scorrimento, tende a infossarlo e farlo retrocedere all'interno del versante.

Queste zone sono situate superiormente al limite della vegetazione evoluta e caratterizzano morfologicamente le aree concave del rilievo attuale; insistono frequentemente nei circhi glaciali quaternari (Fig. 5), dove si sostituiscono ai ghiacciai nell'azione geomorfica (Fraternali, 2009).

Aree di distacco sono pure frequenti sulle pareti rocciose, dove la neve può accumularsi in quantità limitate, ed è per questo motivo, soggetta a svasamenti sommitali.

Pendii morfologicamente meno evoluti con pendenze elevate e superfici omogenee, sono aree di distacco che, quando sono prossime, alimentano un unico corpo valanghivo amplificandone gli effetti, (Fig. 15).



Fig. 12 Nevato di Fonte Rionne, 2.190 m s.l.m. (settembre 2009).



Figura 13 – Conoide poligenico, Valle del Rio Arno.

La zona di scorrimento si articola alla base della struttura a imbuto, in sezione longitudinale, ha lunghezza variabile, la base concava, in sezione trasversale, è dovuta alla maggior erosione nella parte centrale rispetto alle aree laterali, come nel flusso gravitativo, e l'andamento si adatta alla morfologia del versante per le valanghe radenti ed è tendenzialmente rettilineo o leggermente sinuoso. Nelle valanghe nubiformi, prevalendo la componente aerea, il movimento è indipendente dalla morfologia del versante che non riesce a produrre ostacoli e la velocità di scorrimento è molto elevata. Quando il flusso della neve è abbondante e s'introduce nelle aree del bosco, rimangono i segni dell'abbattimento unidirezionale e nastriforme della fustaia (Figg. 14 e 15) che tende ad assumere un profilo superiore orizzontale digitiforme lungo il versante, in cui la faggeta e le aree arbustive non soggette a valanghe e/o deflussi gravitativi, si innalzano di quota.

La morfologia del substrato, in questi casi, si presenta generalmente convessa (semiconi, semicilindri) e/o si trova su linee di spartiacque gravitativi (Fig. 15), oppure è a valle di aree a basso rischio valanghivo.

La causa della penetrazione del flusso di neve e ghiaccio nel bosco è da ricondurre alle particolari condizioni meteo-climatiche, alla capacità della nicchia di distacco, alla pendenza della zona di scorrimento e alla coalescenza di diverse aree di deflusso che ne amplifica la portata (Fig. 15).

Nel versante occidentale del monte Sella 2.027 m s.l.m, nella piana di Fonte Vetica 1.632 m s.l.m, sono visibili alcune di queste tracce che risultano dalla coalescenza di più nicchie di distacco che si sono attivate a marzo 2005, le quali hanno divelto e trasportato fusti di abeti che, dalle dimensioni, avevano

presumibilmente trenta anni di età. Il luogo in cui fu effettuato il rimboscimento presenta le caratteristiche geomorfologiche di un'area valanghiva, come è possibile verificare dalle immagini del versante effettuate prima del 2005. Le valanghe di maggiori dimensioni, che per loro natura raggiungono le quote inferiori, tendono a ripetersi negli stessi luoghi con frequenze che hanno un periodo pluridecennale.

I canali di deflusso hanno morfologie peculiari rilevabili geomorfologicamente e permettono di valutarne la vulnerabilità e la sua estensione alle quote inferiori.

Nel periodo estivo, in questi solchi converge il movimento di pietrisco e detriti, resi instabili dall'azione criogenica e mobilitati dalla gravità e dal dilavamento superficiale.

L'azione è particolarmente intensa durante i rovesci violenti e i clasti selezionandosi durante il percorso si accumulano a valle sedimentandosi sui conoidi di origine nivale, (Campo Pericoli, Campo Imperatore).

Si formano in questo modo dei conoidi poligenici, particolarmente sviluppati nella sinistra idrografica della Val Maone, della Valle del Rio Arno e nelle pendici nord della Vetta Settentrionale d'Intermesoli (Fig. 13).

La zona di accumulo della neve in una valanga, è caratterizzata da una pendenza inferiore che causa il rallentamento e/o l'arresto della massa in movimento, dove l'energia della massa nevosa si riduce notevolmente fino ad azzerarsi.

Un deflusso di neve in movimento si muove anche su pendii di 18° di pendenza (McClung-Schaerer, 1996).

Il deposito di considerevoli volumi di neve, e il relativo costipamento, riducono la porosità,

favorendo l'aggregazione e la formazione di nevatiche, per forme e dimensioni, sono analoghi a piccoli ghiacciai, alla base di questi, in zona frontale è possibile osservare la formazione di ghiaccio compatto stagionale, (Fig. 12).

I nevati maggiori occupano particolari zone depresse uno è prossimo al limite superiore della vegetazione evoluta (Fondo della Salsa), e distribuiscono e conservano notevoli volumi di neve e ghiaccio.

Il fronte dell'accumulo ha una pendenza elevata poiché l'angolo di attrito interno della neve, a queste quote dopo il rotolamento e successivo mescolamento di strati a diverso grado di metamorfismo, permette una stabilità maggiore.

Le masse nevose che si accumulano a valle sono pertanto eterogenee nella struttura e composizione e inglobano detriti rocciosi e una parte organica, in taluni casi rilevante, visibili nel tardo periodo estivo per la copertura che conferiscono alla superficie nevosa.

Massi anche di un metro di diametro, rimangono inglobati e/o sospesi sulla coltre nevosa e solo nella fase di ablazione (fusione) si compattano, muovendosi e generando instabilità nella zona di accumulo.

La superficie prospiciente al fronte di accumulo tende ad abbassarsi formando depressioni circondate da accumuli a festoni e a semiluna: le nivomorene (D'Alessandro, Pecci..., 2003-2004).

Nelle pendenze maggiori e dove avviene un'evidente variazione di acclività, gli accumuli detritici assumono la forma a ventaglio, e a conoide quando la pendenza è elevata (Fig. 13).

CONCLUSIONI

Le morfostrutture valanghive attive occupano ora superfici ridotte e si trovano a quote superiori, se paragonate a quelle non attive o relitte (Fig. 14), è lo stesso fenomeno che ha ridotto e trasformato le forme glaciali: l'innalzamento dell'isoterma 0 C° ha portato il livello delle nevi perenni nel Gran Sasso a superare i 3000 m di quota, (Fraternali, 2009).

L'accumulo nevoso che si determina in aree protette da particolari condizioni morfologiche è causa di formazione e mantenimento di glacio-nevati e nevati eccezionalmente sviluppati in dimensioni e numero in questo gruppo montuoso.

La diffusione di queste forme è comunque insignificante rispetto ai ghiacciai rigenerati e alle relative nivomorene relitte che troviamo alle quote inferiori, a ridosso di salti morfologici (Valle delle Cornacchie).

Questi ci ricordano gli accumuli gravitativi di ghiaccio e detriti avvenuti nelle passate glaciazioni. Le nivomorene e i conoidi detritici valanghivi durante l'ablazione estiva perdono il cemento di neve interno, cui segue la diminuzione del valore di attrito interno di questi

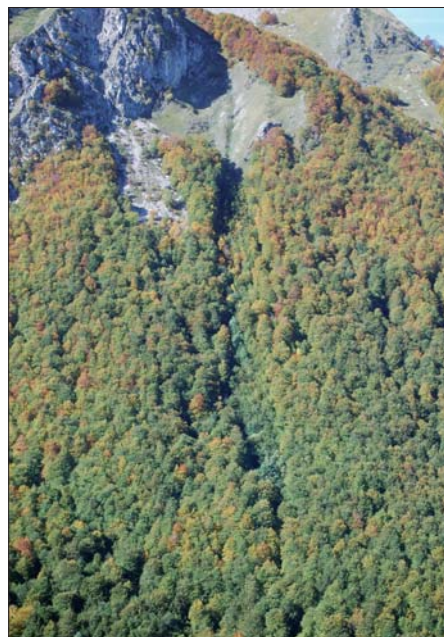


Figura 14 – Pizzo Intermedoli, Vetta settentrionale. Nicchia di distacco nell'area prativa e antico canale di scorrimento nel bosco parzialmente rimarginato dalla vegetazione. In alto a sinistra in evidenza nicchia di distacco su roccia e area di accumulo di valanghe recenti nel bordo settentrionale del bosco.



Figura 15 – Area valanghiva: Le Malecoste. Canali valanghivi e di distacco, deflusso e accumulo di pietrisco. Analisi geomorfologica satellitare. (Fraternali-2009).

clasti che, nei versanti ripidi, rotolano a valle come nel trasporto gravitativo.

Gli accumuli di neve valanghiva alle quote inferiori prolungano i tempi di scioglimento e favoriscono l'alimentazione idrica superficiale e profonda nei mesi estivi.

In una montagna carsica che si trova al di sotto del livello delle nevi perenni questa alimentazione risulta particolarmente importante e necessaria, dato che nei mesi estivi l'apporto idrico meteorico a questa latitudine è modesto se non del tutto scarso.

Il Gran Sasso è a rischio anche per valanghe sismo-genetiche, fenomeno che ha favorito il distacco della coltre nevosa nell'aprile 2009 di tre flussi paralleli nel versante meridionale della Cresta delle Malecoste a nord dell'abitato di Assergi (AQ), Fig. 15.

L'evento del 6 aprile 2009 ha causato crolli e caduta di neve nel versante orientale del Corno Piccolo e, in concomitanza con le scosse maggiori si sono verificati cedimenti del manto nevoso nell'area di Prati di Tivo.

I versanti orientali sono soggetti, per la loro morfologia, a svasamenti e crolli nivali dalle pareti e, per le particolari condizioni termiche, di umidità e delle precipitazioni, alla formazione di valanghe di neve a scarsa coesione.

Le forme generate dal trasporto valanghivo, associate agli ambienti crio-nivali, hanno un'evoluzione rapida nell'Appennino Centrale in particolare nella catena del Gran Sasso d'Italia. La latitudine e l'esposizione dei suoi versanti sottopongono questa montagna a numerosi e rapidi sbalzi termici che incidono sul metamorfismo della neve e sulla variazione altimetrica dell'isoterma 0° C.

Una delle conseguenze dell'innalzamento delle isoterme stagionali è la fusione del ghiaccio presente nelle fratture di pareti rocciose in alta quota e delle condizioni di instabilità e pericolo di crolli che ne deriva, (frana

versante nord-est vetta orientale, 23 agosto 2006). Nelle aree di accumulo valanghivo si depositano ciottoli e breccie che lo scioglimento della matrice nevosa mobilita (Val Maone).

Nel semestre estivo, alla dinamica valanghiva si sostituiscono il dilavamento meteorico e il trasporto gravitativo di ciottoli e breccie resi vulnerabili a questi agenti poiché non più protetti e legati dal ghiaccio e dalla neve.

Conoidi di detrito poligenici particolarmente sviluppati arealmente raggiungono quote considerevolmente elevate lungo i versanti della catena nel lato settentrionale, testimoniando l'intensità e la frequenza di questi fenomeni. I debris flow (La Canala, La Fornaca) nel versante orientale di Campo Imperatore, si formano quando la matrice si arricchisce di materiali particolarmente fini come le miloniti che da monte Aquila attraverso Vado di Corno risalgono il versante occidentale di monte Brancastello fino al Prena, oppure come le argille bituminose che dal Prena raggiungono il Camicia attraverso Vado di Ferruccio (Adamoli, 2002).

L'attività valanghiva è in relazione con le condizioni meteo-climatiche e le caratteristiche geomorfologiche del rilievo, e modifica i versanti creando morfostrutture che nel semestre estivo comportano dilavamento e trasporto di massa.

Anche quest'ultime morfologie sono in relazione con le condizioni meteo-climatiche e la tipologia di rilievo. Le due azioni sono quindi connesse e interdipendenti e, quando sono giustapposte, scorrono all'interno degli stessi canali di deflusso e alimentano gli stessi conoidi, concorrendo ad amplificarne gli effetti, fig.13.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2000), *La neve*, Trento, Aineva.
 AA.VV. (2006), *Testimoni di una montagna scomparsa*, Imont e Aigeo, Bologna, Bonomia University Press.

ADAMOLI L. (2002), *Il gigante di pietra, la storia geologica del Gran Sasso d'Italia*, Pescara, Carsa Edizioni.

BELL FRED G. (2004), *Geologia ambientale, teoria e pratica*, Bologna, Zanichelli.

BIANCHI A., ROSSOTTI G., SBARUFATTI G. (2003), *Misure di trasporto eolico di neve, dati strumentali e formule*, in "Neve e valanghe", Trento, Aineva, n.48.

CASTIGLIONI G. B. (1991), *Geomorfologia*, Torino, UTET.

D'ALESSANDRO L., DE SISTI G., D'OREFICE M., PECCI M., VENTURA R. (2003), *Geomorphology of the Summit Area of the Gran Sasso d'Italia (Abruzzo, Italy)*, in "Geogr. Fis. Dinam. Quat.", 26, 1 TAV., pp.125-141, Torino, Comitato Glaciologico Italiano.

DELFILO O. (1990), *Una salita al Gran Sasso d'Italia nel 1794*, Teramo, rist. anastatica a cura del CAI sez. di Isola del Gran Sasso e di Insieme per..., Edizioni di Castelli.

DEMAGEOT J. (1965), *Geomorphologie des abruzzes adriatiques, memoires et documents*, Paris, Editions du CNRS.

DE MARCHI F. (1573), *Il Corno Monte*, Archivio di Stato L'Aquila.

FRATERNALI G. (1998), *I paesaggi della geologia: il gruppo del Gran Sasso; Geografia nelle scuole*, in "A.I.I.G.", n. 2-98, Trieste.

FRATERNALI G., SCOZZESE F. (2009), *Avalanche Hazard Chart on Gran Sasso d'Italia-Census of Events and Morphological Analysis of the Sites*, in "Epitome Geoitalia 2009 VII Forum Fisi", 1964-1984, Roma, Vol. 3, pp. 298-299.

GISOTTI G., ZARLENGA F. (2004), *Geologia ambientale*, Palermo, Dario Flaccovio Editore.

GRIGIO D., MASCHIO M., *Manuale di neve: principi, processi gestione e uso*, H-D Editore.

I.C.S.I. (1981), *Avalanche atlas illustrated international avalanche classification*, Paris, UNRSCO.

KNIGHT C. N. (1973), *Cristalli di neve*, Milano, Le Scienze, n.56.

MCCCLUNG, D. SHAERER P. (1996), *Manuale delle valanghe*, Bologna, Zanichelli.

MUNTER W. (1992), *Il rischio di valanghe*, Milano, C.A.I.C.A.S.

ORTOLANI M. (1942), *Il massiccio del Gran Sasso d'Italia; Memorie della Reale Società Geografica Italiana*, Roma, Società Italiana Arti Grafiche, Vol. XX, parte I.

PECCI M. (2004), *Valanghe sul Gran Sasso d'Italia*, in "Neve e valanghe", Trento, Aineva, n. 52.

PECCI M. (2009), *Neve e sabbia in appennino centrale*, in "Neve e valanghe", Trento, Aineva, n. 67.

PRAOLINI A., TOGNONI G., TURONI E., VALT M. (2001), *Le valanghe*, Trento, Aineva.

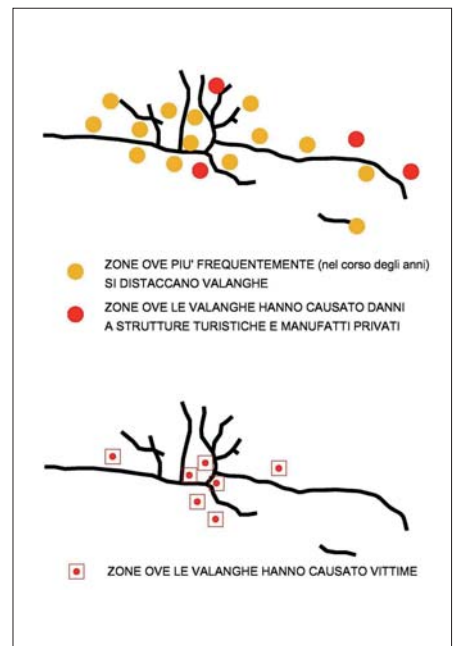
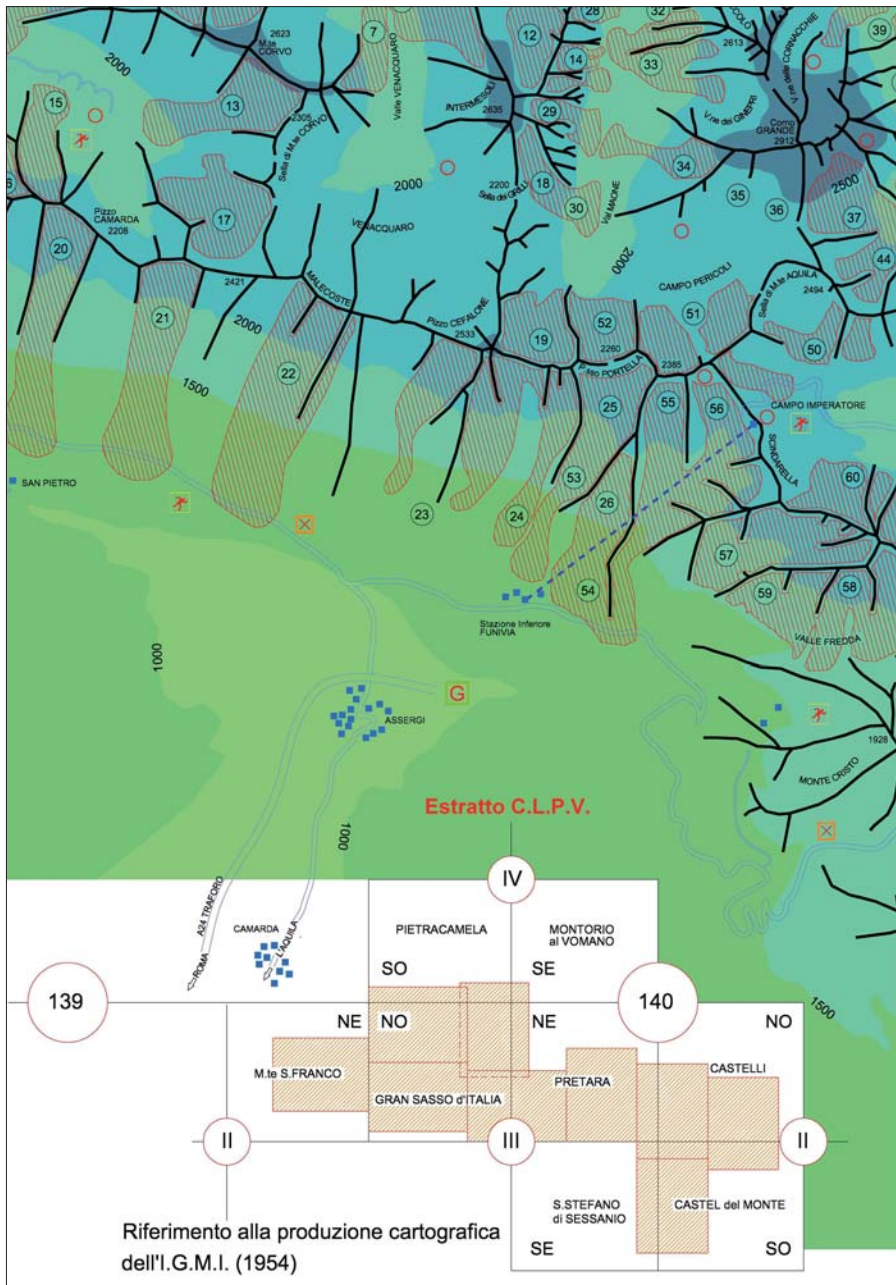
SALM B. (1987), *Guida pratica sulle valanghe*, Milano, C.A.I.C.A.S.

TELLINI C., *Forme da nivazione e da valanghe*, in "Rivista Università di Parma".

TONELLI R., BELLI P. (2007), *Meteorologia aeronautica*, Milano, Hoepli.

RIFERIMENTI INTERNET

- www.meteonetwork.it
 www.cetemps.aquila.infnet.it



Toponimi delle aree interessate

1 Valle dell'Inferno	33 Vallone dei Ginepri	66 Prati del Cimone
2 Crestadi Rotigliano	34 Selladel Brecciaio (Primo Scrimone)	67 Pagliare
3 Il Proccio Vecchio	35 Vers.te Sud-Est del Primo Scrimone	68 Fonte Del Peschio
4 Campiglione	36 Direttissima di CornO Grande	69 Vers.te Ovest di Monte Faeto
5 Valle Crivellaro	37 Vers.te Est di Sella di Corno Grande	70 Coste di Sferruccio
6 Valle Fosso del Monte	38 Coste di San Nicola	71 Fosso della Pila
7 Le Renare	39 Vers.te Est della vetta orientale	72 Fosso della Rava
8 Valle Venacquaro	40 P.so delle Scalette-V.ne Cornacchie	73 Pisciarellone
9 Il Brecciarone	41 Vers.te Nord di Corno Piccolo	74 Fondo della Salsa
10 Vers.te Nord P.zzo Camarda	42 Colle Pelato	75 Fosso Morto
11 Colle Ceraso	43 Vers.te Est di Cima Alta	76 Colle della Torretta
12 Conca del Sambuco	44 Valle dell'Inferno	77 Pedemontana Castelli Rigopiano
13 Le Scalette	45 Vers.te Nord Cresta di Monte Aquila	78 Il Gravone
14 Vers.te Est P.zzo Intermesoli	46 Bosco della Lama Bianca (a monte)	79 La Fornaca
15 Altavalle Chiarino	47 Lama Bianca	80 Coste di Sferruccio
16 Valle Piano Camarda	48 Bosco Spelletro	81 Vallone di Vraddda
17 Vers.te Nord Sella Malecoste	49 Fontari	82 Le Macchiole
18 Vers.te Nord-Est Pizzo Cefalone	50 Vers.te Nord M.ti Portella e Aquila	83 Le Macchiole
19 Pizzointermesoli	51 Passo della Portella	84 Valle Samna
20 Le Veci	52 Vallone della Portella	85 Fonte Samna
21 Prato Mascapà	53 Fonte di Portella	86 Fonte Torricella
22 Malecoste	54 Passo del Lupo	87 Valle Cupa
23 Macchiagrande (canali sovrastanti)	55 I Tre Valloni	88 Costa Mercante
24 Il Dente	56 Celluccio	89 Vers.te Est di Monte Siella
25 Vallone della Portella	57 Valle Fredda	90 Vers.te Nord di Monte S.Vito
26 Venarossa	58 Grotta dell'Arco	91 Vetica di Camicia
27 Picco dei Caprai	59 Scindarella	92 Vers.te Sud di Monte Siella
28 Picco Pio XI	60 Scindarella	93 Coste di San Vito
29 Parete Est Pizzo Intermesoli	61 Scindarella	94 Coste di San Vito
30 Anfiteatro Sella dei Grilli	62 Scindarella	95 Costa di Monte Bolza
31 Coste San Giovanni	63 Bosco Spelletro	
32 Canale del Tesoro Nascosto	64 Il Vallone	
	65 Fosso Malepasso	

C.L.P.V. del Gran Sasso d'Italia

Carta di Localizzazione Probabile delle Valanghe

a cura di: **Dott. Gabriele Fraternali**
Geom. Fulvio Scozzese

Sezione Abruzzo con la collaborazione degli Alpinisti Abruzzesi



Società Italiana di Geologia Ambientale

Casella Postale 2449 U.P. Roma 158

Tel./fax 06.5943344

E-mail: info@sigeaweb.it

http://www.sigeaweb.it

DOMANDA DI AMMISSIONE ALLA SIGEA – da inviare tramite e-mail o Casella Postale

I sottoscritt_(cognome)_____ (nome)_____

nat_ a_____ il _____

laurea/diploma in_____

professione _____

ente di appartenenza _____

indirizzo d'ufficio (1) _____

_____ tel. _____ fax _____

indirizzo privato (1) _____

_____ tel. _____ fax _____

E-mail: _____

chiede di essere ammesso in qualità di socio (2) _____ alla SIGEA.

Le sue esperienze principali nel campo della Geologia Ambientale sono (indicare parole chiave):

I suoi interessi principali nel campo della Geologia Ambientale sono:

(data)

(firma)

(1) Indicare Via/Piazza, numero civico, CAP, città, sigla Provincia. Segnare con un asterisco l'indirizzo al quale deve essere inviata la rivista Geologia dell'Ambiente e la corrispondenza.

(2) La qualità di socio si acquisisce su domanda del candidato e per approvazione del Consiglio Direttivo.

Possono diventare soci ordinari solo le persone che hanno almeno tre anni effettivi di esperienza nel campo della Geologia Ambientale, documentati mediante curriculum da allegare. Possono diventare soci aderenti le persone che hanno interesse per la Geologia Ambientale. La quota associativa annuale è unica, ai sensi del nuovo Statuto adottato nel 1999; per il 2010 è di euro 30,00. I versamenti a favore della SIGEA possono essere effettuati mediante:

- CC Postale n. 86235009 Roma;
- Banco Posta, tramite codice IBAN: IT 87 N 07601 03200 000086235009
- assegno bancario o circolare non trasferibile, intestati a Società Italiana di Geologia Ambientale, Roma.

Secondo lo statuto della SIGEA il rinnovo della quota va effettuato **entro il 31 marzo di ogni anno**.

Per i nuovi soci, la quota di iscrizione pagata dal 1° novembre in poi è valida per l'anno successivo

Informativa ai sensi dell'art. 13 del d.lgs. 196/2003 (Codice in materia di trattamento dei dati personali)

Ai sensi dell'art. 13 del d.lgs.196/2003, Le forniamo le seguenti informazioni.

I dati da lei forniti verranno utilizzati da SIGEA nel pieno rispetto della normativa citata.

I dati saranno oggetto di trattamento in forma scritta e/o supporto cartaceo, elettronico e telematico; i dati, previo Suo consenso, verranno utilizzati per le future informazioni delle attività della Sigea tramite supporti cartacei e/o elettronici.

L'interessato potrà godere dei diritti assicurati dall'art. 7 (Diritto di accesso ai dati personali ed altri diritti) e dall'art. 8 (Esercizio dei diritti) del d.lgs. 196/2003. Titolare del trattamento è SIGEA.

FORMULA DI ACQUISIZIONE DEL CONSENSO DELL'INTERESSATO

Il/La sottoscritto/a, acquisite le informazioni fornite dal titolare del trattamento, ai sensi dell'art.13 del d.lgs. 196/2003, dichiara di prestare il proprio consenso al trattamento dei dati personali per i fini indicati nella suddetta normativa.

Luogo e data _____

Firma _____

La **SIGEA** è un'associazione culturale senza fini di lucro, riconosciuta dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare come "associazione nazionale di protezione ambientale a carattere nazionale" con decreto 24 maggio 2007 (G.U. n. 127 del 4/6/2007). Agisce per la promozione del ruolo delle Scienze della Terra nella protezione della salute e nella sicurezza dell'uomo, nella salvaguardia della qualità dell'ambiente naturale e antropizzato e nell'utilizzazione più responsabile del territorio e delle sue risorse.

È aperta non solo ai geologi, bensì a tutte le persone e gli enti che hanno interesse alla migliore conoscenza e tutela dell'ambiente.

La SIGEA è stata costituita nel maggio 1992 a Roma da 19 Soci fondatori (geologi, ingegneri, architetti, geografi) esperti o cultori di Geologia Ambientale; conta oggi più di 800 iscritti.

Possono far parte della SIGEA, in qualità di soci, persone fisiche o persone giuridiche. I soci appartengono a enti pubblici e privati o sono liberi professionisti.

Cosa fa SIGEA

- **favorisce** il progresso, la valorizzazione e la diffusione della Geologia Ambientale, mediante gli "eventi" sotto riportati, la rivista trimestrale «Geologia dell'Ambiente» e il sito web;
- **promuove** il coordinamento e la collaborazione interdisciplinare nelle attività conoscitive e applicative rivolte alla conoscenza e tutela ambientale; per questo scopo ha costituito le aree tematiche "Patrimonio Geologico" e "Dissesto Idrogeologico";
- **opera** sull'intero territorio nazionale nei settori dell'educazione e divulgazione, della formazione professionale, della ricerca applicata, della protezione civile e in altri settori correlati con le suddette finalità, attivandosi anche mediante le sue sezioni regionali;
- **organizza** corsi, convegni, escursioni di studio, interventi sui mezzi di comunicazione di massa;
- **svolge attività di divulgazione scientifica in vari campi di interesse della Geologia Ambientale, fra cui la conservazione del Patrimonio Geologico:** ad esempio ha organizzato il 2° Symposium internazionale sui geotopi tenutosi a Roma nel maggio 1996 e altri convegni sul ruolo della geologia nella protezione della natura; inoltre collabora con l'associazione internazionale ProGEO (European association for conservation of geological heritage) per svolgere studi, censimenti e valorizzazione dei geositi e per creare collaborazioni con altre realtà europee afferenti a ProGEO;
- **svolge attività di formazione:** organizza corsi e convegni di aggiornamento professionale o di divulgazione su tematiche ambientali, quali previsione, prevenzione e riduzione dei rischi geologici, gestione dei rifiuti, bonifica siti contaminati, studi d'impatto ambientale, tutela delle risorse geologiche e del patrimonio geologico, geologia urbana, pianificazione territoriale, ecc.; inoltre rende disponibili per i soci audiovisivi e pubblicazioni dei convegni SIGEA;
- **informa** attraverso il periodico trimestrale "Geologia dell'Ambiente", che approfondisce e diffonde argomenti di carattere tecnico-scientifico su tematiche geoambientali di rilevanza nazionale e internazionale. La rivista è distribuita in abbonamento postale ai soci e a enti pubblici e privati;
- **interviene** sui mezzi di comunicazione di massa, attraverso propri comunicati stampa, sui problemi attuali che coinvolgono l'ambiente geologico;
- **collabora con altre associazioni** per lo sviluppo delle citate attività, in particolare nella educazione, informazione e formazione ambientale: con CATAP (Coordinamento delle associazioni tecnico-scientifiche per l'ambiente e il paesaggio) cui SIGEA aderisce, Associazione Idrotecnica Italiana, Federazione Italiana Dottori in Agraria e Forestali, Italia Nostra, Legambiente, WWF, ProGEO, ecc.



Società Italiana di Geologia Ambientale

Casella Postale 2449 U.P. Roma 158

Tel./fax 06 5943344

E-mail: info@sigeaweb.it

<http://www.sigeaweb.it>