

1. INTRODUZIONE:	2
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL MONTE ETNA	4
2.1 CARATTERISTICHE FISICHE	4
2.2 GENESI DEL MONTE ETNA	5
2.3 L'ATTIVITÀ ERUTTIVA DELL'ETNA	8
2.4 CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA	9
2.4 STRUTTURE TETTONICHE PRINCIPALI	11
3. PERICOLOSITÀ E RISCHIO	15
3.1 CONCETTI BASE	15
3.2 RISCHIO DA INVASIONE LAVICA	16
4. GLI AUTOMI CELLULARI	18
4.1 INTRODUZIONE	18
4.2 SPECIFICHE TECNICHE DEGLI AUTOMI CELLULARI	19
4.3 APPLICAZIONI AI FLUSSI LAVICI	22
4.4 IL MODELLO AD ACM SCIARA	23
4.3 IL PROTOCOLLO DI UTILIZZO DI SCIARA	28
4.4 CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DI SCIARA	29
4.5 ANALISI DI SENSITIVITÀ	32
5. METODOLOGIA PER LA VALUTAZIONE DEL RISCHIO DA INVASIONE LAVICA	35
5.1 INTRODUZIONE	35
5.2 DATI DI INPUT	36
5.3 VALUTAZIONE DEL RISCHIO DA INVASIONE LAVICA	40
5.4 VALIDAZIONE DELLA METODOLOGIA	44
5.5 RISVOLTI APPLICATIVI	47
6. CONCLUSIONI	50
BIBLIOGRAFIA	53

1. INTRODUZIONE:

Diversi tipi di fenomeni naturali, come le colate di lava, i flussi piroclastici, frane e inondazioni, rappresentano un grave pericolo per persone e proprietà in molte parti del mondo. Peterson (1986) relativamente alla pericolosità vulcanica, ha valutato che circa il 10% della popolazione mondiale vive in prossimità di uno dei circa 600 vulcani attivi e, secondo una recente stima (Tilling et al., 2006) più di mezzo miliardo di persone sarebbero soggette a rischio. Fra gli obiettivi primari della moderna vulcanologia vi è la valutazione della pericolosità di un vulcano, la previsione temporale delle eruzioni e la zonazione del territorio in funzione del pericolo.

La previsione delle eruzioni vulcanica può essere eseguita sia a lungo termine sia a breve termine: la previsione a lungo termine consiste nell'ipotizzare le possibili fenomenologie eruttive future e i loro potenziali effetti sull'uomo e sull'ambiente, mentre la previsione a breve termine consiste nel prevedere l'accadimento di un'eruzione.

Le colate di lava possono spingersi a quote molto basse ed arrecare danni materiali ad opere ed infrastrutture, ma difficilmente diventano pericolose per le vite umane dato che la modesta velocità di avanzamento e la scarsa estensione dei fronti attivi consentono di allontanarsi dalle località minacciate (Cristofolini, 2008), al contrario le eruzioni di tipo esplosivo possono essere molto pericolose. Tuttavia la distruzione di quanto la lava incontra lungo il suo percorso è sostanzialmente totale; in particolare per quanto riguarda colture agricole, boschi e beni materiali.

La valutazione della pericolosità e la zonazione del territorio in funzione dei pericoli attesi sono il presupposto fondamentale per una corretta programmazione dello sviluppo del territorio e per l'elaborazione di azioni tendenti alla mitigazione del rischio.

L'obiettivo scientifico generale di tale lavoro, è appunto la creazione di un sistema integrato di simulazione dei campi lavici, applicato all'area etnea (fig 1.1) basandosi sul paradigma degli Automi Cellulari (AC), strutturato in modo da poter essere utilizzato efficacemente nel campo della valutazione del rischio vulcanico. La metodologia sarà applicata

Fenomeni come le colate laviche risultano piuttosto complesse per essere descritti mediante un approccio "classico", basato sulla risoluzione di sistemi di equazioni differenziali, che permette infatti di affrontare soltanto i casi più elementari o comunque casi complessi ma a prezzo di notevoli semplificazioni.

Negli ultimi decenni, lo sviluppo dei modelli di Calcolo Parallelo unito alla crescente potenza di calcolo degli elaboratori elettronici ha consentito di estendere considerevolmente l'applicazione delle metodologie informatiche allo studio quantitativo dei fenomeni naturali complessi. Gli Automi Cellulari costituiscono, appunto, un tale esempio di approccio alternativo per l'analisi dell'evoluzione, nello spazio e nel tempo, di fenomeni naturali complessi (come, ad es., gli incendi, le colate laviche e detritiche) quando l'evoluzione del sistema possa essere descritto in termini di interazioni locali tra le sue parti quali sono le colate laviche.

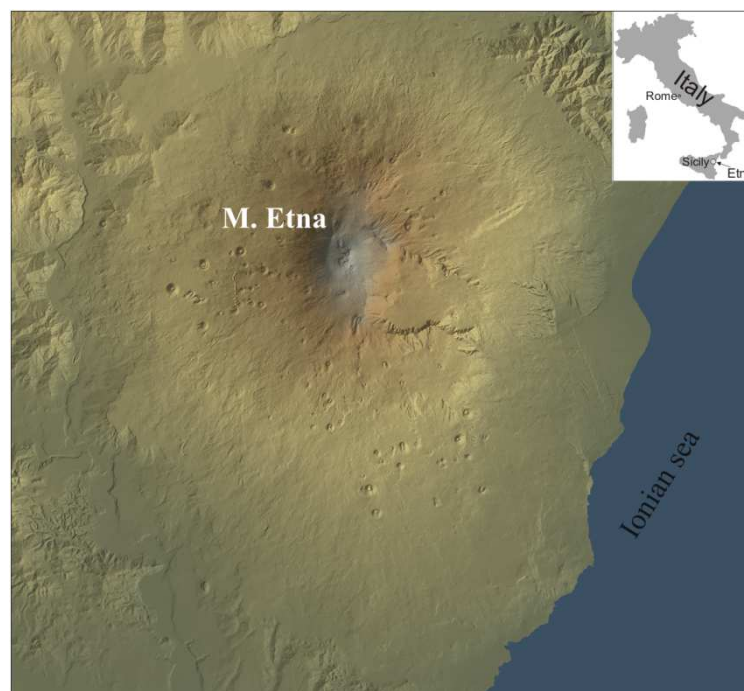


Fig. 1.1: Area di studio

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL MONTE ETNA

2.1 caratteristiche fisiche

L'Etna, il più attivo vulcano europeo, è uno stratovulcano multiplo di natura basaltica costituito da vari edifici centrati su distinti assi eruttivi. L'edificio vulcanico presenta un perimetro di circa 250 km, un'altezza di 3330 m s.l.m., estendendosi nel settore orientale della Sicilia, su una superficie di circa 1500 km². Esso costituisce un'unità territoriale del tutto tipica per condizioni morfologiche, tettoniche e geologiche. L'Etna è, infatti, un rilievo isolato, delimitato a Nord dalla valle del Fiume Alcantara che lo separa dal massiccio granitico dei Monti Peloritani, ad Est dalla costa ionica, a Sud dalla Piana di Catania, che separa il vulcano dai Monti Iblei, e ad Ovest dal Fiume Simeto.

Il Mongibello recente presenta condotti craterici aperti, attualmente è costituito da 4 crateri sommitali attivi: la Voragine e la Bocca Nuova, che si sono formate all'interno del Cratere Centrale rispettivamente nel 1945 e 1968, il cratere di Nord-Est formatosi nel 1911, e il cratere di Sud-Est del 1971. Presenta un'attività persistente con emissione di vapori, lancio di scorie e ceneri, e attività stromboliana talvolta evolvente verso manifestazioni parossistiche (come quelle occorse il 12 settembre 1979, il 24 settembre del 1986, il 17 aprile del 1987, il 23 dicembre 1995, il 22 luglio del 1998, il 4 febbraio 1999 e il 4 settembre 1999).

Sul versante orientale dell'edificio vulcanico s'impone la depressione della Valle del Bove, lunga 8 km e larga 5,5 km, delimitata a sud dalla Serra del Salifizio e a nord dalla Serra delle Concazze. Il fondo di tale depressione vulcano-tettonica è ricoperto dalle colate di lava recenti, emesse sia dal Cratere Centrale sia da bocche eruttive apertesesi lungo i fianchi o all'interno della depressione stessa. Secondo studi recenti (Rittman, 1973, Guest et al., 1989; Neri et al., 1991; Cristofolini, 2008) la Valle del Bove trarrebbe origine da una molteplicità di cause, tra cui la formazione di diverse caldere di collasso, generate da fenomeni di sprofondamento di antichi edifici vulcanici in seguito a violenti episodi esplosivi. Alcuni autori ipotizzano lo scollamento della copertura vulcanica nel settore orientale dell'apparato, che "scivolerebbe" sul substrato sedimentario verso Sud-Est contribuendo ad innescare fenomeni di collasso superficiale (Rust D. & Neri M, 1996; Neri et al., 1995). L'origine di

questa valle resta comunque un argomento ampiamente discusso e ancora oggi gli studiosi non sono tutti concordi circa la sua formazione.

A Sud-Est della Valle del Bove si trova la più piccola Val Calanna, con una lunghezza di circa 3 km e una larghezza di 2km. Tale Valle presenta un fondo piatto ricoperto dai campi lavici di colate recenti.

Le pendici dell'Etna sono disseminate di centinaia di coni vulcanici: alcuni molto grandi come il Monte Minardo, il Monte Ilice, i Monti Rossi e i Monti Silvestri; altri sono piccoli conetti formati nei pressi di bocche eruttive effimere, o attive per breve tempo.

L'edificio vulcanico è interessato da diverse strutture tettoniche, alcune legate a sistemi di fratture della crosta terrestre collegati a "campi di *stress*" regionale, come il sistema di faglie delle Timpe di Acireale, altre direttamente legate all'attività del vulcano stesso come la faglia Pernicana e la faglia di Ragalna.

2.2 Genesi del Monte Etna

La nascita dell'Etna s'integra nell'evoluzione geodinamica del bacino del Mediterraneo (fig. 2.1): è, infatti, situato nella zona di sutura collisionale tra la zolla Eurasiatica e la zolla Africana (Barberi et al., 1974; Lanzafame et al. 2003). Nello specifico, il vulcanismo etneo s'inquadra in un contesto geodinamico che ha interessato il margine settentrionale della Placca Africana dal tardo Miocene in poi, dando luogo dapprima alle estese effusioni laviche a prevalente carattere fissurale dei Monti Iblei e successivamente alla costruzione dell'imponente strato-vulcano etneo. Verso Est l'apparato vulcanico poggia sul bordo della Scarpata Ibleo-Maltese, un fascio di strutture distensive che delimitano il bacino del Mare Ionio producendo un rigetto complessivo di oltre 2000 m.

Le eruzioni siciliane, sia quelle più antiche degli Iblei che quelle dell'Etna, hanno prodotto magmi con caratteristiche vicine a quelli che si formano nelle aree in distensione, benché la Sicilia si trovi in una zona in compressione (Bosquet *et al.*, 1987). Questa particolarità potrebbe essere giustificata (Giacomelli & Pesaresi, 2001) con la formazione discontinuità tettoniche di tipo distensivo, legate ai recenti sollevamenti dell'area etnea (Lo Giudice et al., 1982), perpendicolari alla spinta compressiva, che tendono ad allargarsi e a creare zone in

distensione inserite in una più ampia area di compressione. La zona del margine orientale della Sicilia risponderebbe alla spinta dell'Africa fratturandosi e favorendo in questo modo la risalita di magmi profondi. Tale contesto geodinamico distensivo ha dato luogo dapprima alle estese effusioni laviche dei Monti Iblei e, dal Pleistocene medio-superiore in poi, alla costruzione dell'imponente edificio vulcanico etneo (Neri et al., 1995).

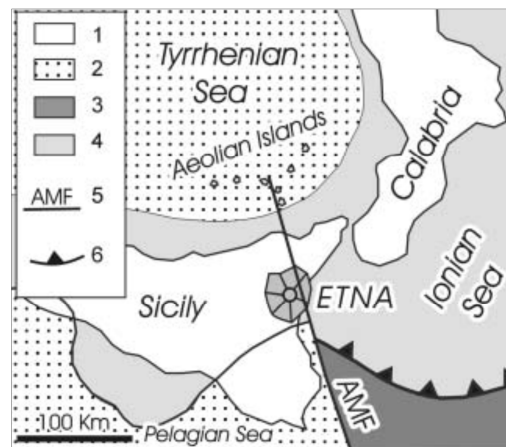


Fig. 2.1: Quadro geodinamico generale (da Corsaro et al. 2002, modificata da Lanzafame et al. 2003: 1) dominio di crosta continentale; 2) margine continentale e crosta assottigliata; 3) crosta oceanica; 4) Catena Appennino-Maghrebide; 5) AMF, sistema eoliano-maltese; 6) fronte attivo di subduzione.

La dinamica di costruzione dell'apparato etneo e la struttura crostale alla base dell'edificio vulcanico, descritte da Ritmann (1973), Wadge *et al.* (1975), Cristofolini *et al.* (1979), Sharp *et al.* (1980), Guest & Duncan (1981), Romano, (1982) Gillot et al. (1994), Giacomelli & Pesaresi (2001), Cristofolini & Frazzetta (2004), Branca et al. (2008) indicano che l'edificio vulcanico si sviluppa con un processo di costruzione e distruzione iniziato nel Pleistocene medio (circa 600.000 anni fa). Schematicamente si distinguono tre fasi così riassumibili:

1. Attività Pre-etnea. Nell'area ora occupata dall'Etna, nel punto di contatto tra la zolla euroasiatica, a nord, e la zolla africana, a sud, si ritiene vi fosse un ampio golfo (golfo pre-etneo) che si estendeva dai Monti Peloritani agli Iblei. L'attività vulcanica (attività pre-etnea) inizia a causa dell'attrito tra le due zolle al centro del golfo primordiale, e, sebbene intervallata da fasi di stasi, porta alla nascita dei primi coni vulcanici sottomarini ed emissione di un magma basaltico di tipo tholeitico, oggi rinvenibile lungo i bordi dell'attuale edificio a Sud-Est e a Sud-Ovest.

Tra la prima e la seconda fase evolutiva del complesso etneo si inserisce la fase delle Timpe, che inizia circa 220.000 anni fa quando l'attività eruttiva si concentra lungo la costa ionica, in corrispondenza delle faglie della scarpata Ibleo-Maltese (Timpe). Durante questa fase si sono verificate numerose eruzioni effusive che hanno portato nel tempo alla formazione di un piccolo vulcano a scudo, la cui struttura interna è conservata tra Acireale e Moscarello, e eruzioni di tipo effusivo, lungo la periferia meridionale dell'edificio, che hanno portato alla costruzione dell'apparato eruttivo monogenico di Paternò (circa 170.000 anni). Le prime eruzioni su terraferma sono testimoniate nella zona di Aci Castello da strati di cenere interdigitati alle argille del fondo marino.

2. Il secondo stadio evolutivo, detto dei **Centri Eruttivi Alcalini Antichi** (Romano, 1982), che va da 130.000 a 80.000 anni fa e porta alla nascita dell'Etna primordiale o antico. Questo apparato vulcanico, da origine, in una prima fase, a fenomeni effusivi, e successivamente ad eruzioni di tipo esplosivo. Il vulcano primordiale risulta, quindi, composto da due apparati sovrapposti, uno formato dalle colate di lava, ampio e con blande pendenze, e uno successivo di forma conica, con fianchi caratterizzati da elevata pendenza.

3. Dopo le eruzioni dell'Etna primordiale e fino a circa 25.000 anni fa, si formano uno sopra l'altro, innalzando e allargando sempre di più la forma del vulcano, numerosi centri eruttivi suddivisi in **Centri Antichi, Intermedi e del Mongibello**.

Fanno parte dei centri antichi il Calanna, il Trifoglietto I e parte del Trifoglietto II.

Il Vulcano **Calanna**, ormai inglobato e quasi sepolto da coni vulcanici apertisi in fasi successive, era probabilmente situato nella porzione orientale dell'attuale Val Calanna. Terminata la sua attività (circa ottantamila anni fa) entra in eruzione più ad occidente un nuovo complesso di coni vulcanici, il **Trifoglietto I**, con eruzioni fortemente esplosive ed emissione di lave molto viscosi.

La nascita di un'altra bocca, il **Trifoglietto II**, sposta l'attività vulcanica ancora più a ovest e, circa 64.000 anni fa, una potente eruzione porta al collasso del complesso vulcanico dando origine alla caldera della Valle del Bove. Dal momento del collasso del vulcano e per circa 30.000 anni si intervallano fasi effusive, con produzione di lave basaltiche, e violente fasi esplosive con formazione di tufi e piroclastiti.

Al termine di tale periodo (circa 34.000 anni fa) ed ancora più ad occidente entra in attività il **Mongibello**, un grosso cono vulcanico che copre la zona centrale dell'attuale massiccio. Si tratta del centro eruttivo più recente ed è sede delle attuali bocche sommitali.

L'attività di questo vulcano viene essere suddivisa in varie fasi: Mongibello antico (o Ellittico), Mongibello recente, e Mongibello moderno.

La **fase del Mongibello antico** porta alla formazione dei crateri Ellittico e Leone con colate di lave intercalate a prodotti piroclastici. Fra 15.000 e 16.000 anni fa, l'Etna ha prodotto i magmi più trachitici di tutta la sua storia e ne sono testimonianza le ignimbriti visibili nell'affioramento di Biancavilla. L'attività di questo centro si conclude circa 14.000 anni fa con lo sprofondamento della porzione sommitale del vulcano e la formazione della Caldera dell'Ellittico, una struttura di circa 4 km di diametro, colmata da prodotti successivi.

La **fase Mongibello recente** comprende la costruzione dell'attuale cono sommitale, interrotta almeno una volta dal collasso di Piano Caldera, (circa 2000 anni fa) in seguito ad una inusuale eruzione esplosiva di tipo Pliniano.

L'ultima **fase del Mongibello moderno** è caratterizzata da costante attività dal cono sommitale, con emissione di colate di lava basaltica e attività debolmente esplosiva. Il cono vulcanico principale è collassato circa 8000 anni fa e da allora l'attività è proseguita attraverso le bocche sommitali, i crateri di Bocca Nuova, e le numerose bocche laterali.

Il risultato di questa serie di eventi è un edificio vulcanico complesso la cui morfologia è tipica di un vulcano a scudo asimmetrico sormontato da uno stratocono, sul cui fianco orientale si imposta la Valle del Bove.

2.3 L'attività eruttiva dell'Etna

L'attività attuale dell'Etna presenta continuo degassamento dai crateri centrali con episodi di attività stromboliana e sporadiche fontane di lava, eruzioni terminali consistenti in flussi di lava con basso tasso di emissione dai crateri centrali, eruzioni laterali lungo i fianchi del vulcano, ed episodi esplosivi. In generale le esplosioni di tipo ultra-vulcaniano sono frequenti nei primi minuti o nelle prime ore dell'eruzione e rappresentano la liberazione del condotto dal materiale solido rimasto dalla precedente eruzione. Dopo questa fase il magma iuvenile raggiunge la superficie e l'attività diventa magmatica con sporadiche esplosioni ultra-vulcaniane e stromboliane.

Anche se in tempi recenti le manifestazioni vulcaniche hanno avuto prevalente carattere effusivo, l'Etna può dar luogo anche ad attività fortemente esplosiva (Hughes et al., 1990; Behncke and Neri, 2003; Behncke et al, 2005), è il caso, per esempio, dell'eruzione pliniana del 122 A.C., e vari episodi recenti. Dalla fine degli anni 70 le manifestazioni di tipo esplosivo soprattutto dai crateri sommitali hanno subito un forte incremento (Hughes et al., 1990; Behncke and Neri, 2003; Behncke et al, 2005), con decine di episodi di fontane di lava che hanno generato colonne di gas e cenere.

Le attività eruttive dell'Etna sono classificabili in tre principali tipologie. Si parla di **eruzioni terminali o sub-terminali** quando il magma, risalendo lungo il condotto principale, giunge fino ai crateri sommitali da dove avviene la liberazione dei differenti prodotti eruttivi attraverso fenomeni di trabocco o attività parossistiche ed esplosive. Si ha invece **attività laterale** quando la colonna magmatica risalendo lungo il camino centrale trova, prima di giungere ai crateri sommitali, uno sfogo attraverso fratture aperte lungo i fianchi dell'edificio vulcanico. Generalmente, in questo tipo di eruzioni si manifestano con un'iniziale attività esplosiva che evolve poi in flussi lavici. Nell'**attività eccentrica**, il magma risale lungo un camino indipendente da quello principale (condotti eccentrici) e viene eruttato da bocche isolate (coni parassiti o avventizi) che si aprono sul fianco del vulcano. Queste eruzioni sono, generalmente, fortemente esplosive ed effusive e danno origine ad imponenti coni piroclastici e estese colate laviche. Esempi molto noti di coni di scorie sono il Monte Moio, I Monti Rossi Monte Frumento, Monte Spagnolo, Monte Maletto, ecc.

2.4 Caratterizzazione geologica

Il vulcano poggia sopra un substrato sedimentario costituito, nel settore nord da successioni argilloso-torbiditiche mioceniche appartenenti alla catena Appenninico-Maghrebide, mentre nel settore sud si trovano sedimenti argilloso-limosi infrapleistocenici, traslati nella sede attuale nel Pleistocene inferiore-medio (Falda di Gela) e poggianti sulla successione carbonatica iblea. Sotto la parte centrale del vulcano, il basamento sedimentario supera i

1000 metri di quota s.l.m., conseguentemente, lo spessore massimo dei prodotti vulcanici supera di poco i 2000 metri.

L'Etna ha una struttura complessa formata da un'unità inferiore a scudo ed una superiore tipo strato-vulcano. L'unità a scudo si è impostata sui terreni flyshoidi miocenici a NW, con contemporanee interdigitazioni con i sedimenti pleistocenici a SE. Lo stratovulcano si è sviluppato poi nella parte mediana, formando un edificio conico che ha subito nel tempo successive fasi costruttive e distruttive.

Sui versanti nord, ovest e sud dell'Etna le vulcaniti, di età quaternaria e recente, sono essenzialmente costituite da colate laviche, con intercalazioni frequenti di brecce e scorie. Sul versante orientale, invece, le lave si alternano sia con tufi e conglomerati poco permeabili sia con lapilli e sabbie permeabili. Le vulcaniti affioranti lungo le pendici del Monte Etna indicano che l'edificio si è costruito attraverso due stadi di attività (Cristofolini & Romano, 1982). In particolare, dopo un primo stadio di attività, complessivamente a carattere tholeiitico, si passa a una sequenza di manifestazioni alcaline, che costituiscono la maggior parte del corpo vulcanico etneo.

I flussi lavici sono stati emessi da diversi centri eruttivi, costituiscono una serie alcalibasalto-trachite dominata da varietà intermedie, come le hawaiiiti e le mugeariti basiche, spesso vistosamente porfiriche. Il complesso dei prodotti vulcanici è costituito alla base da lave originatesi da sistemi eruttivi lineari, con caratteristiche di ambiente submarino nella parte orientale dell'edificio (Acitrezza, Accastello, Ficarazzi) e di ambiente subaereo nella parte occidentale (Adrano, Biancavilla, S. Maria di Licodia, Paternò). Nel primo caso i prodotti sono dati da pillows-lave e brecce ialoclastitiche, nel secondo si tratta di lave compatte a fessurazione colonnare.

A tali prodotti seguono cronologicamente vulcaniti originatesi in prevalenza da sistemi eruttivi centrali e chiaramente appartenenti alla serie degli alcali-basalti, e vanno a costituire resti di antichi centri eruttivi (Calanna e Trifoglietto I), alle quote più elevate, estesi espandimenti lavici talora terrazzati lungo le valli del fiume Simeto ed Alcantara ed evidenti scarpate laviche ("timpe") nelle parti periferiche del vulcano (Cristofolini, 1974; Cristofolini & Romano, 1982). L'ulteriore sviluppo dell'attività eruttiva ha dato origine, attraverso diversi centri più o meno identificati, alla progressiva edificazione dell'imponente massiccio vulcanico con il contributo sia di lave che di piroclastiti, queste ultime costituenti localmente depositi anche di spessore consistente. Le varie fasi di attività si sono alternate con periodi

di stasi o di minore emissione di prodotti magmatici, durante i quali si sono verificati processi di smantellamento degli apparati eruttivi con trasporto e deposizione da parte delle acque superficiali dei materiali derivanti da tali processi. In alcune parti del vulcano si sono così formati consistenti depositi di conglomerati sabbiosi interstratificati talora con prodotti piroclastici di colata (lahars) e livelli lavici di spessore diverso (Kieffer, 1974; Romano, 1982).

Nelle zone marginali dell'edificio vulcanico sono presenti coperture detriticoalluvionali che si sovrappongono ai prodotti eruttivi con spessore ed estensione apprezzabili, essendo in parte costituite da elementi lavici e coriacei frammisti ad elementi di rocce sedimentarie.

Le unità vulcano-stratigrafiche riconosciute (Romano, 1982), dalle più antiche alle più recenti, sono:

- a) *prime manifestazioni eruttive e subaeree* (lave alcaline di base), rappresentate da basalti ad affinità tholeiitica e transizionali;
- b) *Centri eruttivi alcalini antichi* (Vulcano a scudo primitivo?, Monte Po?, Calanna, Trifoglietto I), i cui prodotti sono costituiti da termini poco differenziati della serie alcalina (hawaiiti e tefriti fonolitiche);
- c) *“Trifoglietto s. l.”* (Trifoglietto II, Zoccolaro, Vavalaci, Belvedere, Serra Giannicola Piccola), in cui si ha la presenza di termini evoluti della serie alcalina (mugeariti e benmoreiti);
- d) *“Chiancone”*;
- e) *“Mongibello s. l.”*: Mongibello antico (Ellittico e Leone), rappresentato in prevalenza da vulcaniti differenziate, e Mongibello recente, in cui si ha un ritorno a termini poco differenziati.

Le manifestazioni eruttive più recenti sono state poste in sequenza cronologica da Guest *et al.* (1974), Romano & Sturiale (1982) e da Busà *et al.* (1997).

2.4 Strutture tettoniche principali

I dati derivanti da rilievi strutturali su basi morfotettoniche (Cristofolini *et al.*, 1978; Lo Giudice *et al.*, 1982; Rasà *et al.*, 1982), strutturali (Stewart *et al.*, 1993, Parrello *et al.*, 2001), aerofotointerpretative (Marchesini *et al.*, 1964), da misure di *stress* in situ (Kieffer, 1983;

Paquin, 1984; Bosquet *et al.*, 1988) e dei meccanismi focali (Gresta *et al.*, 1985-1997; Lo Giudice & Rasà, 1992; Azzaro, 1999) suggeriscono che l'attività vulcano-tettonica etnea si sviluppa nell'ambito di deformazioni compressionali (Frazzetta & Villari, 1981; Bosquet & Lanzafame, 1986; Lanzafame *et al.*, 1997), accompagnate da dislocazioni tettoniche con pronunciata componente estensionale (Monaco *et al.*, 1995).

Sono state distinte diverse province strutturalmente omogenee, in particolare Lo Giudice *et al.*, 1982 riconoscono tre gruppi principali. Un primo gruppo, al quale afferisce il sistema trans-tensivo delle Timpe (NNO-SSE), riflette l'assetto tettonico del substrato ed è legato al campo di stress regionale. Un secondo gruppo di strutture è il prodotto delle interazioni tra il campo regionale ed il campo degli sforzi generato dalle continue intrusioni magmatiche che gonfiano e fratturano la parte sommitale del vulcano. Si tratta di fratture eruttive generalmente caratterizzate da modesti rigetti verticali, che nella parte più elevata dell'edificio vulcanico assumono una prevalente distribuzione radiale, mentre sotto quota 2500 m si concentrano in settori specifici del vulcano, ricalcando i maggiori orientamenti tettonici a carattere regionale (Ferrari *et al.*, 1991). Il terzo gruppo, infine, comprende strutture relativamente superficiali non riconducibili a nessuna delle precedenti categorie. Si tratta di faglie che esprimono la diffusa instabilità morfologica che caratterizza il fianco orientale e meridionale dell'apparato etneo connesse, probabilmente, a movimenti gravitativi di più o meno vaste porzioni del vulcano.

Le faglie che dislocano l'apparato vulcanico seguono trend tettonici regionali, rappresentati dai sistemi di faglie noti come "Scarpata di Malta" e "Sistema di Messina". Le faglie della Pernicana e del Sistema di Ragalna non sono comprese in questi due gruppi, e la loro origine è ancora oggetto di controversie nei più recenti modelli cinematici del vulcano (Neri *et al.*, 1991).

Il sistema delle Timpe (NNO-SSE),

Il basso fianco sud-orientale dell'Etna è interessato da deformazioni tettoniche attive caratterizzate da imponenti scarpate di faglia, alcune delle quali superano i 200 m di rigetto, e da frequente attività sismica. Questo sistema rappresenta nel quadro regionale il prolungamento a terra della Scarpata Ibleo-Maltese (Lo Giudice *et al.*, 1982; Monaco *et al.*, 1995). Tale sistema di faglie esprime anche le dinamiche vulcano-tettoniche locali e cioè gli effetti superficiali sia delle spinte magmatiche che dell'instabilità gravitativa (Lo Giudice &

Rasà, 1986; Borgia *et al.*, 1992; Lanzafame *et al.*, 1996; Montalto *et al.*, 1996; McGuire *et al.*, 1997).

Il sistema di Messina (NE-SO)

E' un sistema di faglie a sviluppo regionale che delimita la costa tra Messina e l'Etna ed è prevalentemente organizzato in faglie normali immergenti verso Est. Nella zona etnea, a Ripa della Naca, sono presenti faglie con la stessa orientazione: si tratta di due faglie con rigetto superiore ai 200 m ma non particolarmente. Nell'area di affioramento del Chiancone, nei pressi della linea di costa, sono presenti altre faglie appartenenti a questo sistema dove producono scarpate a scala metrica e decametrica. Un secondo gruppo di strutture è il prodotto delle interazioni tra il campo regionale ed il campo degli sforzi generato dalle continue intrusioni magmatiche che gonfiano e fratturano la parte sommitale del vulcano. Si tratta di fratture eruttive generalmente caratterizzate da modesti rigetti verticali, che nella parte più elevata dell'edificio vulcanico assumono una distribuzione prevalentemente radiale, mentre sotto quota 2550 m si concentrano in settori specifici del vulcano. Il terzo gruppo, infine, comprende strutture relativamente superficiali non riconducibili a nessuna delle precedenti categorie. Si tratta di faglie che esprimono la diffusa instabilità morfologica che caratterizza il fianco orientale e meridionale dell'apparato etneo, connesse, probabilmente, a movimenti gravitativi di estese porzioni del vulcano. A questo gruppo afferiscono la *faglia della Pernicana* ed il *Sistema di Ragalna*.

La faglia della Pernicana

Si tratta di una struttura transtensiva sinistra che si estende per circa 8 km di lunghezza lungo il fianco NE dell'Etna, con direzione prevalente E-O e rappresenta, dal punto di vista tettonico, una delle strutture più attive dell'Etna. Secondo vari autori questa faglia non rientra nell'ambito dei due principali sistemi strutturali a valenza regionale che interessano il settore orientale etneo (*Scarpata di Malta* e *Sistema di Messina*), né è legata alla fratturazione a carattere radiale tipicamente indotta dalle intrusioni superficiali dei magmi etnei. Questa faglia, invece, rappresenterebbe il margine settentrionale di un ampio settore instabile del vulcano, in lento ma progressivo scivolamento verso E e SE.

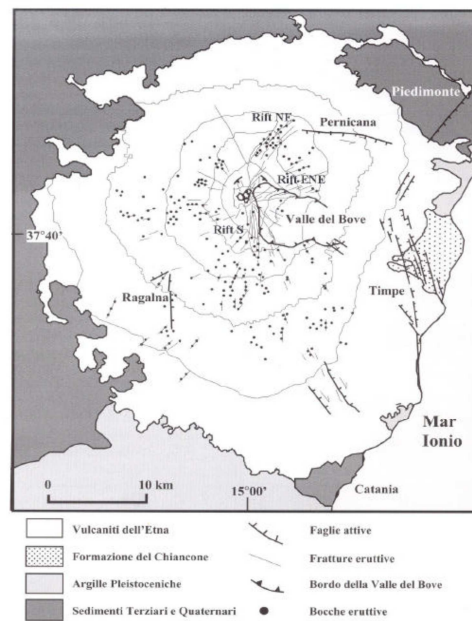


fig. 2.2 - Schema strutturale del Monte Etna (da Parello et al., 2001).

Il Sistema di Ragalna

Il sistema di Ragalna si estende complessivamente per circa 12 km ed è costituito da un complesso allineamento di faglie e coni avventizi che sembrano segnare una zona di raccordo tra la faglia principale (NNE-SSO) ed un'altra faglia posta poco più a sud, disposta lungo la direzione NE-SO e lunga 2 chilometri. Il sistema di Ragalna (come la faglia della Pernicana) apparterebbe ad un gruppo di strutture relativamente superficiali, probabilmente svincolate sia dal contesto tettonico regionale, sia dal campo di stress indotto dalle intrusioni magmatiche ma sarebbe connesso, invece, con l'instabilità del settore orientale e sud-orientale del vulcano.

3. PERICOLOSITÀ E RISCHIO

3.1 Concetti base

Il Rischio è definito in letteratura in vari modi e con diverse accezioni. La definizione oggi largamente accettata, proposta per le frane e poi generalizzata per tutti i fenomeni naturali è quella proposta nel rapporto UNESCO del 1984 (Varnes D.J. & IAEG Commission on Landslides;1984), secondo cui il rischio è la “probabilità di occorrenza di un fenomeno potenzialmente pericoloso in un determinato intervallo di tempo e in una certa area”.

Alla definizione del rischio concorrono, dunque, i seguenti fattori:

1. Pericolosità (H): probabilità che un fenomeno potenzialmente dannoso (Hazard) di una certa intensità si verifichi in un dato periodo di tempo ed in una data area e per determinate cause d'innescio.
2. Elementi a rischio (E): popolazione, proprietà, attività economiche a rischio in una data area.
3. Vulnerabilità (V): grado di perdita atteso su un dato elemento o gruppi di elementi a rischio derivante da un potenziale fenomeno distruttivo di una data intensità. La vulnerabilità viene espressa in una scala da 0 (nessuna perdita) a 1 (perdita totale).

Dunque per rischio totale per un dato fenomeno geologico, s'intende il prodotto

$$\mathbf{R = H V E}$$

Risulta chiaro, quindi, che qualora uno dei parametri non è quantificabile, vuoi per mancanza di dati, vuoi per altri fattori, il rischio a sua volta non può essere determinato.

Questa possibilità tra l'altro non è un'ipotesi particolarmente remota: basta pensare alla difficoltà di valutare in termini economici la perdita di vite umane ed i possibili danni ad opere architettoniche e/o di pregio artistico.

La definizione di pericolosità include il concetto di spazialità e temporalità del fenomeno naturale e marginalmente il concetto di intensità o magnitudo cioè la dimensione ed il potere distruttivo del fenomeno. La valutazione della pericolosità di un evento calamitoso è, quindi, possibile solo a seguito di accurate indagini di rilevante impegno, che pongono in relazione l'intensità dell'evento con la sua periodicità. In altre parole, alla pericolosità può attribuirsi un valore numerico se è nota la relazione che intercorre tra il tempo di ritorno (T) dell'evento e, nel caso delle colate di lava, l'intensità del fenomeno (velocità dei flussi,

volume di lava emesso, ecc.). Di fatto, la scarsità di fonti e materiale storico rendono oltremodo problematica la ricostruzione della franosità pregressa e quindi la definizione dei tempi di ritorno.

Per quanto attiene la componente più strettamente collegata agli aspetti geologici è da evidenziare che il concetto di Pericolosità P, inteso come probabilità, in senso temporale e spaziale, di accadimento dell'evento, è spesso sostituito con quello di *Suscettibilità o Pericolosità Relativa*, intesa come previsione solo "spaziale", tipologica, dell'intensità ed evoluzione del fenomeno.

3.2 Rischio da invasione lavica

A causa della complessa dinamica comportamentale dei vulcani, controllata da interazioni prevalentemente non lineari e da processi stocastici, la previsione temporale delle eruzioni risulta altamente difficoltosa. I metodi per la determinazione della pericolosità vulcanica e, tra essi, quelli per la valutazione del rischio da invasione lavica, sono talvolta basati su considerazioni geologiche ed empiriche (Frazzetta e Romano, 1978), o su valutazioni empirico-statistico (Behncke et al. 2005), o, ancora, sull'analisi di tipo statistico-probabilistico di eventi passati (Sheridan e Macias, 1995; Artunduaga e Jeménez, 1997; De la Cruz-Reyna e Carrasco-Núñez, 2002).

Secondo Gómez-Fernández (2000), gli approcci per la valutazione della pericolosità vulcanica possono essere distinti in deterministici probabilistici:

- metodi deterministici comportano generalmente la mappatura della densità delle bocche eruttive, da cui è verosimile ricavare informazioni sui possibili siti di apertura di nuove bocche eruttive, e la delimitazione delle zone potenzialmente colpite attraverso la valutazione dei possibili percorsi di propagazione dei flussi provenienti da tali presunte fonti. Individuate le posizioni delle bocche eruttive, la perimetrazione delle aree interessate dal percorso del flusso lavico è di solito effettuata tramite interpretazione geomorfologica di foto aeree e carte topografiche (Guest e Murray, 1979), o da analisi di carte geologiche (Moreno, 1998).

• metodi probabilistici (Dobran e Macedonio, 1992; Barberi et al., 1993; Felpeto et al., 1996; Saucedo et al., 2005) comunemente fanno uso di modelli fisici per valutare le zone investite dai flussi: si individua un popolazione di possibili bocche da cui si eseguono simulazioni di colate laviche, l'assemblaggio dei risultati in un mappa sintetica dà una valutazione delle aree potenzialmente investite. I Modelli fisici possono o essere basati su discretizzazioni spazio e/o tempo, come nel caso degli Automi Cellulari e delle Reti Neurali, (Crisci et al., 1982, 1986, 2003, 2008, 2010; Young e Wadge, 1990; Barca et al., 1993, 1994, 2004; Miyamoto e Sasaki, 1997; Saito et al., 2001; Del Negro et al., 2005), o essere di tipo stocastico (Wadge et al., 1994; Kilburn, 1996; Macedonio, 1996; Jaquet et al., 2000; Arana et al., 2000; Damiani et al., 2006). I principali svantaggi del primo tipo di modelli fisici sta nel gran numero di parametri che deve essere calibrato, e nella necessità di alta potenza di calcolo, il secondo tipo è invece basato su regole meno rigide (modelli probabilistici) per la determinazione del percorso del flusso, ma richiede ancora notevoli risorse di calcolo, inoltre alcuni modelli risultano estremamente semplificati ed assumono per i flussi di lava una reologia newtoniana (vale a dire che i flussi si spostano lungo il pendio semplicemente seguendo la massima pendenza – cfr. Pareschi e Berstein, 1989).

4. GLI AUTOMI CELLULARI

4.1 Introduzione

Gli Automi Cellulari (AC) sono modelli di calcolo parallelo la cui evoluzione è regolata da leggi puramente locali. Sono stati proposti per la prima volta dal matematico von Neumann in uno studio (Theory of self reproducing automata, uscito postumo nel '66 a cura di A. W. Burks) che si proponeva d'indagare i meccanismi che regolano l'autoriproduzione degli organismi viventi. In seguito Codd (1968) e Thatcher (1970) hanno studiato le proprietà computazionali degli AC, dimostrando, tra l'altro, l'equivalenza con la Macchina di Turing. Grande interesse intorno agli AC si ebbe negli anni '70 grazie al Gioco della Vita (Life) di John Horton Conway (Gardner M.).

L'equivalenza computazionale con la Macchina di Turing (Codd, 1968; Thacher, 1970) collocano gli AC tra i modelli di calcolo universali. Questo rende teoricamente possibile risolvere con gli AC qualsiasi problema "computabile" dato che tutto ciò che è computabile può essere stimato tramite una Macchina di Turing (tesi di Church-Turing), quindi anche tramite un AC (D'ambrosio, 2003).

In campo applicativo, gli AC si prestano particolarmente bene alla modellizzazione e simulazione di alcune classi di fenomeni che evolvono su scala microscopica, per esempio, sono stati applicati, con risultati notevoli, allo studio dei fluidi turbolenti attraverso modelli conosciuti con il nome di Gas Reticolari e Modelli di Boltzmann. Un altro importante campo d'applicazione è la "Vita Artificiale", disciplina che si occupa dello studio della vita e del comportamento nei sistemi naturali e artificiali.

Negli ultimi anni gli AC sono stati applicati, con esiti positivi, nella modellizzazione di fenomeni naturali macroscopici che evolvono sulla base di leggi locali, cambiando radicalmente il modo di approcciare tali problematiche. Infatti, negli ultimi decenni sono numerose le pubblicazioni di lavori che presentano modelli empirici ad Automi Cellulari per la simulazione di fenomeni macroscopici complessi: Smith (1991), Murray e Paola (1994, 1997) e D'Ambrosio et al. (2001) hanno proposto modelli per la simulazione dell'erosione del suolo; Barca et al. (1994) Crisci et al. (1997, 1998, 1999, 2003, 2008, 2010) e Miyamoto e Sasaki (1997) hanno proposto modelli per la simulazione di flussi lavici; Crisci et al.

(2003) hanno proposto un modello per la simulazione di flussi piroclastici; Sassa (1988) Segre e Deangeli (1995), Malamud e Turcotte (1999, 2000), Clerici e Perego (2000), Avolio et al. (1998, 2000, 2008, 2009), Di Gregorio et al. [1999], D'Ambrosio et al. [2001, 2003a, 2003b) e Iovine et al. (2002) Mazzanti et al. (2009) hanno proposto modelli per la simulazione di flussi detritici.

Nell'approccio tipico, che vede gli Automi Cellulari come modelli per la simulazione di fenomeni complessi, il metodo utilizzato è di tipo empirico-induttivo, nel senso che si parte dall'osservazione del fenomeno, che si intende modellare, se ne individuando le componenti essenziali cercando di descrivere il comportamento complessivo sulla base di leggi; in una fase successiva, si definisce un modello che traduca in termini formali le leggi individuate. ed, infine, si passa ad una fase di verifica, volta a valutare l'attendibilità del modello creato in relazione al fenomeno reale.

A differenza dei metodi basati sull'applicazione dei Gas Reticolari, il metodo empirico proposto permette, e in alcuni casi richiede, l'esplicitazione di alcuni parametri che, tuttavia, non necessariamente corrispondono a parametri fisici o possono essere messi in relazione con essi.

4.2 Specifiche tecniche degli Automi Cellulari

La definizione di Automa Cellulare richiede la discretizzazione dello spazio in celle di uguale forma e dimensione. Per gli automi cellulari unidimensionali l'unica possibilità è una sequenza di celle allineate una affianco all'altra, ovvero un reticolo unidimensionale (fig. 4.1 a e b). Per automi cellulari di dimensioni superiori esistono diverse alternative; per automi cellulari bidimensionali, per esempio, si possono adottare spazi cellulari con celle triangolari, quadrate o esagonali (fig. 4.1 c e d), mentre per automi cellulari tridimensionali si scelgono, solitamente, celle cubiche (fig. 4.1 e).

Per quanto riguarda gli automi cellulari bidimensionali la tassellazione a maglia quadrata è quella più diffusa oltre che facilmente rappresentabile può però presentare problemi di anisotropia nella direzione dei flussi (D'Ambrosio, 2003) per questo motivo è spesso sostituita dalla tassellazione esagonale.

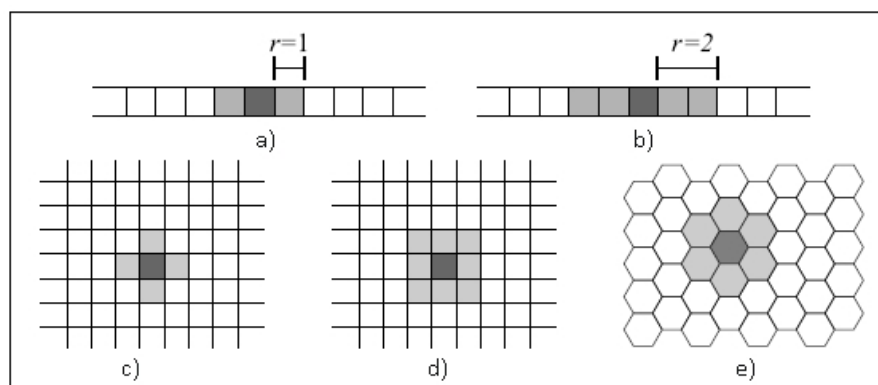


Fig. 4.1: esempi di spazi cellulari e relativi possibili vicini

Come già detto, un AC può essere descritto come uno spazio R suddiviso in celle regolari, ognuna di queste celle può trovarsi in un numero finito di stati Q . L'evoluzione, da uno stato al successivo, avviene per passi discreti, e ogni cella cambia di stato simultaneamente a tutte le altre in accordo alla stessa regola di transizione τ . La regola di transizione dipende dallo stato della cella e dallo stato delle celle vicine. La relazione di vicinanza è locale, uniforme e invariante nel tempo e dipende dalla geometria delle celle. Nel caso di AC bidimensionali con tassellazione quadrata i vicini più utilizzati sono quello di von Neumann (fig. 4.1 c) e quello di Moore (fig. 4.1 d). Un tipico vicino per automi cellulari esagonali è, invece, composto dalle celle confinanti (fig. 4.1 e).

Più in dettaglio, ogni cella dell'AC ingloba un automa finito (fa), uno dei modelli di calcolo più semplici e noti in Informatica. Al tempo $t = 0$ le celle sono in uno stato arbitrario e l'AC evolve cambiando gli stati degli automi finiti a passi discreti di tempo applicando contemporaneamente a ognuna la stessa legge τ (funzione di transizione). L'input per ciascuna cella è dato dagli stati delle celle vicine e le condizioni di vicinato sono determinate da una relazione geometrica X , invariante nel tempo e nello spazio. Ad ogni passo dell'AC, la funzione di transizione τ è applicata simultaneamente a tutte le celle dello spazio cellulare, determinando il nuovo stato di ogni cella in funzione dello stato delle celle del vicinato. In tal modo la computazione dell'AC assume caratteristiche di parallelismo e di decentralizzazione. Quando il numero di stati è piccolo, si è soliti definire la regola di transizione tramite una tabella (look-up table) che specifica il nuovo stato della cella centrale per ogni possibile configurazione del vicinato (Wolfram, 2002). Al contrario, quando il

numero di stati dell'AC è grande, la funzione di transizione è solitamente definita tramite l'esplicitazione di un algoritmo (Di Gregorio e Serra, 1999). Da quanto detto formalmente un Automa Cellulare omogeneo (A) è definito secondo la seguente relazione:

$$A = \langle R, X, Q, \tau \rangle \quad (1)$$

Mentre Automi Cellulari rappresentano un potente strumento per la simulazione di sistemi complessi a livello microscopico, gli Automi Cellulari Macroscopici (ACM), introdotti da Crisci et al., 1982 e Di Gregorio and Serra, 1999, rappresentano una valida alternativa quando le caratteristiche principali del fenomeni di interesse possono essere direttamente descritti ad un livello macroscopico (come nel caso delle colate di lava: temperatura, tasso effusivo medio di lava ecc.), essendo trascurabili gli aspetti microscopici. Con gli ACM si introducono alcune estensioni alla definizione classica formale di Automi Cellulari. In particolare, l'insieme finito di Q stati della cella è decomposto in r sottostati, Q_1, Q_2, \dots, Q_r , ognuno dei quali rappresenta una caratteristica particolare del fenomeno da modellare (ad esempio flussi lavici: temperatura della cella, contenuto di lava, flussi in uscita, ecc.). La situazione generale della cella è quindi ottenuta come il prodotto cartesiano della sottostati considerati: $Q = Q_1 \times Q_2 \times \dots \times Q_r$. Inoltre è considerato un insieme di parametri, $P = \{p_1, p_2, \dots, p_p\}$, che permettono di "sintonizzare" il modello per riprodurre diversi comportamenti dinamici del fenomeno di interesse (ad esempio per le colate di lava: la costante di Stephan-Boltzmann, densità della lava, temperatura di solidificazione della lava, ecc.). Così come l'insieme dei possibili Stati delle celle è diviso in sottostati, anche la funzione di transizione di stato τ è suddivisa in processi elementari: $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_s$ ognuno dei quali descrive un particolare aspetto che governa la dinamica fenomeno. $L \subset R$ è un sottoinsieme dello spazio cellulare che è soggetto a influenze esterne (ad esempio per le colate di lava: le celle contenenti i crateri), specificato da un funzione integrativa γ . Le Influenze esterne sono introdotte al fine di modellare le caratteristiche che non descrivibili in termini di interazioni locali. Nell'approccio ACM, discretizzando opportunamente la superficie su cui evolve il fenomeno, la dinamica del sistema può essere descritta in termini di flussi, di una certa quantità, che si spostano da una cella alle celle vicine. Inoltre, come la dimensione delle celle è un valore costante in tutto lo spazio cellulare, è possibile considerare le caratteristiche della cella (cioè i sottostati), tipicamente espressi in termini di volume (il volume di lava ad esempio), in termini di spessori. Ancora, a causa della loro intrinseco parallelismo, sia AC che ACM possono essere implementati, in modo semplice,

su moderne macchine parallele, e la durata simulazione può essere ridotta quasi in proporzione al numero dei processori disponibili (D'Ambrosio & Spataro, 2007; Zito et al. 2009).

4.3 Applicazioni ai flussi lavici

Il comportamento dei flussi lavici risulta difficile da trattare applicando i metodi tradizionali fondati sulla risoluzione di sistemi equazioni differenziali come per esempio fatto da Dragoni et al. 1986, Crisp e Baloga 1990, Longo et al., 1999. Infatti, a causa della complessità della reologia della lava, l'approccio classico consente di affrontare, e quindi risolvere, soltanto casi elementari o casi complessi ma a prezzo di notevoli semplificazioni. Poiché il movimento dei flussi di lava può essere descritto in termini di interazioni "locali", gli Automi Cellulari Macroscopici (MCA) ben si prestano alla modellazione di questi fenomeni che difatti riescono a riprodurre adeguatamente. Crisci et al. (1997, 1998, 1999, 2003, 2008, 2010) sono stati i primi ad adottare Automi Cellulari per la modellazione dei flussi lavici etnei tramite il modello SCIARA, inizialmente completamente tridimensionale (Crisci et al., 1982) e successivamente ridotto a due dimensioni (Barca et al., 1988). Ishihara et al. 1990 hanno introdotto per la prima volta una reologia tipo Binghamian in un codice numerico ad Automi cellulari, ottenendo buoni risultati nella simulazione di alcune colate laviche giapponesi. Successivamente, Miyamoto e Sasaki (1997) hanno proposto un modello ad AC non-deterministico che, grazie ad un approccio tipo Monte Carlo, non presenta problemi di anisotropia dei flussi nonostante lo spazio cellulare a maglia quadrata. Successivamente, un analogo approccio non-deterministico è stato adottato per la simulazione delle colate di lava etnee da Vicari et al. (2007) con il modello ad AC MAGFLOW ottenendo buoni risultati.

I modelli di simulazione con AC per lo studio e l'analisi dei fenomeni naturali complessi, si sono, quindi, affermati come valida alternativa ai sistemi di analisi tradizionale.

4.4 Il modello ad ACM SCIARA

Il modello ad Automi Cellulari adottato per produrre le simulazioni necessarie alla definizione della mappa di suscettibilità è l'ultima versione di SCIARA, basato sul modello SCIARA descritto da Crisci et al., 1982, 1986 e Barca et al., 1989. SCIARA è, infatti, una famiglia di Automi Cellulari Macroscopici (ACM) bidimensionali che si basa su una metodica empirico-induttiva, infatti, partendo dall'osservazione del fenomeno che si intende riprodurre è stato definito un modello in grado di esprimere in termini formali le leggi che regolano il fenomeno stesso.

In termini formali SCIARA MCA è definito come:

$$\text{SCIARA} = \langle R, L, X, Q, P, \tau, \gamma \rangle \quad (2)$$

dove:

R è il set di celle che copre il lo spazio bidimensionale finito su cui evolve il fenomeno;

$L \subset R$ specifica l'insieme di celle contenenti i crateri;

$X = \{(0,0), (0,1), (-1,0), (1,0), (0, -1), (-1,1), (-1, -1), (1, -1), (1,1)\}$ identifica il pattern di celle (vicinato di Moore) che influenza il cambiamento di stato della cella (fig. 4.2);

$(-1,1)$ cell 5	$(0,1)$ cell 1	$(1,1)$ cell 8
$(-1,0)$ cell 2	$(0,0)$ cell 0	$(1,0)$ cell 3
$(-1,-1)$ cell 6	$(0,-1)$ cell 4	$(1,-1)$ cell 7

Fig. 4.2:

$Q = Q_z \times Q_h \times Q_T \times \dots \times Q_f^8$ è l'insieme finito del set di stati, considerato come prodotto cartesiano dei "sottostati", in cui Q_z è la quota della cella, Q_h lo spessore di lava presente nella cella, Q_T la temperatura, e Q_f^8 lo spessore di lava di lava uscente (dalla cella centrale verso le otto celle adiacenti);

$P = \{w, t, T_{SOL}, T_{vent}, r_{Tsol}, r_{Tvent}, hc_{Tsol}, hc_{Tvent}, \delta, \rho, \varepsilon, \sigma, c_v\}$ è l'insieme finito di parametri (invariante nel tempo e nello spazio) che influenzano la funzione di transizione, specificati in tab. 4.1.

Parameter	Meaning	Unit
w	Cell side	[m]
t	CA clock	[s]
T_{sol}	Temperature of solidification	[K]
T_{vent}	Temperature of extrusion	[K]
r_{Tsol}	Relaxation rate at the temperature of solidification	–
r_{Tvent}	Relaxation rate at the temperature of extrusion	–
hc_{Tsol}	Critical height at the temperature of solidification	[m]
hc_{Tvent}	Critical height at the temperature of extrusion	[m]
δ	Cooling parameter	–
ρ	Lava density	[Kg m ⁻³]
ε	Lava emissivity	–
σ	Stephan-Boltzmann constant	[J m ⁻² s ⁻¹ K ⁻⁴]
c_v	Specific heat	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]

Tab. 4.1: parametri di SCIARA

$\tau: Q_9 \rightarrow Q$ è la funzione di transizione deterministica, applicata a ciascuna cella ad ogni passo dell'automa, che descrive la dinamica dei flussi di lava, come: il raffreddamento, la solidificazione e i flussi di lava uscenti dalla cella centrale verso le celle vicine;

$\gamma: Q_h \times N \rightarrow Q_h$ specifica lo spessore h di lava emessa, dalle celle contenenti il cratere, ad ogni passo $k \in N$ (N è l'insieme dei numeri naturali).

In questa ultima versione di SCIARA, rispetto a quanto descritto in Barca et al., 1993, 1994, Crisci et al., 2004, Avolio et al., 2006, sono apportati significativi miglioramenti che oltre ad aumentarne l'efficienza computazionale lo fanno migrare verso un modello deterministico bidimensionale. In particolare i miglioramenti riguardano:

1. Introduzione di una reologia tipo Bingham (Hishiara 1989, Dragoni et al. 1986)

come parte dell'algorithm Minimizzazione delle Differenze, che viene applicato per i flussi di lava uscenti da una generica cella verso le sue vicine. In particolare i concetti di altezza critica e viscosità della lava sono considerati esplicitamente (cfr. Park & Iversen, 1984; Dragoni et al., 1986). La lava può fuoriuscire da una cella verso le sue vicine se e solo se il suo spessore supera un valore critico (cioè l'altezza critica), in modo che lo stress alla base

supera le forze d'attrito. Inoltre, la viscosità è calcolata in termini di tasso di rilassamento, r , un parametro dell'algoritmo di distribuzione che influenza la quantità di lava che può uscire dalla cella secondo una legge di potenza del tipo:

$$\log r = a + bT$$

dove $T \in Q_T$ è la temperatura della lava e “a” and “b” coefficienti determinati risolvendo il sistema:

$$\begin{cases} \log r_{T_{sol}} = a + bT_{sol} \\ \log r_{T_{vent}} = a + bT_{vent} \end{cases}$$

L'altezza critica dipende principalmente dalla temperatura lava secondo una legge di potenza del tipo:

$$\log hc = c + dT$$

dove $T \in Q_T$ è la temperatura della lava e “c” and “d” coefficienti determinati risolvendo il sistema:

$$\begin{cases} \log hc_{T_{sol}} = c + dT_{sol} \\ \log hc_{T_{vent}} = c + dT_{vent} \end{cases}$$

2. Calcolo del raffreddamento della lava secondo Park et al. 1984, Dragoni 1989. La temperatura è ottenuta come media ponderata tra la temperatura della lava residua all'interno della cella e la temperatura dei flussi di lava entrante:

$$T_{avg} = \frac{h_r T_0 + \sum_{i=1}^6 h(i,0) T_i}{h_r + \sum_{i=1}^6 h(i,0)}$$

al passo successivo dell'AC la temperatura viene aggiornata considerando la perdita di energia termica superficiale:

$$T = \frac{T_{avg}}{\sqrt[3]{1 + \frac{3T_{avg}^3 \epsilon \sigma t \delta}{\rho c_v w^2}}}$$

3. Introduzione di una tassellazione a maglia quadrata. La discretizzazione dello spazio in celle esagonali adottata nelle precedenti versioni per mitigare il problema anisotropia nella direzione dei flussi, è stata sostituita da una tassellazione a celle quadrate (vicinato di Moore) adottando una soluzione che consente di eliminare i problemi di anisotropia.

Tale problema si genera in quanto le celle lungo diagonali si trovano ad una quota inferiore rispetto a quelli restanti (vicinato von Neumann), anche in caso di pendenza costante. Ciò è dovuto al fatto che la distanza tra la cella centrale e le vicine in diagonale è maggiore della distanza tra la cella centrale e le celle ortogonali (cfr. fig. 4.3). Questo introduce un effetto collaterale nell'algoritmo di distribuzione dei flussi lavici, che opera sulla base di differenze di altezza. Infatti, l'algoritmo percependo una differenza maggiore lungo le diagonali, è indotto erroneamente a privilegiare tale direzione.

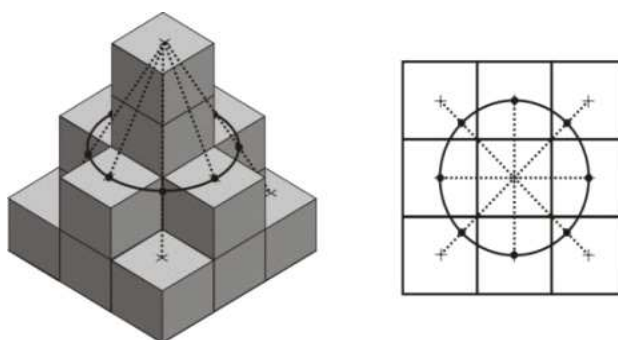


fig. 4.3: La quota delle celle lungo le diagonali è determinata applicando l'equazione (3). La quota delle celle ortogonali (vicinato di von Neumann) corrisponde ai valori di DEM.

In letteratura sono state proposte diverse soluzioni, come ad esempio l'adozione di celle esagonali o l'approccio Monte Carlo. La prima soluzione, tuttavia, non risolve del tutto il problema su superfici ideali, mentre la seconda ha lo svantaggio di dare luogo a modelli di simulazione non-deterministici.

Al fine di risolvere questo problema, si pensò di introdurre una correzione di quota calcolando una "elevazione fittizia" per le celle posizionate lungo le diagonali: in pratica viene assegnata a tali celle la quota corrispondente al punto d'intersezione tra la linea diagonale e il cerchio di raggio w centrato sulla cella centrale (fig. 4.3) calcolata secondo la relazione:

$$z'_i = \begin{cases} z_i \\ z_0 - (z_0 - z_i)/\sqrt{2} \end{cases} \quad (3)$$

Questa soluzione permette di avere differenze costanti in corrispondenza di pendenze costanti, in questo modo l'algoritmo di distribuzione può funzionare correttamente anche sul vicinato di Moore.

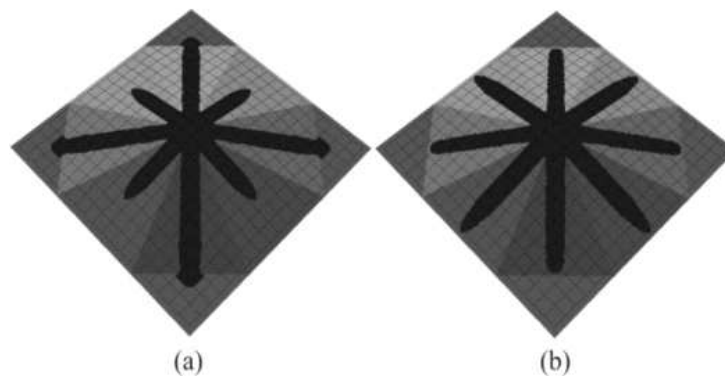


Fig. 4.4: test di SCIARA su una superficie ideale, eseguito per la valutazione del problema dell'anisotropia delle direzioni dei flussi: a) caso considerando gli effettivi valori di quota; b) caso in cui è applicata l'equazione (3) che tiene conto delle correzioni di quota lungo le diagonali.

La figura 4.4 mostra i risultati del test effettuato su una superficie ideale, rappresentato da una piramide a base ottagonale con facce inclinate di 5° , considerando che la bocca eruttiva, posta all'apice della struttura, abbia un tasso effusivo costante, pari a $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, per un totale di 6 giorni, e nessuna perdita di temperatura. Il caso (a) mostra i risultati della simulazione considerando le altezze topografiche reali, mentre nel caso (b) sono adottate le correzioni topografiche. Come si può vedere, l'anisotropia dei flussi è decisamente significativa nel primo caso: i flussi che scorrono lungo le celle diagonali raggiungono la base della piramide più rapidamente rispetto a quelli che si muovono in direzione ortogonale. Mentre, con l'introduzione dell'alterazione di quota il problema è in sostanza inesistente e i flussi raggiungono la base della piramide nello stesso momento.

4.3 Il protocollo di utilizzo di SCIARA

Il modello SCIARA è stato, infine, sottoposto ad una serie di test mirati a verificarne l'attendibilità, in particolare la validità del modello è stata verificata tramite il confronto tra eventi reali e eventi simulati sia in termini d'evoluzione spaziale che in termini di durata temporale dei fenomeni. Il protocollo di utilizzo di SCIARA prevede:

- Una fase di **taratura** che consiste nella ricerca di una serie di parametri che riproducono in modo adeguato il fenomeno di interesse;
- Una fase di **validazione** effettuata con gli stessi parametri ottenuti nella fase di taratura su un numero sufficiente di casi, simili per caratteristiche al fenomeno da modellare;
e
- L'**analisi di sensitività** che serve a valutare l'affidabilità del modello dal punto di vista della stabilità numerica.

Una volta determinati i parametri, in grado di riprodurre il fenomeno di interesse, attraverso un'approfondita fase di calibratura, il modello si può considerare applicabile nello stesso contesto geologico omogeneo in cui sono stati ricavati i parametri e per le stesse tipologie di colata. Se, nell'area d'interesse, tali caratteristiche variano significativamente, è necessario calibrare il modello per singole sub-aree omogenee. Nella successiva fase di validazione il set ottimale di parametri individuato è applicato nella simulazione di altri eventi, chiaramente con caratteristiche simili, e se i gli eventi simulati risultanti riproducono sufficientemente bene gli eventi reali, il modello può ritenersi validato.

La verosimiglianza tra evento reale ed evento simulato è valutata tramite la funzione di fitness e_1 :

$$e_1 = \sqrt{\frac{R \cap S}{R \cup S}} \quad (3)$$

Dove R è l'area investita dall'evento reale mentre S l'area interessata dall'evento simulato. Tale funzione stima quanto l'evento simulato si avvicina all'evento reale in termini di estensione areale, dà cioè una misura della "bontà" del modello adottato. Implicito nella stessa funzione di fitness è la valutazione dell'errore commesso: quanto più il valore indicato è vicino allo zero tanto maggiore sarà l'errore, al contrario, quanto più tale valore è vicino all'unità tanto maggiore sarà il grado di similitudine tra evento reale ed evento

simulato ($e_1 = 1$ corrispondenza completa tra i due eventi). A tal riguardo si specifica che vengono ritenute buone le simulazioni con fitness maggiore o uguale al 70%.

4.4 Calibrazione e validazione di SCIARA

L'evento vulcanico scelto, perché considerato rappresentativo delle colate laviche etnee, per la calibrazione del modello SCIARA è la colata che ha minacciato l'abitato di Nicolosi nel 2001. Mentre, per la successiva fase di validazione, sono state prese in considerazione le colate di Randazzo del 1981 (fig. 4.5) e della Valle del Bove del 2006 (fig. 4.6).

L'eruzione del 2001 inizia il 17 Luglio e termina il 9 agosto, fermandosi a circa 4 km dall'abitato di Nicolosi, situato sul versante meridionale del vulcano. Si aprono sette fessure eruttive: cinque sul fianco meridionale, a quote comprese tra 3050 e 2000 m s.l.m. (nei dintorni della Montagnola), e due sul fianco NE, tra quota 3080 e 2600 m s.l.m. (Behncke e Neri, 2003a). La porzione di evento considerata ai fini della calibrazione (cfr. fig. 4.5), è la colata lavica eruttata da una frattura apertasi tra quota 2000 e 2450 m s.l.m.

L'eruzione di Randazzo del 17 marzo 1981 da origine ad una serie di fessure eruttive con quota compresa tra i 2550 m s.l.m. e 1140 m s.l.m. Le lave emesse, molto fluide, raggiungono la ferrovia Circumetnea e un braccio della colata si arresta ad appena 200 metri dell'abitato di Randazzo. Il fronte lavico tagliò la strada provinciale e la Ferrovia Taormina-Alcantara-Randazzo, per poi arrestarsi intorno a quota 600 m s.l.m.

L'eruzione del 2006 ha inizio durante la notte del 14 luglio, quando si apre una frattura sul fianco orientale del Cratere di Sud-Est. Due bocche eruttive alimentano il flusso di lava verso la Valle del Bove.

La fase di calibrazione ha consentito di individuare il set di parametri ottimali (elencati in tab. 4.3), in grado di riprodurre l'evento del 2001. Lo stesso set di parametri è stato, poi applicato per le simulazioni delle colate del 1981 e del 2006.

Parameter	Meaning	Unit	Best value
w	Cell side	[m]	10
t	CA clock	[s]	60
T_{sol}	Temperature of solidification	[K]	1143
T_{vent}	Temperature of extrusion	[K]	1360
r_{Tsol}	Relaxation rate at the temperature of solidification	–	0.075
r_{Tvent}	Relaxation rate at the temperature of extrusion	–	0.90
hc_{Tsol}	Critical height at the temperature of solidification	[m]	60
hc_{Tvent}	Critical height at the temperature of extrusion	[m]	0.4
δ	Cooling parameter	–	9
ρ	Lava density	[Kg m ⁻³]	2600
ϵ	Lava emissivity	–	0.9
σ	Stephan-Boltzmann constant	[J m ⁻² s ⁻¹ K ⁻⁴]	5.68·10 ⁻⁸
c_v	Specific heat	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	1150

Tab. 4.3: set di parametri individuati per la simulazione della colata del 2001 (nella fase di calibrazione di SCIARA) e applicati alle colate del 1981 e del 2006 (nella fase di validazione).

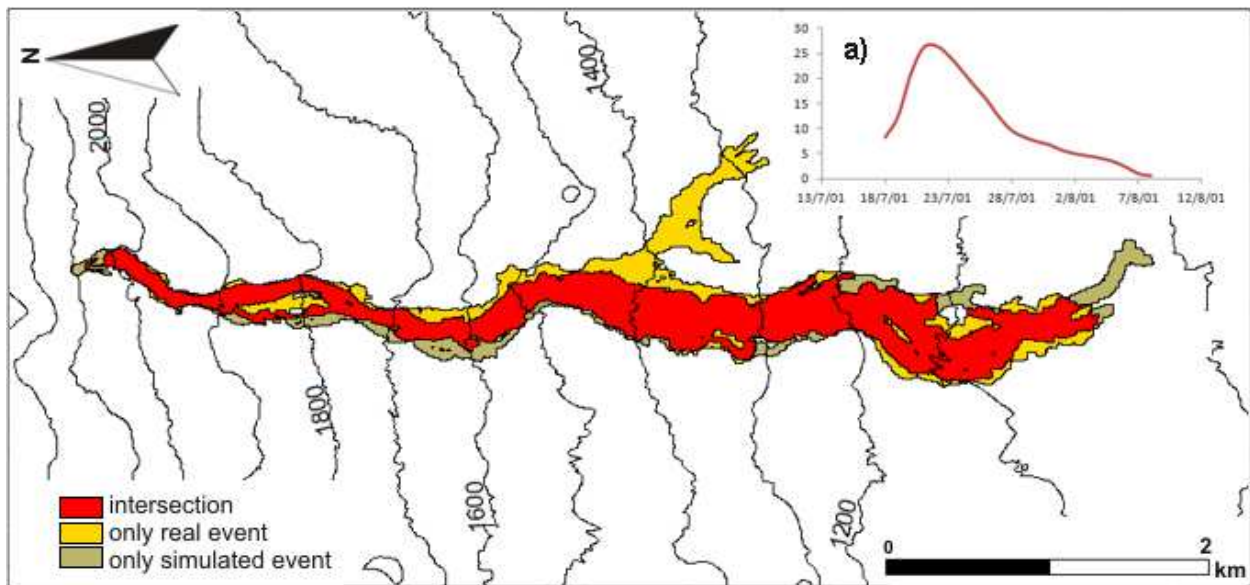


fig. 4.5: colata del 2001 confronto evento reale evento simulato. a) trend del tasso effusivo considerato nella simulazione (Behncke e Neri, 2003a).

I risultati delle simulazioni sono stati comparati con gli eventi reali tramite la funzione di fitness e_1 , descritta nel precedente paragrafo. Si rileva (tab. 4.6) che esiste il 78% di corrispondenza tra evento simulato e evento reale nel caso della colata del 2001 (fig. 4.5), utilizzata per la calibrazione (si ricorda che sono ritenuti accettabili valori superiori al 70%),

mentre la fitness è pari a 73% (fig. 4.7) e 72% (fig. 4.6), rispettivamente per gli eventi del 1981 e 2006, utilizzati nella fase di validazione.

Le tab. 4.6 e 4.7 mostrano risultati di fitness delle simulazioni in funzione della temporalità del fenomeno.

Calibrazione	$e_1 = \sqrt{\frac{R \cap S}{R \cup S}}$
Evento 2001	0,78
Validazione	
Evento 1981	0,72
Evento 2006	0,73

Tab. 4.5: risultati di fitness negli eventi considerati

2001	18-07	19-07	20-07	22-07	26-07	28-07	30-07	02-08	04-08	09-08
R	0,26	0,29	0,28	0,28	0,30	0,30	0,30	0,31	0,39	0,39
S	0,48	0,42	0,44	0,43	0,39	0,39	0,39	0,39	0,34	0,33
R∩S	0,26	0,29	0,28	0,28	0,30	0,30	0,30	0,30	0,28	0,28
e1	0,73	0,82	0,80	0,81	0,88	0,87	0,88	0,88	0,78	0,78

Tab. 4.6: colata del 2001, confronto evento reale evento simulato: fitness giornaliera

2006	15-lug	16-lug	17-lug	19-lug	20-lug	21-lug	22-lug	23-lug	24-lug
R	0,28	0,27	0,26	0,27	0,28	0,30	0,29	0,39	0,40
S	0,44	0,47	0,49	0,46	0,45	0,41	0,42	0,36	0,35
R∩S	0,28	0,26	0,25	0,27	0,27	0,29	0,29	0,25	0,26
e1	0,80	0,75	0,72	0,76	0,78	0,84	0,82	0,72	0,73

Tab. 4.7: colata del 2006, confronto evento reale evento simulato: fitness giornaliera

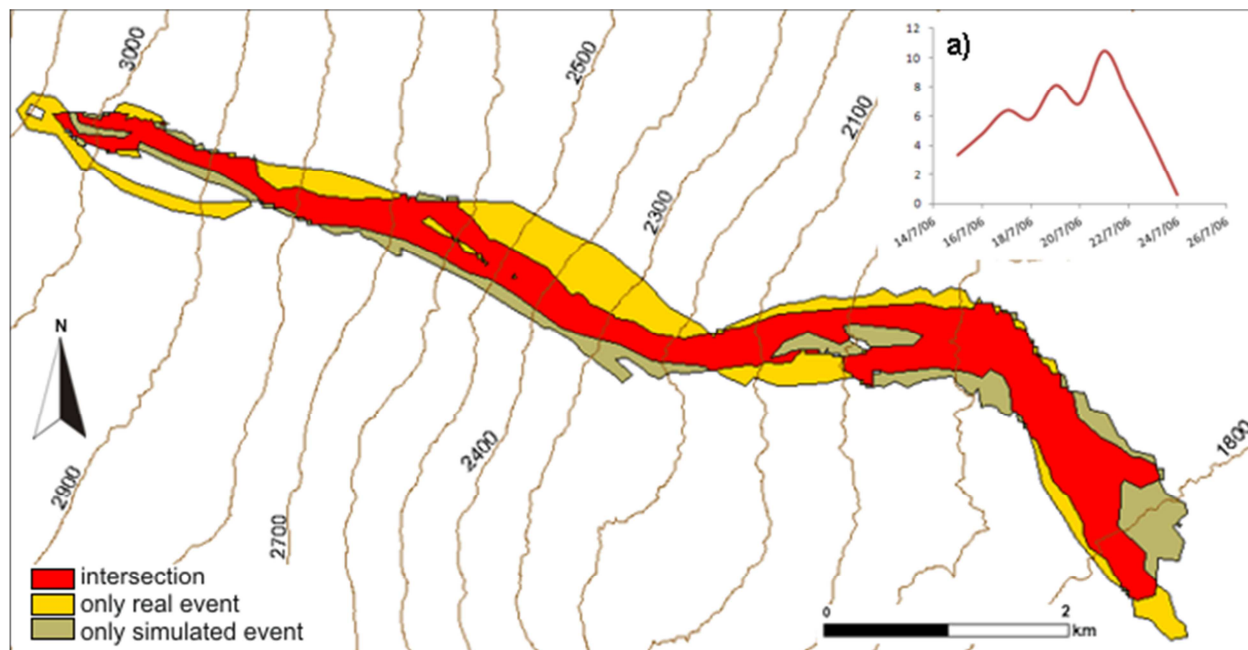


fig. 4.6: colata del 2006 confronto evento reale evento simulato. a) trend dell'effusion rate, adottato per la simulazione (Neri et al. 2006).

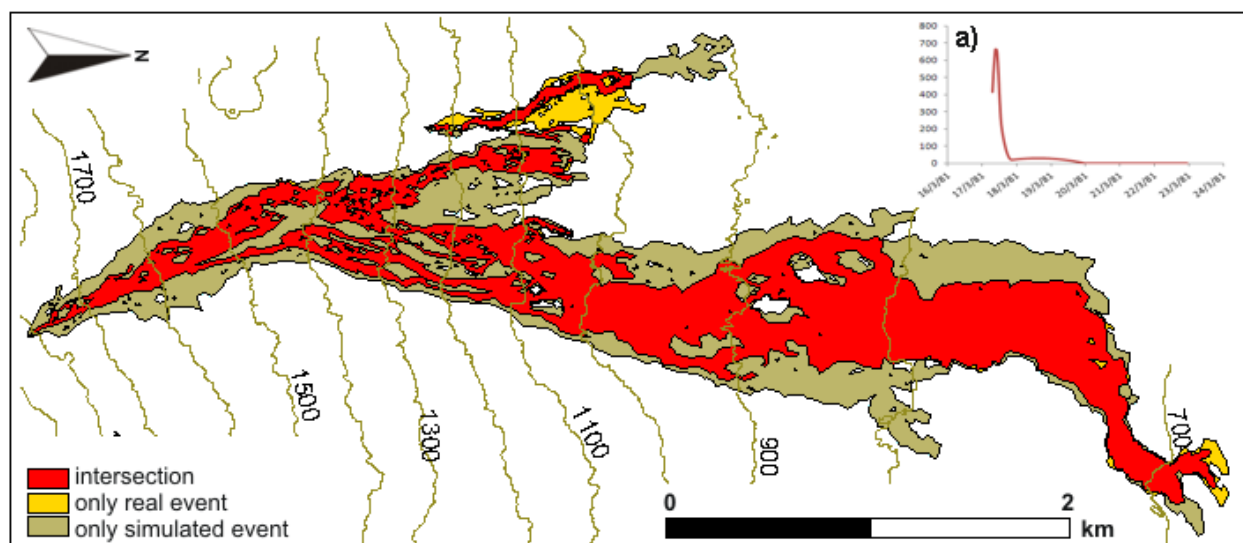


fig. 4.7: colata del 1981 confronto evento reale evento simulato. a) trend dell'effusion rate, adottato per la simulazione (.).

4.5 Analisi di sensitività

L'analisi di sensitività (cfr. Saltelli et al., 2000) restituisce una valutazione dell'affidabilità del modello dal punto di vista della stabilità numerica. Studia le variazioni dell'output di un modello dovute a differenti cause, al fine di valutare il livello di confidenza del modello

stesso. Originariamente proposta per l'analisi delle variazioni dell'output rispetto alle variazioni dei parametri di un modello, si è poi estesa allo studio della variazione di input generici.

Param.	Meaning	Unit	Best values Minimisation Algorithm	Explored range for sensitivity analysis
w	Cell side	[m]	10	
t	CA clock	[s]	60	[30, 120]
T_{sol}	Temperature of solidification	[K]	1143	[1094, 1193]
T_{vent}	Temperature of extrusion	[K]	1360	[1311, 1410]
r_{Tsol}	Relaxation rate at the temperature of solidification	–	0.075	[0.001, 0.791]
r_{Tvent}	Relaxation rate at the temperature of extrusion	–	0.90	[0.2, 0.99]
hc_{Tsol}	Critical height at the temperature of solidification	[m]	60	[10, 100]
hc_{Tvent}	Critical height at the temperature of extrusion	[m]	0.4	[0.1, 10]
δ	Cooling parameter	–	9	[0.5, 20]
ρ	Lava density	[Kg m ⁻³]	2600	
ϵ	Lava emissivity	–	0.9	
σ	Stephan- Boltzmann constant	[J m ⁻² s ⁻¹ K ⁻⁴]	$5.68 \cdot 10^{-8}$	
c_v	Specific heat	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	1150	

Tab. 4.8: parametri utilizzati per l'analisi di sensitività

Considerato un evento “pseudo-reale”, nello specifico una simulazione presa come riferimento ottenuta adottando un set prefissato di parametri (tab. 4.8), è stata studiata la sensitività rispetto i parametri globali. La valutazione dei risultati è fatta in termini relativi, calcolando l'idoneità di ogni simulazione rispetto al caso di riferimento, tramite la funzione di fitness e_1 che tipicamente può assumere valori compresi tra 0 e 1. Per ciascuno dei parametri considerati sono stati eseguiti 100 test, considerando tutti i parametri tranne uno, che è quello che viene fatto variare in modo random in un range prefissato suddividendo tale range in 100 intervalli equidistanti. Come dimostrano i risultati (fig. 4.8 e tab. 4.8), il modello presenta una grande robustezza rispetto alla variazione di quasi tutti i parametri studiati nel range considerato. Una leggera sensibilità Tuttavia per quanto riguarda i parametri PT_{sol} , PT_{vent} , $PhcT_{vent}$ e δ il modello ha evidenziato. I parametri relativi alla temperatura (T_{SOL} e T_{vent}) producono valori di fitness che giacciono all'interno di un range

molto alto ($T_{sol} e1 > 0,83$; $T_{vent} e1 > 0,87$), ciò indica, nel peggiore dei casi, che i parametri considerati influiscono in modo lieve sui risultati.

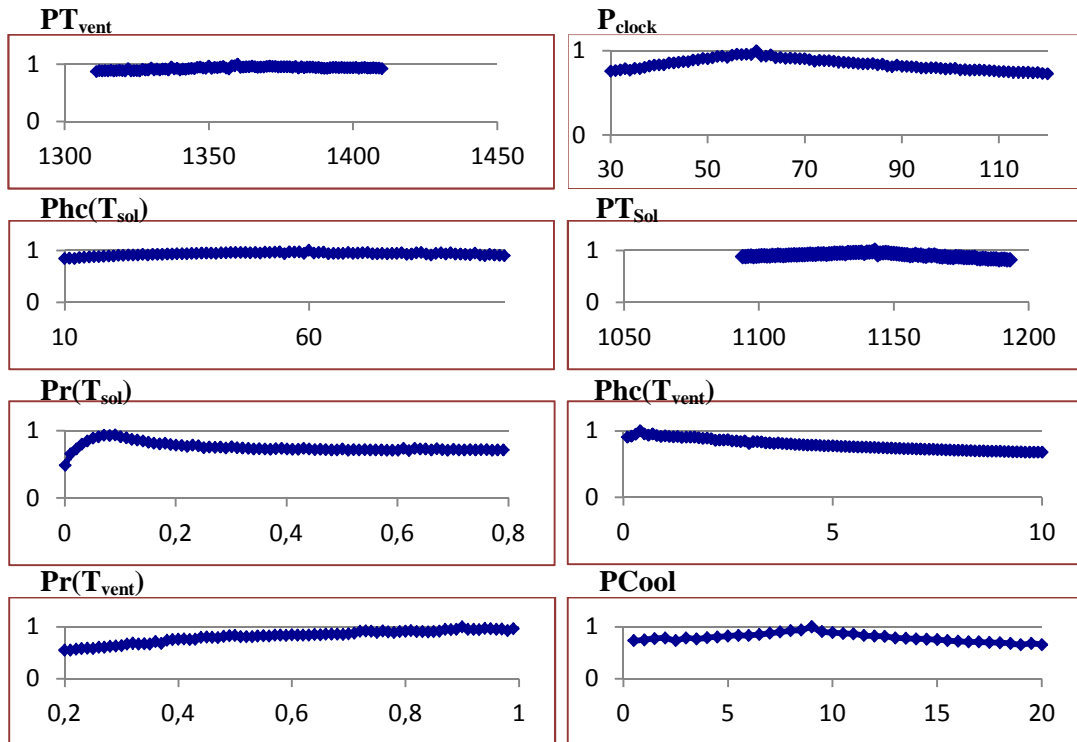


fig. 4.8: risultati dell'analisi di sensitività

5. METOLOGIA PER LA VALUTAZIONE DEL RISCHIO DA INVASIONE LAVICA

5.1 Introduzione

Il modello, illustrato brevemente nei precedenti paragrafi, è stato testato, come visto, con buoni risultati su varie eruzioni etnee e si è dimostrato capace di seguire lo sviluppo degli eventi e di predirne l'evoluzione. Possiamo concludere che il modello, è in grado di descrivere le tipologie di eventi dell'area etnea, può quindi essere ritenuto affidabile in quanto in grado di riprodurre con sufficiente approssimazione gli eventi presi in considerazione. Pertanto, alla luce di quanto detto, SCIARA, può essere utilizzato al fine di simulare gli eventi necessari per la messa a punto di una mappa di rischio.

L'obiettivo del progetto di ricerca è, appunto, lo sviluppo di una metodologia giungere alla definizione di una carta di rischio da invasione lavica. Tali cartografie sono fondamentali per identificare sia la vulnerabilità di persone e beni immobili esposte al rischio sia aiutare le autorità locali nell'ambito della pianificazione territoriale.

In genere, una mappa di rischio vulcanico suddivide l'area in un certo numero di zone classificate in modo diverso sulla base della probabilità di essere esposti ad possibile evento. Nella metodologia di seguito presentata il modello ad Automi Cellulari Macroscopici SCIARA è utilizzato per simulare un elevato numero di colate da utilizzare per la definizione di una mappa di rischio altamente dettagliata. In tal modo, può essere ottenuto un data-base di possibili simulazioni di colate laviche che caratterizzano l'area di studio sia in termini di copertura areale, che per tipologie di flussi lavici. La metodologia richiede, infatti, l'analisi del comportamento passato del vulcano, al fine di identificare le possibili tipologie di eventi che hanno storicamente colpito l'area. I dati sono successivamente elaborati adottando un criterio di valutazione dei risultati. Una prima soluzione potrebbe considerare semplicemente la frequenza con cui i flussi di lava attraversano ogni cella del DTM, assegnando un maggiore livello di rischio alle zone colpite da un maggior numero di colate simulate. Tuttavia, una scelta simile potrebbe essere fuorviante poiché, a secondo delle caratteristiche dell'evento vulcanico (posizione del cratere, volume di lava emessa, ecc.), eventi diversi possono verificarsi con probabilità diverse. Di conseguenza si è scelto di adottare un approccio probabilistico cioè di ottenere

una misura del rischio invasione lavica in termini probabilistici assegnando alle diverse tipologie di colate simulate diversa probabilità di accadimento, pesando l'effettivo contributo di ogni singola simulazione rispetto alla definizione del pericolo globale dell'area di studio. Le probabilità di accadimento sono dedotte dall'analisi statistica delle passate eruzioni, ciò consente la definizione di un raffinato criterio previsionale degli eventi.

La metodologia per la compilazione della mappa del rischio da invasione lavica prevede, inoltre, come parte integrante, un processo per la verifica dei risultati. È stata infatti messa a punto una procedura di convalida della mappa prodotta. Procedura che genera una serie di indicatori statistici su cui si può quantificare l'attendibilità dei risultati e, quindi, valutare l'affidabilità il prodotto finale.

5.2 Dati di input

I dati di input necessari sono:

- **Modello ad AC:** SCIARA
- **Morfologia:** DEM dell'Etna 2005 (fornito da INGV di Catania) a 10 m
- **Mappa probabilità apertura bocca eruttive**
- **Mappa ubicazione bocche eruttive**
- **Classi di colata**
- **Effusion rate trends**

Mappa probabilità apertura bocca eruttive

La probabilità di apertura di nuove bocche è stata effettuata basandosi sulla storia eruttiva e sull'analisi geologico-strutturale dell'Etna (Ferrari et al. 1991, Acocella & Neri, 2003; Behnckhe et al. 2005).

Partendo dalla considerazione che la probabilità di apertura di nuove bocche aumenta man mano che ci si avvicina a fessure e faglie (Acocella & Neri, 2003; Behnckhe et al. 2005), in quanto possibili vie di risalita del magma, e dall'analisi del comportamento del vulcano che evidenzia come l'apertura di nuove bocche è maggiore via via che si sale di quota, è stata messa a punto una PDF (Probability Density Function; fig. 5.1).

La trattazione statistica dei dati raccolti (Ferrari et al. 1991, Acocella & Neri, 2003; Behnckhe et al. 2005) ha consentito, l'elaborazione di una mappa con valori continui di probabilità di attivazione in cui sono eliminati o comunque fortemente ridotti i contributi legati alla soggettività delle scelte.

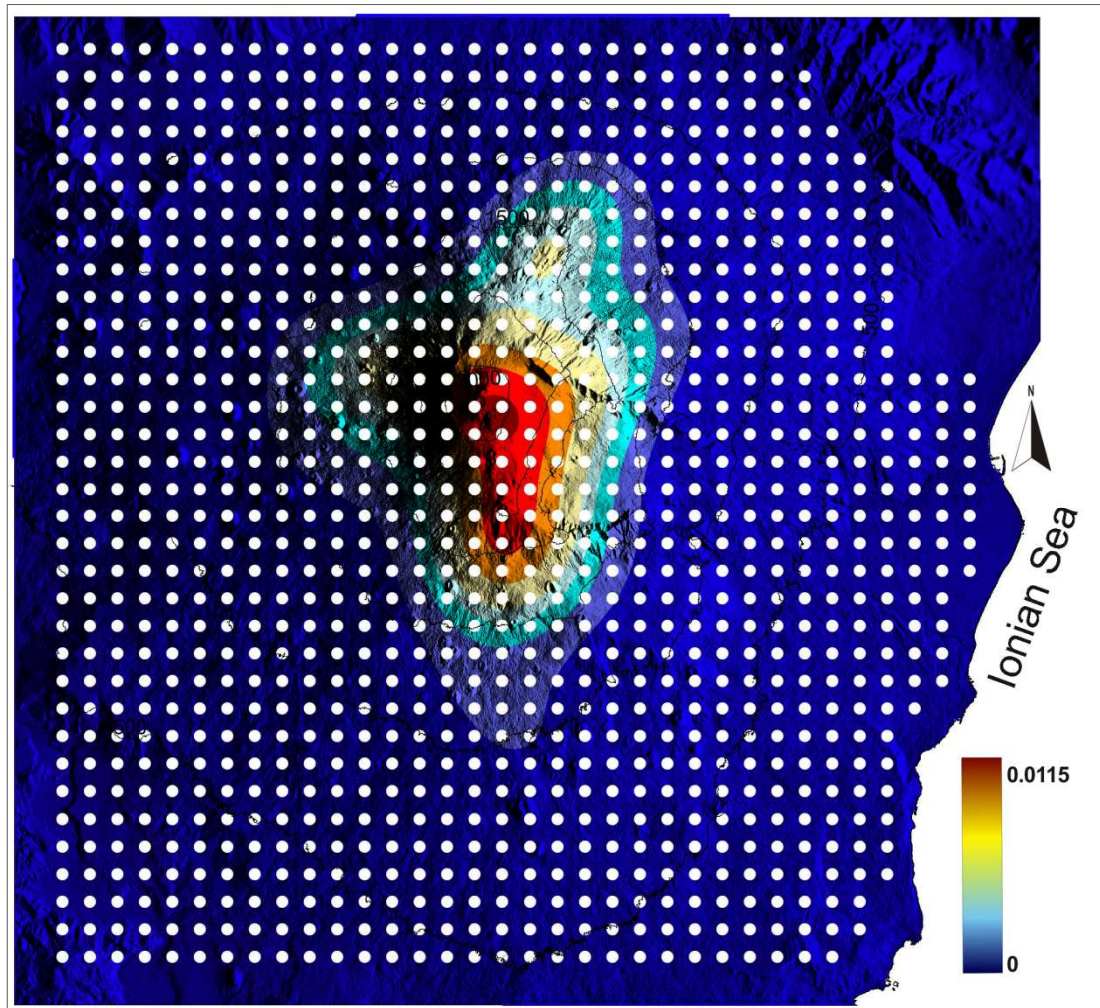


Fig. 5.1: PDF, mappa probabilità apertura bocche eruttive con sovrainposta la griglia di 1070 ipotetiche bocche eruttive

Ubicazione bocche eruttive

Nell'area coperta dalla PDF è stata sovrainposta una griglia di 1070 ipotetiche bocche eruttive distanti 1000 metri una dall'altra. Ad ogni bocca è quindi associata, sulla base della posizione nella mappa, una **probabilità di attivazione p_s** (fig. 5.1).

Classi di colata

Le eruzioni dell'Etna, a partire dal 1600 DC (tratte dal data-base di Behncke et al 2005), sono state classificate in termini di durata e volume di lava emessa (tab. 5.1). Le classi segnalate in rosso in tab. 5.1 presentano alti volumi di lava emessa in pochi giorni o bassi volumi emessi in periodi lunghi per questo sono considerate improbabili e di conseguenza non utilizzate al fine del presente studio.

Ad ognuna delle 50 classi individuate è stata poi attribuita in termini statistici una **probabilità di accadimento p_c** (tab. 5.2), che indica la probabilità con cui può verificarsi una colata della tipologia considerata.

classi		Volume (x 10 ⁶ m ³)				
time (dd)		0	32	64	96	128
		32	64	96	128	160
0	15	16,04(19)	4,53 (3)	2,26 (0)	1,38 (0)	0,98 (0)
15	30	7,76 (6)	2,19 (3)	1,09 (1)	0,67 (0)	0,47 (0)
30	60	7,85 (3)	2,22 (0)	1,1 (1)	0,67 (0)	0,48 (1)
60	90	4,57 (1)	1,29 (2)	0,64 (0)	0,39 (1)	0,28 (1)
90	120	2,71 (1)	0,76 (0)	0,38 (1)	0,23 (0)	0,17 (0)
120	150	2,16 (0)	0,61 (1)	0,3 (1)	0,19 (0)	0,13 (0)
150	180	1,52 (0)	0,43 (0)	0,21 (1)	0,13 (1)	0,09 (0)
180	210	1,12 (0)	0,32 (1)	0,16 (0)	0,1 (0)	0,07 (1)
210	240	0,92 (0)	0,26 (0)	0,13 (0)	0,08 (0)	0,06 (0)

Tab. 5.1: Frequenza statistica eventi In rosso gli eventi considerati improbabili e quindi non esaminati nel presente studio; in parentesi il numero di eventi reali.

classi		Volume (x 10 ⁶ m ³)				
time (dd)		0	32	64	96	128
		32	64	96	128	160
0	15	0,24255	0,06850	0,03418		
15	30	0,11734	0,03312	0,01648	0,01013	
30	60	0,11871	0,03357	0,01663	0,01013	0,00726
60	90	0,06911	0,01951	0,00968	0,00590	0,00423
90	120	0,04098	0,01149	0,00348	0,00257	0,00257
120	150	0,03266	0,00922	0,00454	0,00287	0,00197
150	180	0,02299	0,00635	0,00318	0,00197	0,00136
180	210	0,01694	0,00484	0,00242	0,00151	0,00106
210	240		0,00393	0,00197	0,00121	0,00091

Tab. 5.2: probabilità di accadimento delle classi di colate

La pericolosità (H), cioè probabilità che in un'area si verifichi un evento calamitoso di data intensità ed in un determinato periodo di tempo (Unesco, 1984), è stata valutata secondo la relazione per tempi di ritorno di 5 (tab. 5.3) e 50 anni (tab. 5.4):

$$H = 1 - (1 - 1/T)^N$$

dove T è il tempo di ritorno ed N il numero di anni considerati;

Per la valutazione dei tempi di ritorno delle colate etnee (tab. 5.5) è stato utilizzato un approccio statistico-probabilistico tramite l'analisi degli eventi avvenuti negli ultimi 400 anni, avvalendosi della relazione: $T(E) = 1/[1-P(E)]$ (anni).

Volume Mm³ time (dd)	0-32	32-64	64-96	96-128	128-160
<i>0-15</i>	0,74935	0,29783	0,1591		
<i>15-30</i>	0,46308	0,15449	0,07949	0,04948	
<i>30-60</i>	0,46719	0,15647	0,08019	0,04948	0,03565
<i>60-90</i>	0,3001	0,0935	0,04731	0,02905	0,02092
<i>90-120</i>	0,18821	0,05597	0,02831	0,01721	0,01275
<i>120-150</i>	0,15251	0,04513	0,0224	0,01424	0,00976
<i>150-180</i>	0,10941	0,03199	0,01573	0,00976	0,00676
<i>180-210</i>	0,0816	0,02388	0,012	0,00751	0,00526
<i>210-240</i>		0,01944	0,00976	0,00601	0,00451

Tab. 5.3: hazard per T = 5

Volume Mm³ time (dd)	0-32	32-64	64-96	96-128	128-160
<i>0-15</i>	0,99999	0,97087	0,82321		
<i>15-30</i>	0,99801	0,81329	0,56318	0,39798	
<i>30-60</i>	0,99816	0,8176	0,56651	0,39798	0,30444
<i>60-90</i>	0,97179	0,62532	0,38408	0,25529	0,19059
<i>90-120</i>	0,8757	0,43787	0,24963	0,15939	0,12039
<i>120-150</i>	0,80887	0,36986	0,20275	0,13358	0,09341
<i>150-180</i>	0,68613	0,27754	0,14658	0,09341	0,06562
<i>180-210</i>	0,5731	0,21473	0,11372	0,07264	0,05141
<i>210-240</i>		0,17825	0,09341	0,05854	0,04423

Tab. 5.3: hazard per T = 5

Volume Mm³ time (dd)	0-32	32-64	64-96	96-128	128-160
<i>0-15</i>	0,74935	0,29783	0,1591		
<i>15-30</i>	0,46308	0,15449	0,07949	0,04948	
<i>30-60</i>	0,46719	0,15647	0,08019	0,04948	0,03565
<i>60-90</i>	0,3001	0,0935	0,04731	0,02905	0,02092
<i>90-120</i>	0,18821	0,05597	0,02831	0,01721	0,01275
<i>120-150</i>	0,15251	0,04513	0,0224	0,01424	0,00976
<i>150-180</i>	0,10941	0,03199	0,01573	0,00976	0,00676
<i>180-210</i>	0,0816	0,02388	0,012	0,00751	0,00526
<i>210-240</i>		0,01944	0,00976	0,00601	0,00451

Tab. 5.3: hazard per T = 5

Effusion rate trends

Inoltre, al fine di caratterizzare la distribuzione temporale della lava, è stato valutato il comportamento medio delle colate laviche etnee fig. 5.2. Ad ogni trend di effusion rate è stata associata una probabilità p_i .

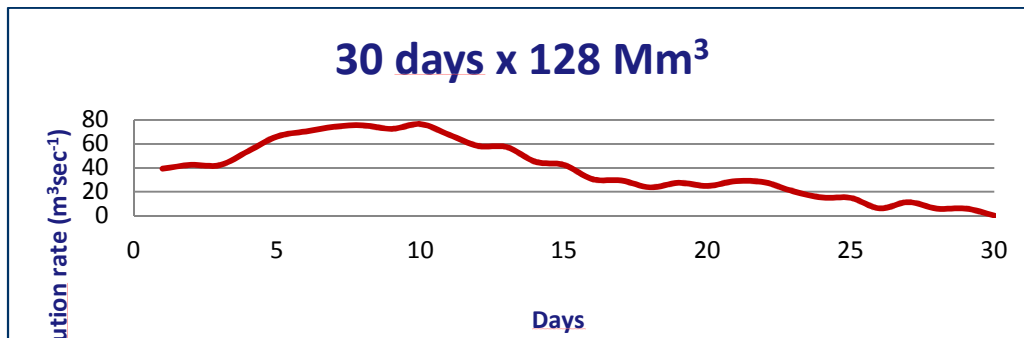


fig. 5.2: esempio di distribuzione temporale della lava per la classe di colata di 30 giorni e 100 Mm³ di lava emessa.

Per ognuna delle 1070 ipotetiche bocche eruttive sono state effettuate 41 simulazioni (una per ogni classe di colata).

Grazie all'adozione di tecniche di elaborazione, basate sul calcolo parallelo, sono stati simulati con il modello ad AC SCIARA i vari scenari previsti, ottenendo un database di 43870 simulazioni di possibili colate.

5.3 Valutazione del rischio da invasione lavica

Ad ogni colata è stata attribuita una probabilità di accadimento, p_e , da considerare come il prodotto delle singole probabilità dei suoi principali parametri:

$$p_e = p_s p_c p_e \quad (4)$$

dove:

p_s è la probabilità legata alla posizione della bocca eruttiva all'interno della mappa di probabilità apertura bocche;

p_c è la probabilità connessa alla classe di appartenenza (susceptibilità) o la probabilità che in un'area si verifichi un evento calamitoso di data intensità ed in un determinato periodo di tempo (hazard) a seconda del valore di probabilità considerato;

p_t è la probabilità connessa al trend del tasso eruttivo.

Per ogni punto del settore studio è stata quindi valutata la probabilità da invasione lavica, tenendo conto dei contributi di tutte le colate simulate che hanno colpito il punto stesso, in termini di probabilità di accadimento.

Formalmente, se una determinata cella del DEM di coordinate x, y è stata colpita da $n_{x,y} \leq N$ simulazioni, la sua susceptibilità è definita come la somma delle probabilità di accadimento dei flussi di lava che l'attraversano, $p_e^{(i)}$ ($i=1, 2, \dots, n_{x,y}$):

$$h_{x,y} = \sum_{i=1}^{n_{x,y}} p_e^{(i)} \quad (5)$$

La mappa di susceptibilità da invasione lavica risultante è generata dall'applicazione della equazione di cui sopra (5), ed evidenzia la probabilità con cui future eruzioni possono colpire l'area di studio.

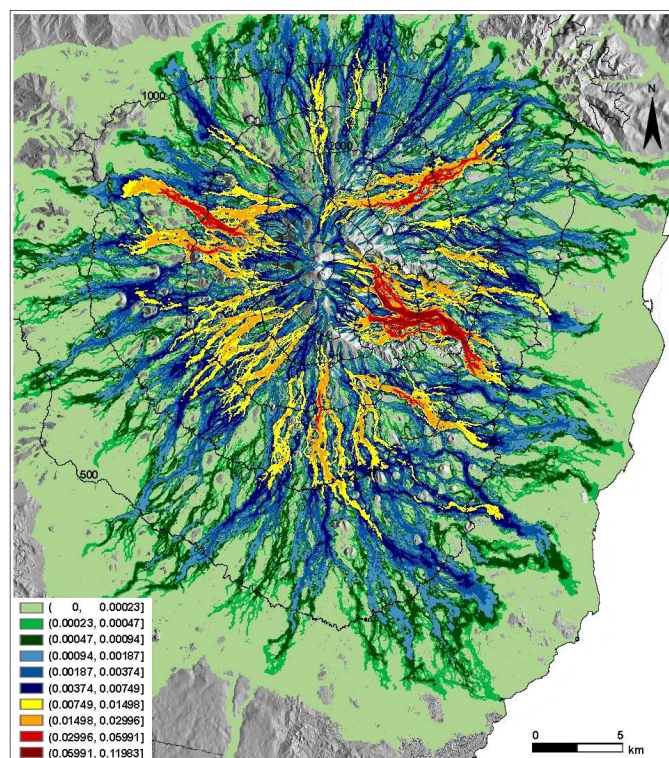


fig. 5.3: carta di susceptibilità da invasione lavica.

Se nella relazione (4) consideriamo P_c come la probabilità che in un'area si verifichi un evento calamitoso di data intensità ed in un determinato periodo di tempo (tab. 6.4), la mappa ottenuta dall'applicazione della relazione (6) diventa una mappa di hazard.

In fig. 6.4 e 6.5 la mappa di hazard ottenuta con tempi di ritorno rispettivamente di 5 e 50 anni. La figura 6.6 mostra il confronto tra le due considerando uguali range di valori.

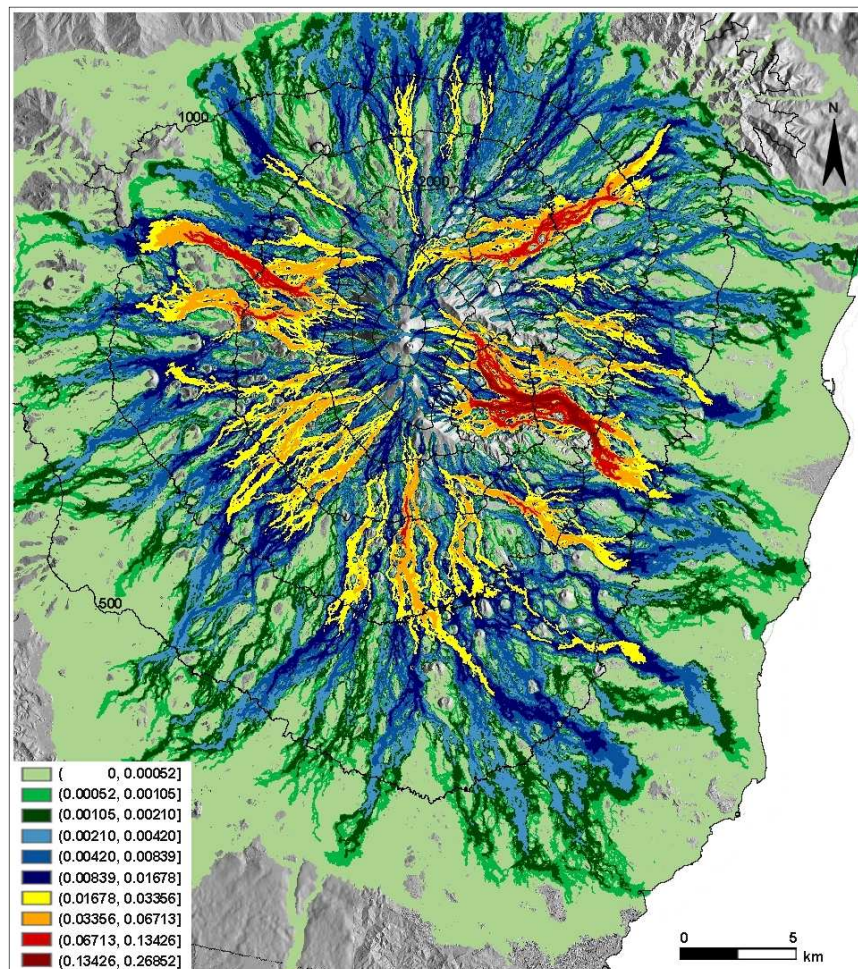


fig. 5.4: carta di hazard da invasione lavica per tempo di ritorno $T = 5$ anni.

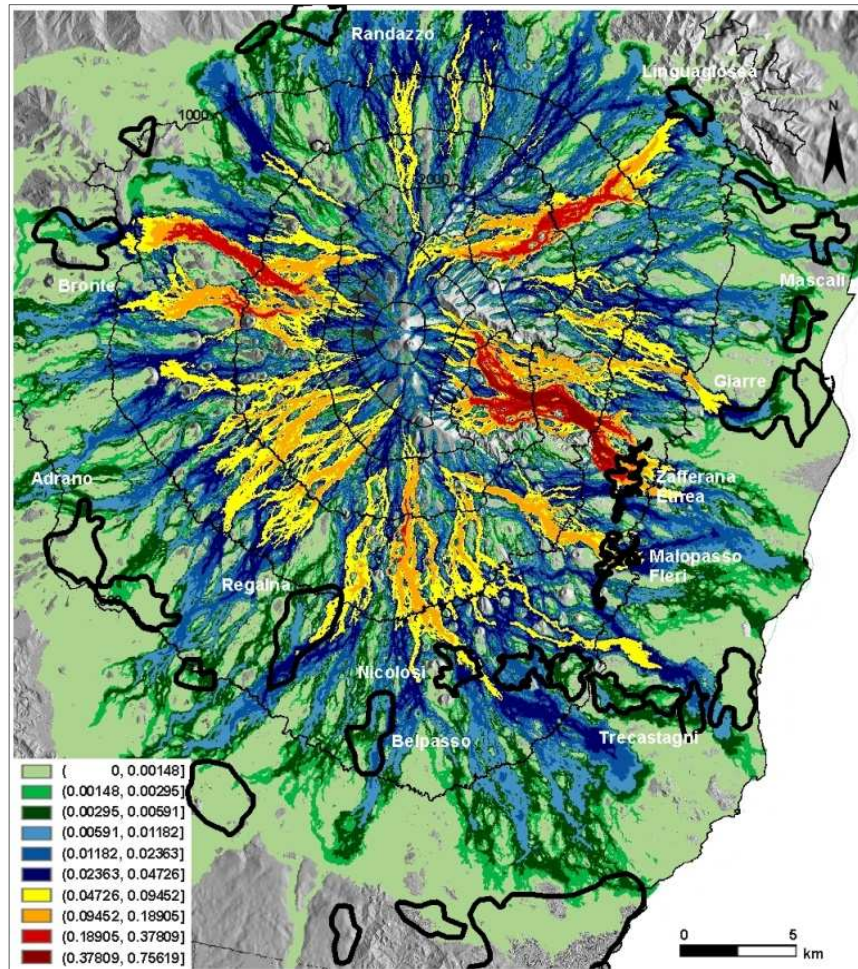


fig. 5.5: carta di hazard da invasione lavica per tempo di ritorno $T = 50$ anni.

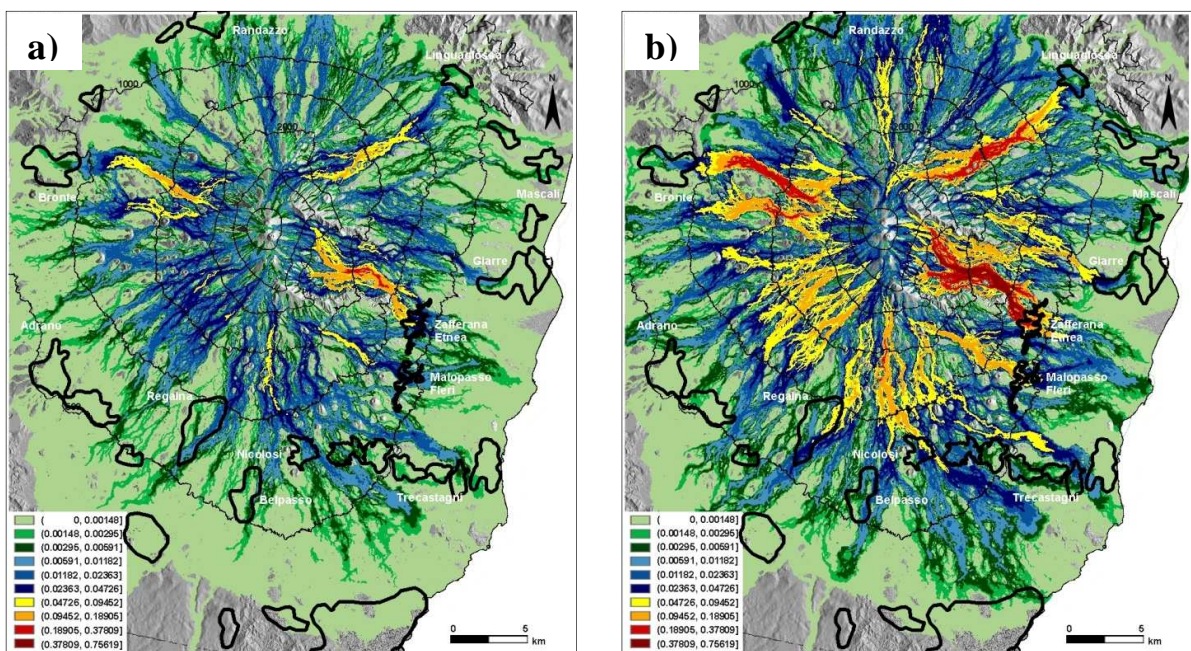


fig. 5.6: confronto tra hazard per tempo di ritorno $T = 5$ anni (a) e tempi di ritorno $T = 50$ anni (b).

5.4 Validazione della metodologia

La metodologia sin qui descritta è basata su strumenti, ipotesi e procedure di analisi, la cui correttezza determinano l'affidabilità dello studio. Pertanto al fine di rendere i risultati ottenuti utilizzabili come strumento operativo è di rilevante importanza ottenere valutazioni obiettive che confermino la validità dei risultati ottenuti.

Al fine di valutare i risultati della metodologia proposta, sono state simulate 13 eruzioni storiche (tab.5.5) sulla topografia odierna, inserendo come input i parametri reali. Si è andati, successivamente, a sovrapporre le aree invase da ciascuna colata con la mappa ottenuta. Preliminarmente, l'estensione della porzione dell'*i*-esima classe ($i = 1, 2, \dots, r$), che si prevede che possa essere colpita in media dai futuri flussi di lava è stata valutata come:

$$e_i = h_i m(C_i)$$

dove $m(C_i)$ è l'estensione areale della classe e h_i la suscettibilità media.

Lava flow ID	Source(s) location (lat., long.)	Source(s) altitude (m a.s.l.)	Sector of Etna	Date (days-months-years)	Duration (days)	Emitted lava (millions of m ³)	Mean effusion rate (m ³ /s)
1634	15° 1' 18" E, 37° 42' 33" N	2021	SE	onset: 19-12-1634 end: 27-04-1638	1225	202.8	1.92
1646	15° 1' 34" E, 37° 48' 17" N	2065	NE	onset: 20-11-1646 end: 17-01-1647	58	153.45	32.42
1669	15° 0' 57" E, 37° 38' 23" N	893	SE	onset: 11-03-1669 end: 11-07-1669	122	997.5	102.02
1763	15° 0' 21" E, 37° 43' 24" N	2579	SE	onset: 18-06-1763 end: 10-09-1763	84	99.96	10.7
1766	15° 0' 35" E, 37° 42' 29" N	2050	SE	onset: 27-04-1766 end: 06-11-1766	194	135.45	8.19
1792	15° 1' 49" E, 37° 42' 21" N	1823	SE	onset: 11-05-1792 end: 25-05-1793	379	61.8	2.75
1809	15° 3' 26" E, 37° 49' 27" N	1455	NE	onset: 27-03-1809 end: 09-04-1809	13	11.39	34.0
1865	15° 2' 50" E, 37° 46' 35" N	1825	NE	onset: 30-01-1865 end: 28-06-1865	150	86.88	7.33
1874	15° 0' 57" E, 37° 48' 11" N	2217	NE	onset: 29-08-1874 end: 31-08-1874	3	0.96	5.69
1879	15° 1' 31" E, 37° 48' 35" N	2036	NE	onset: 26-05-1879 end: 07-06-1879	12	21.22	28.44
1886	15° 0' 33" E, 37° 41' 0" N	1525	SE	onset: 19-05-1886 end: 07-06-1886	19	38.32	25.9
1892	15° 0' 21" E, 37° 42' 31" N	2039	SE	onset: 09-07-1892 end: 29-12-1892	173	121.08	8.74
2002	15° 1' 24" E, 37° 47' 51" N 15° 1' 46" E, 37° 48' 11" N	2133 2010	NE	onset: 27-10-2002 end: 04-11-2002	9	11	2.57

¹Original data integrated from Behncke, B., Neri, M. & Nagay, A. in *Kinematics and dynamics of lava flows* (eds Manga, M. & Ventura, G.) 189-208 (Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 396, 2005).

Tab. 5.5: colate storiche considerate per la validazione della metodologia.

L'estensione media della zona interessata dalle $n = 13$ simulazioni, in confronto con l'*i*-esima classe di pericolosità, è stata valutata come:

$$o_i = n^{-1} \sum_{j=1}^n m(C_i \cap S_j)$$

dove S_j è l'area interessata dalla j -esima simulazione.

La distanza media tra i valori osservati e valori attesi sopra definiti, è rappresentata dalla funzione:

$$d = r^{-1} \sum_{i=1}^r |o_i - e_i| \quad (6)$$

dove r è il numero di classi di suscettibilità considerate.

Se $d = 0$ le due serie coincidono perfettamente, se $d > 0$ quando il divario aumenta. Quindi tanto più i valori risultanti dalla relazione sono prossimi allo zero tanto più il valore misurato è prossimo al valore atteso. I risultati, sintetizzati in tab. 5.6 (per $r = 10$) e fig. 5.7 mostrano che la distanza tra valore osservato e valore atteso è molto piccola e che lo scostamento decresce al crescere del numero di classi di hazard.

Class ID	Probability range	h_i^{-}	$m(C_i)$ (km ²)	$m(C_i)$ (%)	e_i (km ²)	o_i (km ²)
1	(0, 1.25·10 ⁻³]	6.25·10 ⁻³	126.036	24.792	7.9·10 ⁻¹	0.024
2	(1.25·10 ⁻³ , 0.022]	0.005	297.750	58.569	1.456	2.104
3	(0.022, 0.044]	0.031	45.696	8.989	1.447	1.649
4	(0.044, 0.066]	0.054	17.717	3.485	0.994	0.766
5	(0.066, 0.088]	0.075	9.679	1.904	0.733	0.651
6	(0.088, 0.109]	0.098	5.144	1.012	0.507	0.481
7	(0.109, 0.131]	0.12	3.095	0.609	0.371	0.389
8	(0.131, 0.153]	0.142	1.838	0.362	0.261	0.267
9	(0.153, 0.175]	0.162	1.142	0.225	0.185	0.136
10	(0.175, 0.197]	0.184	0.273	0.054	0.05	0.031
TOTAL			508.37	100.00	6.004	6.499

⁻ $h_i = (\#C_i)^{-1} \sum_{x,y \in C_i} h_{x,y}$ is the mean probability of the i -th class. $\#C_i$ denotes the number of DEM cells within the class.

Tab. 5.6: confronto tra valore osservato e valore atteso per $r = 10$

Tra quelle considerate, la mappa a 10 classi sembra fornire un buon compromesso tra affidabilità e leggibilità.

Sulla base di questa analisi, possiamo fornire una prima, soddisfacente, valutazione della metodologia proposta e, nello specifico, della capacità previsionale delle mappe di hazard ottenute.

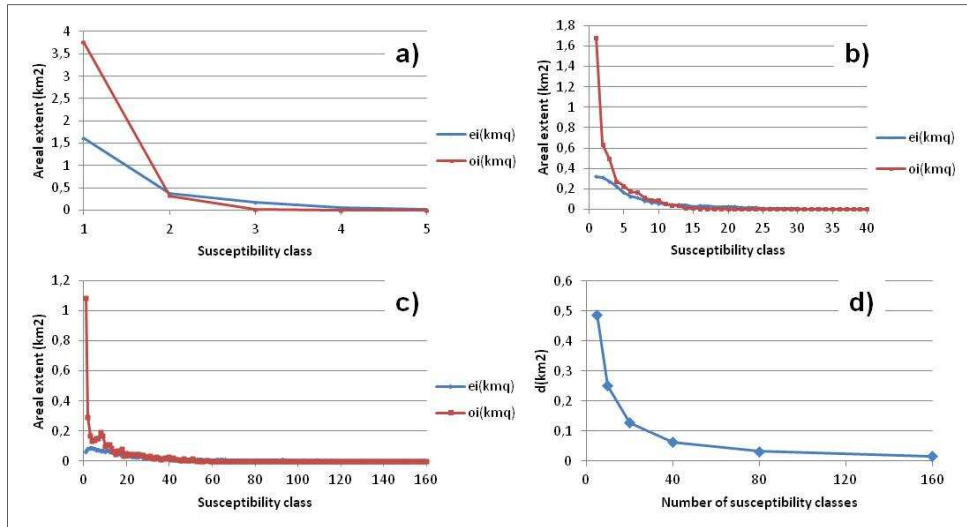


Fig. 5.7: confronto valore osservato o_i e valore atteso e_i rispettivamente per: $r = 5$ in a), $r = 10$ in b), $r = 160$ in c); il grafico d) mostra che la distanza d tra valore osservato e valore atteso diminuisce al crescere di r .

La metodologia proposta permette la determinazione di una mappa di pericolosità ad alta definizione, in grado di dare preziose informazioni sia ai fini della protezione civile che per la pianificazione territoriale: il confronto con una mappa (fig. 5.8), generata con altra metodologia (fig. 5.8 a¹) e b¹), evidenzia come il dettaglio della mappa prodotta si traduca in una maggiore possibilità di scegliere, aree con basse probabilità ad essere invase da colate laviche.

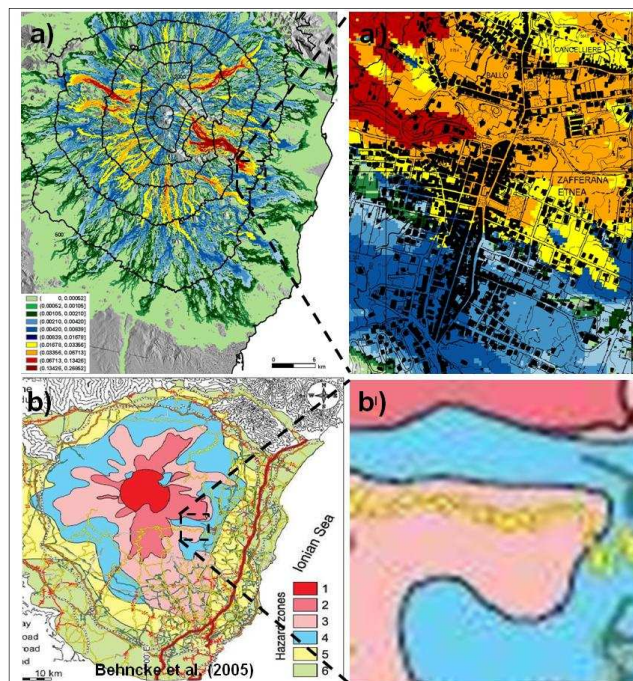


Fig. 5.8: confronto tra mappa generata con la metodologia proposta e mappa generata con altra metodologia

5.5 Risvolti applicativi

Grazie anche al fatto che il modello di simulazione SCIARA è integrato in un sistema GIS (il software utilizzato è l'open-sources QuantumGis 1.7.0) e che il gran numero di colate simulate, diverse per tipologia, dimensione e posizione, sono memorizzate all'interno di un database, sono state definite applicazioni più specializzate che consentono l'immediata estrazione di vari scenari "on demand".

Ipotizziamo, per esempio, emissione di lava da un sistema di fessure di circa 7 km sul fianco nord-est dell'Etna (non lontano dal sito dell'eruzione 1928). Il sistema può essere approssimato dal sottoinsieme di bocche eruttive poste in prossimità della frattura. Applicando la metodologia proposta per la definizione della suscettibilità globale, si ottiene con le colate generate da tale sottoinsieme uno scenario ad hoc (fig. 5.8).

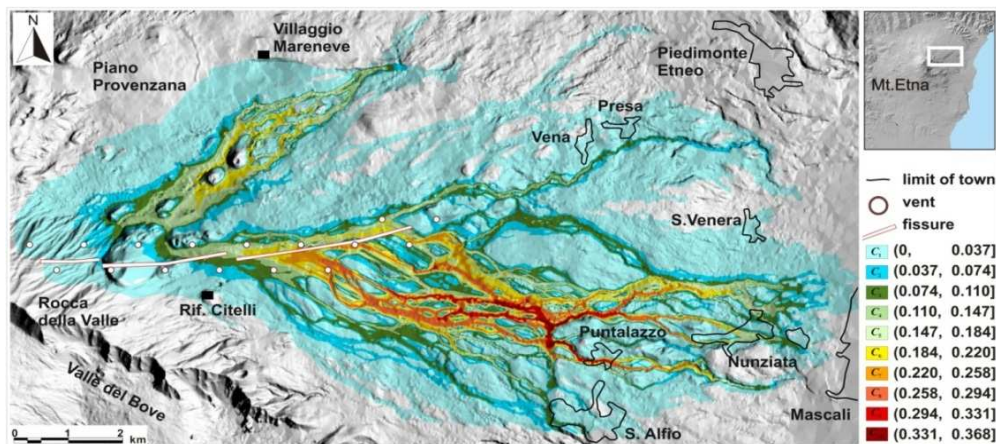


Fig. 5.8:

Una ulteriore applicazione consente di identificare le aree di origine dei flussi lavici in grado di pregiudicare una data area di interesse, come ad esempio una città o infrastrutture.

Infatti, interrogando il data-base è possibile selezionare le colate laviche che colpiscono l'area di interesse e, di conseguenza, determinare le aree sorgenti (fig. 5.9).

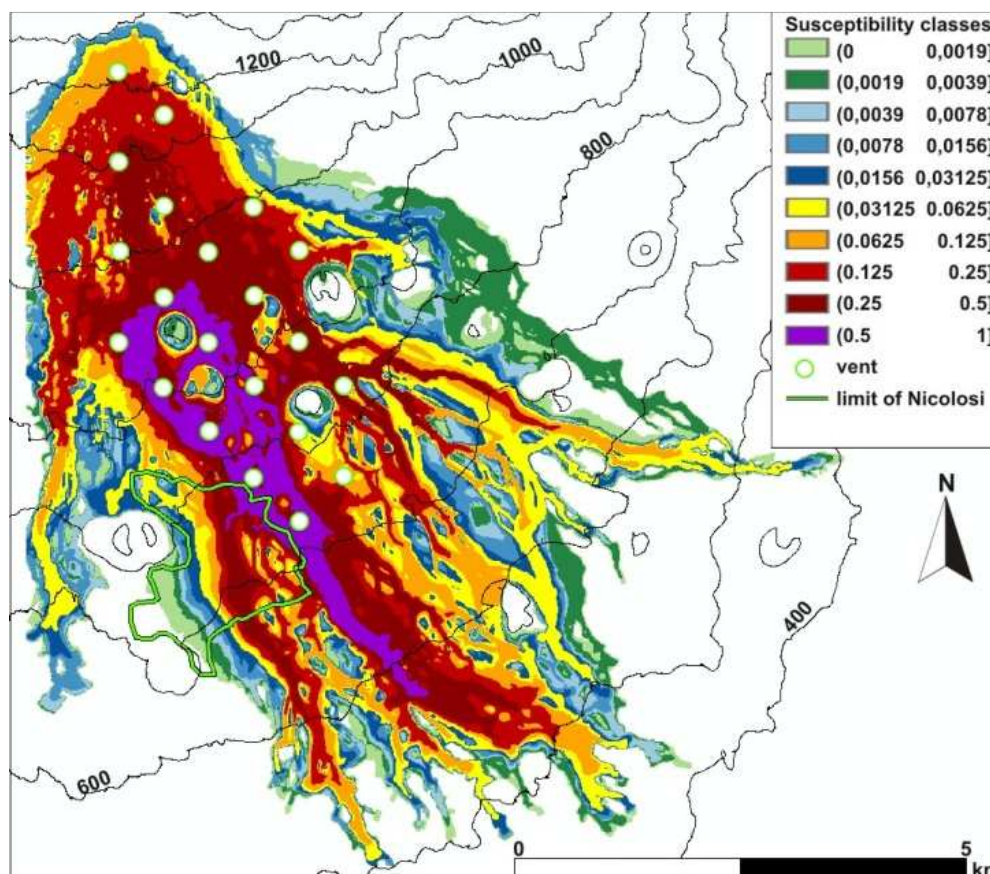


Fig. 5.9: Bocche eruttive che originano colate su Nicolosi e relativa mappa di rischio

Una specifica categoria di applicazioni è stata dedicata alla valutazione dell'efficacia delle misure di protezione, come le barriere di terra.

Per illustrare questo tipo di applicazione, è stata collocata, lungo il margine nord di Nicolosi, una barriera con andamento NO-NE, lunga 2 km e alta 20 m, al fine di deviare i flussi di lava nella valle che costeggia il margine orientale della città e verificare le conseguenze e la funzionalità della stessa barriera.

Interrogando la banca dati si selezionano le colate di lava che hanno colpito la barriera e da queste si risale ai crateri che le hanno generate; in seguito, sulla topografia modificata dalla presenza della barriera, si eseguono le ri-simulazioni degli eventi.

Applicando la metodologia proposta per la definizione della mappa di hazard si definisce uno scenario ad hoc con queste nuove simulazioni (fig. 5.10).

Definizione di una metodologia per la creazione di mappe di rischio tramite l'utilizzo di un modello ad automi cellulari:
applicazione ai flussi lavici del Monte Etna.

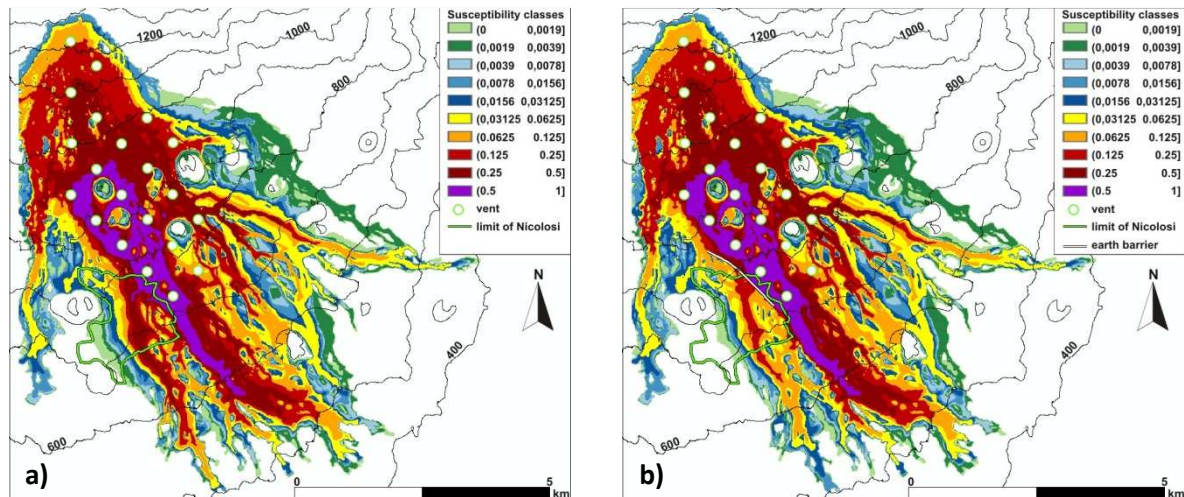


Fig. 5.10: hazard relativo all'abitato di Nicolosi (a) mappa senza barriera di terra, (b) mappa con la barriera

Da questa mappa otteniamo una duplice informazione, in quanto è possibile verificare sia l'efficacia della barriera che analizzare cosa accade nelle aree in cui i flussi lavici vengono deviati.

6. CONCLUSIONI

Questo lavoro è rivolto alla valutazione del pericolo da manifestazioni vulcaniche all'Etna, inteso come individuazione di zone variamente soggette a essere invase da colate laviche. L'Etna nelle ultime migliaia di anni (Mongibello Recente; Romano, 1982; Guest, 1982) ha avuto essenzialmente un'attività persistente alle bocche sommitali, generalmente di bassa potenza, intervallata da manifestazioni avventizie di maggiore intensità, consistenti in emissioni di colate laviche accompagnate da modesta attività esplosiva alle bocche. Pertanto nella valutazione del rischio è stata valutata la probabilità di invasione da colate, essendo le altre manifestazioni di rilevanza minore.

La valutazione del rischio da invasione lavica è stata affrontata con un approccio probabilistico basato sulla simulazione numerica di una ricca gamma di colate laviche provenienti da fitto reticolo di ipotetiche bocche eruttive, studiando il comportamento delle colate etnee per durata e tasso effusivo, attribuendo loro una probabilità statistica.

Per la simulazione di flussi di lava è stata utilizzata l'ultima versione del modello ad Automi Cellulari Macroscopici SCIARA. In tale versione è stata introdotta una reologia tipo Bingham e una tassellazione dello spazio cellulare a maglia quadrata. Il modello è stato calibrato e validato su alcune colate avvenute nell'area etnea dimostrando la sua capacità di riprodurre gli eventi stessi sia in termini di run-out sia per durata temporale.

La metodologia proposta si configura come un valido strumento pratico per la previsione del rischio da invasione laviche, sia per scopi di protezione civile che per la pianificazione territoriale. La fondatezza delle mappe generate, è stata validata utilizzando alcune colate storiche andando a verificare la distanza tra valore osservato e valore atteso.

L'approccio è caratterizzato da un elevato grado di flessibilità: se subentrano nuovi elementi che fanno variare la probabilità di attivazione delle bocche o la probabilità di accadimento dell'evento, vuoi perché complico la mappa di probabilità, vuoi perché amplio il campione di dati storici, vuoi ancora perché faccio entrare in gioco altri fattori che mi condizionano il fenomeno, è possibile ricompilare e aggiornare continuamente l'output cartografico dell'hazard, semplicemente riclassificando il set di simulazioni presenti nella banca dati, senza dover eseguire nuove simulazioni.

Inoltre il modello, grazie al fatto che è agganciato ad un sistema GIS, può essere efficacemente utilizzato per la valutazione di opere di protezione e per estrarre dal data-base scenari specifici on demand.

Si fa notare che SCIARA nella versione attuale non da alcuna indicazione sul livello di resistenza delle opere; in ogni caso non è impossibile, in presenza di significative competenze ingegneristiche, che diano informazioni sulle caratteristiche di resistenza delle opere stesse, introdurre nel modello opportuni meccanismi atti a valutare gli impatti e a fornire scenari di evoluzione del fenomeno anche in presenza di manufatti e infrastrutture.

Ringraziamenti

A questo punto sento la necessità di esprimere la mia riconoscenza a quanti mi sono stati vicini in questo percorso, in particolare ringrazio:

Il dott. Gaetano Robustelli, il dott. Rocco Rongo e il dott. William Spataro per i preziosi consigli, la lettura critica del manoscritto ed il supporto (non solo scientifico) sempre profuso;

Il dott. Boris Behencke e il dott. Marco Neri, dell' INGV di Catania, per i dati di base forniti;

Il dott. Gabriele Buttafuoco per l'aiuto fornito in alcune elaborazioni statistiche;

I miei amici Donato, Maria Vittoria, Rick e Willy perché è bello sapere di poter contare su di loro;

Mio marito Giancarlo, cui dedico questo lavoro, perché è per me un punto fermo, un faro che illumina le mie giornate.

BIBLIOGRAFIA

- Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R., Abella, R., 2000. Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 377–391.
- Artunduaga, A.D.H., Jeménez, G.P.C., 1997. Third version of the hazard map of Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 89–100.
- Avolio, M.V., Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Rongo, R., Spataro, W., D'Ambrosio, D., 2006. Pyroclastic flows modelling using cellular automata. *Comput. Geosci.* 32 (7), 897–911.
- Barberi, F., Innocenti, G. Marinelli, and R. Mazzuoli, 1974. Vulcanesimo e tettonica a placche: Esempi nell'area mediterranea, *Mem. Soc. Geol. It.*,13, fasc. 2, 327–358.
- Barberi, F., Rosi M. and Sodi A. (1993): Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data., *Acta Vulcanologica*, 3, 173-187.
- Barca, D., Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Marabini, S., Nicoletta, F.P., 1989. Lava flow simulation by cellular automata and Pantelleria's example. *Proc. Kagoshima Int. Conf. on Volcanoes*, Kagoshima, Japan, July 1988, pp. 475–478.
- Barca, D., Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Nicoletta, F., 1993. Cellular automata methods for modelling lava flow: simulation of the 1986–1987 eruption, Mount Etna, Sicily. In: Kilburn, G., Luongo (Eds.), *Active Lavas: Monitoring and Modelling*. UCL Press, London, pp. 291–309. Chapter 12.
- Barca, D., Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Nicoletta, F., 1994. Cellular Automata for simulating lava flows: a method and examples of the Etnean eruptions. *Transp. Theory Stat. Phys.* 23, 195–232.
- Barca, D., Crisci, G.M., Rongo, R., Di Gregorio, S., Spataro, W., 2004. Application of cellular automata model SCIARA to the 2001 Mount Etna crisis. In: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S. (Eds.), *Mt. Etna: Volcano Laboratory*. AGU Geophysical Monograph Series, vol. 143, pp. 343–356.
- Branca, S. & Del Carlo, P. Types of eruptions of Etna volcano AD 1670–2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bull. Volcanol.* 67, 8, 732-742 (2005).
- Behncke, B., Neri, M., 2003a. The July–August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bull. Volcanol.* 65, 461–476.
- Behncke, B., and Neri, M., 2003b, Cycles and trends in the recent eruptive behaviour of Mount Etna (Italy): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 1405–1411.
- Behncke, B., Neri, M., Nagay, A., 2005. Lava flow hazard at Mount Etna (Italy): new data from a GIS-based study. In: Manga, M., Ventura, G. (Eds.), *Kinematics and Dynamics of Lava Flows*. Geological Society of America Special Paper, vol. 396, pp. 189–208.
- Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Ranieri, G.A., 1982. A cellular space model of basaltic lava flow. In: Mesnard, G. (Ed.), *Proc. Int. AMSE Conf. on Modelling and Simulation*, vol. 11. AMSE, Paris, pp. 65–67.

- Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Pindaro, O., Ranieri, G.A., 1986. Lava flow simulation by a discrete cellular model: first implementation. *Int. J. Model. Simul.* 6 (4), 137–140.
- Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Rongo, R., Scarpelli, M., Spataro, W., Calvari, S., 2003. Revisiting the 1669 Etnean eruptive crisis using a cellular automata model and implications for volcanic hazard in the Catania area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 211–230.
- Crisci, G., Rongo, R., Di Gregorio, S. & Spataro, W. The simulation model SCIARA: the 1991 and 2001 lava flows at Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132, 253–267 (2004).
- Crisci, G.M., Iovine, G., Di Gregorio, S. & Lupiano, V. Lava flow hazard on the SE flank of Mt. Etna (Southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.041, in press.
- D'Ambrosio D., Rongo R., Spataro W., Avolio M.V., Lupiano V., 2006. Lava Invasion Susceptibility Hazard Mapping through Cellular Automata. In: El Yacoubi, S., Chopard, B., Bandini, 16 S. (Eds.), ACRI 2006, LNCS 4173, 452-461.
- Cristofolini R., Lentini F., Patanè' G. & Rasà R. (1979) - Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 239-247.
- Cristofolini R., Frazzetta G., 2004. *Volcanic activity at mount Etna (Scily)*. 32nd International Geological Congress Firenze, 20-28 Agosto 2004; V n° 4 pp. 14-36.
- Damiani, M.L., GropPELLI, G., Norini, G., Bertino, E., Gigliuto, A., Nucita, A., 2006. A lava flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy). *Comput. Geosci.* 32, 512–526.
- De la Cruz-Reyna, S., Carrasco-Núñez, G., 2002. Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 307–318.
- Del Negro, C., Fortuna, L., Vicari, A., 2005. Modelling lava flows by Cellular Nonlinear Networks (CNN): preliminary results. *Nonlinear Process. Geophys.* 12, 505–513.
- Dobran, F., Macedonio, G., 1992. Lava modelling contributions of the Volcanic Simulation Group during the 1991–1992 eruption of Mt. Etna. VSG Report 92-7, GNV-CNR. Giardini, Pisa.
- Felpeto, A., Garcia, A., Ortiz, R., 1996. Mapas de riesgo. Modelizacion (Risk maps. Modelling — in Spanish). In: Ortiz, R. (Ed.), *Riesgo Volcanico, Serie Casa de los Volcanes*, vol. 5. Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote, Spain, pp. 67–98.
- Frazzetta, G., Romano, R., 1978. Approccio di studio per la stesura di una carta del rischio vulcanico (Etna-Sicilia) — (An approach for volcanic risk mapping (Etna-Sicily) — in Italian). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 19, 691–697.
- Giacomelli L., Pesaresi C., 2001. La struttura e la storia eruttiva dell'Etna. <http://vulcan.fis.uniroma3.it>,
- Gómez-Fernández, F., 2000. Application of a GIS algorithm to delimit the areas protected against basaltic lava flow invasion on Tenerife Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 409–423.
- Hughes, J.W., Guest, J.E., and Duncan, A.M., 1990, Changing styles of effusive eruption on Mount Etna since AD 1600, in Ryan, M.P., ed., *Magma transport and storage: New York*, John Wiley and Sons, p. 385–406.

- Iovine, G., Di Gregorio, S., Lupiano, V., 2003. Debris-flow susceptibility assessment through cellular automata modeling: an example from the 15–16 December 1999 disaster at Cervinara and San Martino Valle Caudina (Campania, southern Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3, 457–468.
- Jaquet, O., Löw, S., Martinelli, B., Dietrich, V., Gilby, D., 2000. Estimation of volcanic hazards based on Cox stochastic processes. *Phys. Chem. Earth (A)* 25 (6–7), 571–579.
- Kilburn, C.R.J., 1996. Patterns and predictability in the emplacement of subaerial lava flows and flow fields. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Berlin, pp. 491–537.
- Gillot, P.Y., Kieffer, G., Romano, R., 1994. The evolution of Mount Etna in the light of potassium–argon dating. *Acta Vulcanol.* 5, 81–87.
- Guest, J.E., Murray, J.B., 1979. An analysis of hazard from Mount Etna Volcano. *J. Geol. Soc. London* 136, 347–354.
- Guest, J.E., Chester D.K. and Duncan A.M., 1984. The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 21, 1-23.
- Moreno, H., 1998. Volcano hazards maps based on empiric data representation: experiences from Calbuco, Osorno and Villarica volcanoes, southern Andes, Chile. *Cities on Volcanoes Abstracts Book*, p. 90.
- Miyamoto, H., and Sasaki, S.; 1997. Simulating lava flows by an improved cellular automata method: *Computers & Geosciences*, v. 23, no. 3, p. 283-292.
- Neri, M., V H. Garduno, G. Pasquaré, and R. Rasa, 1991. Studio strutturale e modello cinematico della Valle del Bove e del settore nord-orientale etneo, *Acta Vulcanologica*, 1, 17-24.
- Neri M., Behncke B., Burton M., Galli G., Giammanco S., Pecora E. et al. 2006, *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Pareschi, M.T., Berstein, R., 1989. Modelling and image processing for visualization of volcanic mapping. *IBM J. Res. Develop.* 33 (4), 406–416.
- Peterson, D.W., 1986. *Volcanoes: tectonic setting and impact on society*. Active Tectonics. National Academy Press, Studies in Geophysics, Washington DC, pp. 231–246.
- Rittmann A. (1973) Structure and evolution of Mount Etna. *Philosophical Transactions of the Royal Society London A* 274: 5-16.
- Romano R., 1982. Succession of the volcanic activity in the etnean area. *Mem. Soc. Geolo. It.* 23, 27-48.
- Rust D. and Neri M, 1996. The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily *Geological Society, London, Special Publications* 1996, 110:193-208; doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.15
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 139, 103–115.
- Saito, T., Eguchi, T., Takayama, K., Taniguchi, H., 2001. Hazard predictions for volcanic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 106, 39–51.
- Saltelli, A., Chan, K., Scott, M. (Eds.), 2000. *Sensitivity Analysis. Probability and Statistics Series*. John Wiley & Sons, Chichester, England.
- Sheridan, M.F. and Macías, J.L., 1995, Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcán Colima, México. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 66:251-256.

- Tilling, R.I., Norton, G., Ridgway, J., 2006. Volcanic Unrest. Geindicator. Article URL: http://www.lgt.lt/geoin/doc.php?did=cl_volcanic (accessed on August 7th 2007).
- Varnes D.J. & IAEG Commission on Landslides, 1984. Landslides Hazard Zonation a review of principles and practice. UNESCO, Paris, 63 pp.
- Wadge, G., Young, P.A.V., McKendrick, I.J., 1994. Mapping lava flow hazards using computer simulation. J. Geophysic. Res. 99 (B1), 489–504.
- Young, P., Wadge, G., 1990. Flowfront: simulation of a lava flow. Comput. Geosci. 16 (8), 1171–1191.