

# QUADERNI di GEOFISICA

Il ruolo dei precursori sismici  
e l'importanza di un precursore  
elettromagnetico



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

174

**Direttore Responsabile**

Valeria DE PAOLA

**Editorial Board**

Luigi CUCCI - Editor in Chief (luigi.cucci@ingv.it)  
Raffaele AZZARO (raffaele.azzaro@ingv.it)  
Christian BIGNAMI (christian.bignami@ingv.it)  
Mario CASTELLANO (mario.castellano@ingv.it)  
Viviana CASTELLI (viviana.castelli@ingv.it)  
Rosa Anna CORSARO (rosanna.corsaro@ingv.it)  
Domenico DI MAURO (domenico.dimauro@ingv.it)  
Mauro DI VITO (mauro.divito@ingv.it)  
Marcello LIOTTA (marcello.liotta@ingv.it)  
Mario MATTIA (mario.mattia@ingv.it)  
Milena MORETTI (milena.moretti@ingv.it)  
Nicola PAGLIUCA (nicola.pagliuca@ingv.it)  
Umberto SCIACCA (umberto.sciacca@ingv.it)  
Alessandro SETTIMI (alessandro.settimi1@istruzione.it)  
Andrea TERTULLIANI (andrea.tertulliani@ingv.it)

**Segreteria di Redazione**

Francesca DI STEFANO - Coordinatore  
Rossella CELI  
Robert MIGLIAZZA  
Barbara ANGIONI  
Massimiliano CASCONI  
Patrizia PANTANI  
Tel. +39 06 51860068  
redazione@ingv.it

**REGISTRAZIONE AL TRIBUNALE DI ROMA N.174 | 2014, 23 LUGLIO**

© 2014 INGV Istituto Nazionale  
di Geofisica e Vulcanologia  
Rappresentante legale: Carlo DOGLIONI  
Sede: Via di Vigna Murata, 605 | Roma



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

# QUADERNI di GEOFISICA

Il ruolo dei precursori sismici  
e l'importanza di un precursore  
elettromagnetico

*Role of seismic precursors  
and importance of  
an electromagnetic precursor*

Adriano Nardi, Antonio Piersanti

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Sismologia e Tettonofisica

Accettato 20 Ottobre 2020 | *Accepted 20 October 2020*

Come citare | *How to cite* Nardi A., Piersanti A., (2021). Il ruolo dei precursori sismici e l'importanza di un precursore elettromagnetico. Quad. Geofis., 174: 1-40, <https://doi.org/10.13127/qdg/174>

In copertina | *Cover* <https://www.pikrepo.com/feagz/book-page-lot>

174



# INDICE

<b>Riassunto</b>	<b>7</b>
<b>Abstract</b>	<b>7</b>
<b>Introduzione</b>	<b>8</b>
<b>1. Il problema della previsione del terremoto</b>	<b>8</b>
1.1 Un problema di definizioni	9
1.2 Un problema filosofico	10
1.3 Un problema politico	12
1.4 Un problema tecnico	13
<b>2. I precursori e la dilatanza</b>	<b>13</b>
2.1 Dilatanza	16
2.2 Variazione dell'attenuazione anelastica delle onde sismiche	21
2.3 Deformazioni del suolo	22
2.4 Variazioni nelle proprietà elettriche delle rocce	23
2.5 Variazioni del livello dell'acqua nei pozzi	23
2.6 Variazioni della concentrazione di gas radon nella falda acquifera e in atmosfera	23
2.7 Anomalie nella microsismicità	25
2.8 Il "pianto della roccia"	28
2.9 I precursori elettromagnetici	28
<b>3. Conclusioni</b>	<b>30</b>
<b>Ringraziamenti</b>	<b>30</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>31</b>
<b>Appendice</b>	<b>34</b>
1. Definizioni e formulario di meccanica delle rocce	34
2. Definizioni e formulario di sismologia	34



# Riassunto

Questa trattazione divulgativa è un tentativo di presentare il problema della previsione dei terremoti nella sua globalità per chiarire il significato di “precursore” e la vera utilità dello studio dei precursori. È anche lo spunto per presentare al pubblico le potenzialità del precursore elettromagnetico nel panorama dei precursori classici. Il fatto che i precursori sismici siano fenomeni realmente esistenti non rappresenta la soluzione al problema della previsione deterministica. Attualmente un precursore non è uno strumento di previsione ma un mezzo di sondaggio di ciò che chiamiamo “preparazione del sisma”: il complesso meccanismo di microfratturazione, accrescimento e autoorganizzazione delle fratture che è necessario a produrre la rottura nella crosta. La “teoria della Dilatanza” (TdD) di Scholz, più volte perfezionata dal 1960 ad oggi, resta una delle migliori trattazioni invocabili per motivare l’esistenza dei precursori documentati e sembra tuttora restare l’unica plausibile forma di inquadramento comune. Essa viene qui ripresentata in una visione “estesa” alla luce delle conoscenze geotecniche sulla fratturazione della roccia in laboratorio. La dilatanza è un processo sistematico e necessario rispetto alla rottura della roccia. Sarebbe essa stessa il precursore ideale del terremoto se non mancasse della caratteristica essenziale di essere visibile. Al momento l’unico modo per rilevare la dilatanza in natura è attraverso la sua interazione con l’ambiente circostante e la sua capacità di mutare le caratteristiche fisiche della roccia, cioè attraverso fenomeni secondari che essa può causare. Questi fenomeni, talvolta visibili in superficie, sono ciò che chiamiamo precursori. Abbiamo messo in rassegna i principali precursori “classici” esaminandoli alla luce della TdD. Lo studio della dilatanza, che richiede un monitoraggio comparato, sistematico ed esteso dei fenomeni precursori, potrebbe condurre alla definizione di una chiave interpretativa comune e generale dei precursori stessi per la previsione del terremoto.

## Abstract

*This simple and qualitative discussion is an attempt to include in a comprehensive framework the problem of earthquake forecasting and univocally clarify the meaning of “precursor” and the true importance of their study. It is also the starting point to present the potential of the electromagnetic precursor in the framework of classic precursors. The fact that seismic precursors are truly existing phenomena does not represent the solution to the problem of deterministic forecasting. Currently a precursor is not a prediction aid but an investigative tool of the earthquake preparation process: aka the complex mechanism of microfracturing, growth and self-organization of fractures that is necessary to produce ruptures in the crust. Scholz’s “Theory of Dilatance” (ToD), improved and further developed for decades after 1960, remains one of the best explanations for the existence of observable precursors and still seems to highlight the only plausible common cause. ToD is presented here in an “extended” vision in the framework of geotechnical knowledge on rock fracturing in the laboratory. Dilatance is a systematic and necessary process with respect to rock breaking. It would itself be the ideal precursor to the earthquake if it did not lack the essential characteristic of being directly observable. At the moment, the only way to detect dilatance in nature is through its interaction with the surrounding environment and its ability to change the physical characteristics of the rock, that is, through secondary phenomena that it can cause. These phenomena sometimes visible on the surface are what we call precursors. We have reviewed the main “classic” precursors by examining them in the light of the ToD. The study of dilatance, which requires a comparative, systematic and extensive monitoring of precursor*

*phenomena, could lead to a key of interpretation of the precursors themselves for the prediction of the earthquake.*

Keywords Precursori; Terremoto; Precursore elettromagnetico VLF | Precursors; Earthquake; VLF electromagnetic precursor.

---

## Introduzione

Spesso l'opinione che la gente ha sui precursori sismici è completamente sbagliata: o i precursori esistono, e allora «*Gli scienziati sanno tutto ma non ce lo dicono*», oppure non esistono, e allora «*Chi li studia è un ciarlatano*». La colpa è nostra, della comunità scientifica, che evidentemente non è stata in grado di divulgare un'adeguata conoscenza su questo fronte della ricerca geofisica. La cosa grave è che a volte anche nell'ambiente scientifico serpeggia il pregiudizio che chi studia un precursore debba essere necessariamente un ciarlatano. La colpa è ancora nostra, di chi fa ricerca in sismologia, di non avere spesso il coraggio di esporsi per chiarire ogni dubbio su questo argomento sociologicamente e politicamente molto delicato.

Un precursore, inteso come fenomenologia, non è di per sé la soluzione alla previsione del terremoto. I precursori vanno visti come il mezzo (l'unico che abbiamo) per sondare le condizioni di "preparazione" del sisma. Il vero problema infatti è quello di comprendere un complesso processo meccanico, fisico e chimico che produce la fratturazione della crosta generando sia il sisma che i suoi eventuali "precursori". Solo con questa conoscenza si può interpretare la fenomenologia dei precursori nella sua globalità e a quel punto, forse, si potrà tentare di usare i singoli fenomeni osservabili per formulare una previsione deterministica. Questo lavoro divulgativo è un tentativo di mettere ordine nel problema generale della "previsione" per chiarire il significato di "precursore" e la vera utilità dello studio dei precursori. È inoltre lo spunto per presentare al pubblico la potenzialità che si intravede in un recente tipo di precursore, già in corso di studio ma non ancora tecnicamente riconosciuto come tale: il precursore *elettromagnetico*.

## 1. Il problema della previsione del terremoto

Ogni giorno nel mondo si registra una media di un terremoto ogni 30 secondi. Può sembrare una quantità impressionante ma per fortuna la stragrande maggioranza degli eventi sismici è di lievissima intensità, al di sotto della sensibilità umana. In Italia, ogni volta che un forte terremoto si afferma come evento principale dei notiziari, viene mostrata in TV la sala sismica dell'INGV e al termine dell'intervista con l'esperto, immancabilmente, un giornalista pone la stessa domanda e riceve la stessa risposta:

*Si poteva prevedere questo terremoto?*

*No: non è possibile prevedere i terremoti.*

Ma cosa significa che "non è possibile"? Sappiamo che non si può fare o non sappiamo come fare? La realtà è che non sappiamo ancora come fare ma neanche abbiamo la certezza che non si possa fare. Resta quindi la speranza di ottenere qualche successo malgrado le difficoltà

che il problema ci pone. Dal dopoguerra le ricerche in questo campo sono molto avanzate e addirittura sono ormai noti in letteratura scientifica molti e differenti fenomeni così detti “precursori” del terremoto. Il problema della previsione però resta complesso e delicato. Proviamo a schematizzarlo in quattro aspetti fondamentali.

## 1.1 Un problema di definizioni

Spesso non è chiaro al pubblico (e a volte nemmeno agli addetti ai lavori) il significato di “precursore sismico”. Da qui nascono fraintendimenti, polemiche e perfino pregiudizi che dovrebbero essere completamente estranei al dibattito scientifico. Un “precursore”, nelle reazioni chimiche, è una molecola necessaria alla formazione di un'altra molecola. Quando si tratta di chimica, nessuno penserebbe che la semplice presenza del precursore implichi necessariamente la reazione e quindi la comparsa del prodotto della reazione, anche se la molecola precursore è *necessaria* affinché ciò accada. In sismologia un precursore non è nemmeno necessario al fenomeno sismico. “Precursore” è semplice gergo tecnico che non implica, in chi lo studia, nessuna presunzione di saper già fare una previsione. Ma a differenza della chimica il pericolo sismico ha un forte impatto emotivo e spesso il significato di precursore sismico non viene compreso (o non si vuole farlo). Così a volte si ha addirittura la necessità di sostituire l'espressione “fenomeni precursori” con un surrogato come “fenomeni transienti” o fenomeni “associati” al sisma, altrimenti diventa impossibile lavorare su qualcosa che non si può nominare pubblicamente. Ma “precursore” è l'espressione classica della fenomenologia, nata prima di tutte le polemiche divampate intorno a questi temi e sarebbe giusto continuare ad usarla, con consapevolezza e spiegando sempre cosa significa.

Si fa poi confusione (tra i non addetti ai lavori) con i termini *previsione* e *prevenzione*. Nel caso del terremoto la previsione è il tentativo di capire almeno il fatto che un evento stia per accadere da qualche parte. La prevenzione invece è il prepararsi oggi affinché ciò che potrebbe accadere domani rechi il minor danno possibile. Essendo certamente noto dove i terremoti si sono già manifestati con maggiore frequenza e violenza, la prevenzione oggi è certamente possibile. La previsione invece non lo è ancora. Prevenzione significa ad esempio costruire in modo corretto (o non costruire specifiche opere) nei luoghi ad alto rischio sismico<sup>1</sup>. La definizione del rischio sismico, come per altre calamità naturali, è data dal prodotto:

$$R = P \cdot E \cdot V \quad \text{dove:} \quad \begin{array}{l} P = \textit{pericolosità} \text{ (frequenza e violenza della calamità);} \\ E = \textit{esposizione} \text{ (quantità e valore del bene esposto);} \\ V = \textit{vulnerabilità} \text{ (propensione al danneggiamento del bene esposto).} \end{array}$$

Dietro a questa definizione, già di per sé esplicativa del problema<sup>2</sup>, ci sono naturalmente fattori di valutazione tecnica come la sismologia storica e la microzonazione sismica.

Infine c'è stata spesso confusione anche in ambiente scientifico sulla definizione di previsione

<sup>1</sup> Questo è un lavoro sul quale andrebbe investito moltissimo e immediatamente. È poco utile saper prevedere l'istante esatto in cui un castello di carte crollerà, perché è certo che crollerà. La sismicità esisterà sempre e sarà caratteristica dei luoghi in cui è già accaduta.

<sup>2</sup> Essendo questo un testo divulgativo, facciamo comunque un esempio molto semplice: l'ipotesi di una scossa sismica di magnitudo 5 (ipotizziamo lo stesso valore di P) rappresenterebbe un discreto rischio sismico a Tokio, dove la popolazione è alta (alto E) ma le costruzioni sono antisismiche (basso V); rappresenterebbe forse un analogo rischio a Murano, dove la popolazione è bassa (basso E) ma i danni strutturali ed economici sarebbero alti (pensiamo banalmente alle cristallerie: alto V); rappresenterebbe invece a basso rischio se la localizzassimo nel Sahara, dove la popolazione è scarsa (basso E) e tradizionalmente dimora in accampamenti a tenda, dove i crolli non procurerebbero danni materiali (bassa V). Abbiamo considerato lo stesso sisma (stesso valore di P) ottenendo stime di rischio simili o differenti in differenti luoghi e circostanze.

sismica. Di recente si tende a dividere il problema in tre categorie:

- *Allerta precoce* (soluzione tecnica)
- *Previsione* (soluzione statistica)
- *Predizione* (soluzione deterministica)

La prima è già scientificamente possibile ma l'anticipazione può variare da alcuni secondi a 1,5 minuti perché sfrutta semplicemente il ritardo<sup>3</sup> delle onde S (le più distruttive) sulle onde P (le più veloci). Per questo motivo sono avvantaggiati i luoghi più lontani dall'epicentro (quindi meno esposti al rischio) e in definitiva l'allerta precoce si presta meglio a preservare beni mobili (es. disattivare impianti di produzione) che non persone e immobili.

La Previsione statistica è già possibile ma non è ancora adatta a un intervento di soccorso preventivo a causa della sua scarsa risoluzione spaziale e temporale. Un esempio potrebbe essere: *“85% di possibilità che si manifesti un fenomeno distruttivo nel centro Italia entro 10 anni”*. Tuttavia oggi l'INGV è in grado di elaborare previsioni statistiche molto più raffinate e puntuali [Zechar et al., 2016] che hanno già dato supporto alla Protezione Civile riguardo la stima degli aftershock, ovvero dell'attività sismica successiva alla scossa principale [Marzocchi et al., 2017] che nel caso dei forti terremoti ha comunque un'importanza rilevante.

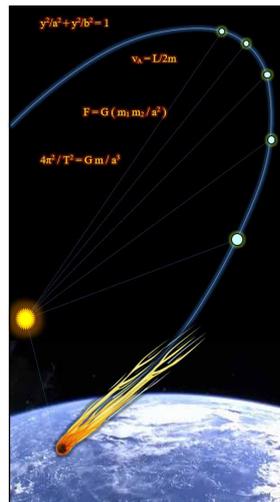
La Predizione infine, definendo almeno un elemento della terna “Quando - Dove - Come”, con la terna completa o sufficientemente accurata, prospetterebbe l'effettiva possibilità di salvezza della vita umana. Purtroppo non è al momento attuabile a causa della insufficiente affidabilità dei fenomeni “precursori”, su cui si basa necessariamente.

## 1.2 Un problema filosofico

In realtà una previsione deterministica non avrebbe nemmeno bisogno di precursori perché in generale si attua grazie alla conoscenza di una legge (una formula matematica) che, a partire dalla conoscenza delle condizioni iniziali, ci consente di calcolare le condizioni finali di un processo in atto. Facciamo l'esempio pratico di un asteroide che potrebbe scontrarsi con la Terra. Le osservazioni astronomiche ci forniscono informazioni sulla sua posizione che cambia nel tempo, sulla distanza, la velocità e quindi la massa presunta. Infatti grazie alla legge di Newton e alle leggi di Keplero si può calcolare la sua traiettoria lungo un'orbita conica, valutare se interseca quella terrestre ed eventualmente prevedere quando entrambi i corpi potrebbero incontrarsi in prossimità dei punti di intersezione. Purtroppo nel caso del terremoto il processo in atto non è così semplice e non abbiamo una formula per descriverlo, né possiamo osservare tutte le condizioni iniziali di cui avremmo bisogno. Da questo punto di vista il problema è simile a quello delle previsioni del tempo, in cui le variabili in gioco sono talmente tante che perfino con i dati forniti dai satelliti e la potenza di calcolo disponibile oggi, non è ancora possibile prevedere con ragionevole certezza se tra quattro giorni pioverà. È per questo motivo che la sismologia ha bisogno di ricorrere allo studio di fenomeni “precursori”. Proseguendo con gli stessi esempi, nel caso dell'asteroide un precursore è la scia luminosa che apparirà nel cielo solo pochi istanti prima dell'impatto (figura 1). Un analogo esempio di precursore, nel caso della pioggia, può essere con fondatezza scientifica<sup>4</sup> ciò che solitamente si indica come... *«Cielo a pecorelle, acqua a catinelle»*. Questa è la disarmante realtà.

<sup>3</sup> Un po' come il fulmine rispetto al tuono. Per ulteriori dettagli su natura e velocità delle onde sismiche vedere in Appendice il paragrafo 1. Definizioni e formulario di Sismologia e in particolare la figura A1.

<sup>4</sup> Un precursore dei fenomeni temporaleschi può essere la formazione di particolari nubi dette “altocumuli”. Da questa osservazione nasce il proverbio: *«Cielo a pecorelle, acqua a catinelle»*. Nel nostro paese inoltre, l'alta pressione proveniente dalle Azzorre porta gradualmente cieli sereni a partire da Ovest, dando luogo ai caratteristici tramonti a cui si ispira un altro noto precursore proverbiale: *«Rosso di sera: bel tempo si spera»*, peraltro saggiamente cauto nella previsione.



**Figura 1** Esempio di previsione deterministica. La conoscenza delle leggi fisiche consente di prevedere l'impatto di un asteroide con un calcolo basato sull'osservazione di condizioni iniziali. In mancanza di una formula e di questi dati osservativi non resterebbe che affidarsi a un "precursore" dell'evento, che in questo caso potrebbe essere la scia che si genera nell'atmosfera soltanto pochi istanti prima dell'impatto. Ma questo precursore, come dimostreremo per i terremoti, deriva dall'interazione del fenomeno principale con l'ambiente circostante. Se il pianeta non avesse un'atmosfera non ci sarebbe nessuna scia.

*Figure 1 Example of deterministic forecast. Knowledge of gravitational laws allows us to predict the impact of an asteroid with a calculation based on the observation of initial conditions. Without a proper physical formulation and observational data, all that remains is to rely on a "precursor" of the event, which, in this case, could be the wake that is generated in the atmosphere only a few moments before the impact. But this precursor, as we will demonstrate for earthquakes, derives from the interaction of the main phenomenon with the surrounding environment. If the planet had no atmosphere there would be no wake.*

Una previsione deterministica (o predizione) nel caso del terremoto ha bisogno quindi di basarsi sul monitoraggio e l'interpretazione di fenomeni precursori. Per precursori si intende quei fenomeni di varia natura che statisticamente possono manifestarsi, con modalità strumentalmente rilevabili, poco tempo prima di un terremoto e a breve distanza dall'epicentro, tali cioè da poter indicare, in teoria, che a breve in quell'area potrebbe verificarsi un sisma. Questo purtroppo non implica che i precursori siano adatti a prevedere un terremoto. Lo sono potenzialmente.

La prima distinzione che bisogna fare è tra fenomeni qualitativi e quantitativi. Che gli animali siano in qualche modo sensibili a condizioni preparatorie del sisma è probabilmente vero [Rikitake, 1986] ma questo tipo di fenomenologia non è quantificabile. Così pure le occasionali testimonianze umane di luci, suoni o sensazioni premonitriche restano fenomeni soggettivi. Anche qualora dietro questi effetti esistesse un fenomeno reale, esso deve essere numericamente quantificabile e quindi strumentalmente monitorabile. L'oggettività è garantita dalla misurabilità strumentale. Un "precursore ideale" dovrebbe avere almeno tre caratteristiche:

- Oggettività
- Sistematicità
- Necessità

Deve cioè essere un fenomeno reale, misurabile e confrontabile (oggettività) che si manifesti sicuramente prima di ogni terremoto (sistematicità) e che garantisca la successiva occorrenza del terremoto (necessità). Da queste caratteristiche dipende l'affidabilità di un precursore.

Purtroppo molti dei precursori oggi noti sono fenomeni che esistono in natura anche indipendentemente dal sisma (liberazione di gas radon, variazioni del livello di falda, microsismicità) oppure non è affatto sicuro che, all'approssimarsi del sisma, essi saranno osservabili (deformazioni superficiali, rapporto  $V_p/V_s$ , ancora livello di falda e microsismicità). Spesso la loro occorrenza è condizionata da fattori ambientali analogamente alla necessità di un'atmosfera per la scia dell'asteroide della figura 1. Ad oggi nessun precursore sismico è nemmeno vicino ad essere un *precursore ideale*, ecco perché non è possibile prevedere un terremoto. La rilevanza dei precursori, per ora, è necessariamente legata alla loro comparsa in una associazione di fenomeni di diversa natura e il più possibile numerosa.

Ma il problema non si esaurisce qui. Anche qualora esistesse un precursore ideale, esso non sarebbe in grado di fornire una previsione operativamente utile. Sapere che “sta per accadere qualcosa” non è sufficiente. Occorrono informazioni su “dove”, “quando” e “quanto forte” avverrà il sisma, affinché la previsione possa dar luogo a un intervento mirato sul posto, nei tempi e i modi necessari a mettere in salvo la popolazione. In ultima analisi occorrerebbe anche la possibilità di poter discriminare quando non sia il caso di intervenire perché l'intensità del sisma non lo richiede (che poi è la maggioranza dei casi). Se ancora non esiste un precursore *ideale*, il precursore “operativo” è quasi un'utopia. Il problema della previsione deterministica, allo stato attuale delle conoscenze sui precursori, andrebbe affrontato in senso olistico, fino ad arrivare forse a una visione “geosistemica” [De Santis, 2019a].

### 1.3 Un problema politico

AmMESSO di disporre un giorno di un precursore *ideale* e *operativo*, si porrà allora il problema del suo impiego reale al di là della pura speculazione accademica. Evacuare la popolazione da una certa area è qualcosa che, se fatto male o senza motivo, può causare danni tanto quanto il terremoto, anche se non in termini di vite umane. Gli amministratori locali si troverebbero a fronteggiare un'enorme responsabilità sulla base di una previsione che, se pur scientifica, avrà sempre un margine di errore. Per di più sarà un errore calcolato e noto. Che fare allora? Del resto è “politicamente pericoloso” anche non agire davanti al prospettato allarme<sup>5</sup>. Da un punto di vista politico sarebbe forse meglio non avere proprio a che fare con chi potrebbe un giorno formulare una previsione. Ed ecco forse perché “precursore”, soltanto in sismologia, è stata spesso una parola proibita.

Resta dunque il dubbio che prendere una decisione politica possa rappresentare un ulteriore problema al di là di quello scientifico. D'altro lato non si può sottovalutare l'impatto sulla popolazione di una notizia che di per sé può causare panico e isteria, implica il disagio di una eventuale evacuazione e potrà incontrare la resistenza di almeno una parte della popolazione all'intervento di evacuazione. La nostra personale opinione è che un ideale intervento preventivo di protezione civile basato su previsione deterministica dovrebbe possibilmente agire nel senso di una assistenza preventiva in sito, sia dal punto di vista logistico che psicologico, senza una vera e propria evacuazione. Qualcosa di simile all'organizzazione in sicurezza di un evento di massa (tipo un grande concerto o la visita del Papa) gestita localmente in ogni singolo centro abitato dell'area epicentrale. Soltanto successivamente si dovrebbe procedere all'evacuazione, dove necessario. Questo mitigherebbe gli effetti collaterali di un allarme preventivo, giusto o sbagliato che sia. Inoltre in questo modo anche un falso allarme, se ben gestito, potrebbe progredire quell'educazione civica necessaria tanto allo Stato quanto al cittadino per affrontare in sicurezza un evento catastrofico ricorrente.

<sup>5</sup> Basti pensare al caso legale che seguì l'evento di L'Aquila del 2009, dove un allarme “scientifico” nemmeno c'è stato.

## 1.4 Un problema tecnico

Ritornando al problema scientifico, sono già noti in letteratura molti tipi di fenomeni che occasionalmente possono rappresentare dei premonitori per un sisma imminente. Molti di questi hanno carattere soggettivo e/o rara incidenza, al punto da essere talvolta considerati leggendari. Tra di essi ricordiamo il comportamento anomalo degli animali, la perdita di forza nei magneti, fenomeni luminosi, rombi e boati nell'aria. Altri fenomeni invece sono più frequenti e consentono rigorose misurazioni quantitative rappresentando quindi un valido indizio, soprattutto se si manifestano in associazione. Tra questi ricordiamo in particolare i seguenti (tra parentesi sono indicati i loro effetti a livello macroscopico):

- variazione dell'attenuazione anelastica delle onde sismiche (della velocità delle onde sismiche);
- deformazioni statiche (deformazioni della superficie topografica);
- variazione del livello piezometrico di falda (del livello dell'acqua nei pozzi);
- variazione della concentrazione di gas radon nelle falde acquifere o nell'aria;
- variazioni della resistività del suolo, correnti telluriche, anomalie transienti di campo elettrico (varie forme di fenomeni elettrici);
- anomalie nella microsismicità (sciame sismici e quiete sismica).

Ripartendo dal discorso filosofico del precursore "ideale", per risultare tale è necessario che il fenomeno sia una manifestazione diretta e inevitabile del medesimo meccanismo genetico del sisma (da qui la *sistematicità*), possibilmente l'espressione di uno stato avanzato e irreversibile del processo (ecco la *necessità*) e che nella sua variabilità descriva in qualche modo l'evoluzione del processo sismogenetico (da cui il "quando" e il "quanto forte"). Dovrebbe inoltre potersi palesare in superficie esso stesso, attraverso un mezzo di trasmissione diretta (da cui l'*oggettività* e il "dove") il più rapido possibile (da cui la precorrenza sul sisma).

Dunque le caratteristiche di necessità e sistematicità di un precursore rispetto al sisma possono essere garantite soltanto da uno stretto legame genetico del fenomeno con il processo crostale di preparazione del terremoto. Questo processo, in estrema sintesi, è la microfratturazione con conseguente *dilatanza* della roccia sottoposta allo stress tettonico.

Purtroppo la maggioranza dei precursori sembrano essere fenomeni secondari, conseguenti alla dilatanza in quanto questa avrà mutato temporaneamente e localmente le caratteristiche fisiche della roccia. Una parte di essi sembra generata da processi subordinati e condizionati da fattori ambientali come la presenza di acqua. L'altra parte sono fenomeni di origine profonda che difficilmente riescono a raggiungere la superficie. L'unico fenomeno legato geneticamente e direttamente al sisma è la dilatanza stessa, che però non si manifesta in superficie se non attraverso la sua interazione con l'ambiente circostante che genera, probabilmente, tutti i precursori che conosciamo. Vediamo in che modo.

## 2. I precursori e la dilatanza

La *dilatanza* della roccia, ovvero la tendenza ad aumentare di volume che manifesta un campione di roccia quando è sottoposto a una compressione, fu osservata per la prima volta in laboratorio già dalla fine dell'800 [Reynolds, 1886]<sup>6</sup> ma è stata oggetto di particolare attenzione e approfondimento solo a partire dal 1965 con gli esperimenti di Brace [Brace et

<sup>6</sup> A Reynolds si deve l'attribuzione del termine "dilatanza". Al di là dell'esperimento di meccanica della roccia, si stava tentando di osservare eventuali proprietà dell'*etere cosmico*, sostanza ipotetica la cui necessità fu resa obsoleta dalle equazioni di Maxwell sull'elettromagnetismo. Reynolds tuttavia riconobbe che il fenomeno di dilatanza era del tutto indipendente dall'etere e avrebbe aperto un nuovo campo di ricerca.

al., 1965; 1966]. Il motivo di questa dilatazione è l'apertura di vuoti all'interno della massa rocciosa per microfratturazione. L'osservazione che questo processo potesse mutare anisotropicamente le caratteristiche elastiche della roccia portò successivamente a formulare la *teoria della dilatanza* come spiegazione fisica per l'esistenza di molti fenomeni precursori già osservati in natura [Scholz et al., 1973]<sup>7</sup> dimostrando al contempo che potevano avere tutti una causa comune. In questo ruolo di "madre dei precursori" la dilatanza ha subito nel tempo diversi perfezionamenti ed estensioni. Già nel 1975 esistevano due modelli di dilatanza per giustificare l'osservazione di un duplice andamento in alcuni tipi di precursore [Mjachkin et al., 1975]: quello sovietico (*Crack-Avalanche*) dove era sufficiente l'apertura e chiusura di microfratture e quello statunitense (*Dilatancy-Diffusion*) che prevedeva anche la filtrazione di acqua nelle fratture (la cosiddetta *dilatanza satura*). Si aggiunge a questi la teoria dello *stress corrosion* [Anderson & Grew, 1977] e più di recente il modello EDA: *Extensive-Dilatancy Anisotropy* [Crampin, 1984]. La teoria della dilatanza è stata talvolta contestata e di recente è stata considerata, almeno in parte, decaduta (ad esempio in [Main et al., 2012]). Tuttavia molte critiche sembrano non tener conto di possibili o addirittura preesistenti proposte di variazione dell'originario meccanismo di dilatanza; in particolare le revisioni alla luce della teoria di Griffith [1921] sulla *frattura fragile* (ad es.: [Anderson & Grew, 1977]). In questa visione non solo viene corretto l'assetto geometrico delle fratture (una delle critiche) ma sembra giustificabile anche l'apertura delle fratture seguita da una eventuale successiva richiusura [Holcomb & Stevens, 1980]. Reggerebbero quindi entrambe le primitive ipotesi di dilatanza (satura e non) che supportavano le variabilità peculiari di ciascun precursore nell'imminenza del sisma. Vediamo come.

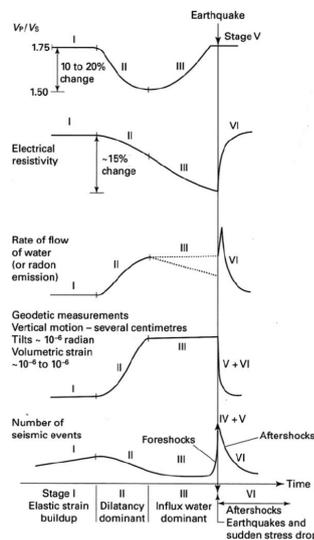
In poche parole la teoria della dilatanza prevede tre fasi preparatorie del sisma:

1. Accumulo di energia elastica nella crosta.
2. Apertura di vuoti (microfratturazione) con conseguente aumento di volume e di porosità nella roccia. Questa situazione implica la variazione delle caratteristiche meccaniche e fisiche della roccia causando le anomalie transienti osservabili nei precursori. In caso di presenza di acqua (dilatanza "satura") questa situazione favorisce il richiamo di acqua dalla falda che riempirà i vuoti. Questo modifica ulteriormente le caratteristiche della roccia. Inoltre iniziano trasformazioni anche chimiche che compromettono ancor più la resistenza meccanica della roccia.
3. Chiusura delle microfratture. Se le fratture non sono riempite dall'acqua esse tenderanno a richiudersi riportando le caratteristiche della roccia, nell'imminenza del sisma, quasi nelle stesse condizioni iniziali. Nel caso di dilatanza satura invece, la presenza dell'acqua ostacolerà la chiusura delle fratture ma al contempo la pressione dell'acqua nei pori indebolirà ulteriormente la roccia favorendo il sopraggiungere del terremoto.

Al termine di queste tre fasi avviene il terremoto e con esso si scaricano le tensioni tettoniche. A questo punto cessa qualsiasi anomalia osservata attraverso i precursori. Scholz suggerisce ancora che il processo di dilatazione rappresenta una instabilità irreversibile, dalla quale non si può tornare allo stadio I senza che si verifichi un terremoto. Inoltre osservazioni di diversi autori su diversi precursori sembrano concordare [Rikitake, 1986] sul fatto che il processo di dilatanza (fasi da I a III) avrebbe la proprietà di prolungarsi per tempi maggiori nel caso dei terremoti di maggiore intensità con una funzione empirica lineare rispetto al logaritmo della durata del precursore. Questa caratteristica, talvolta smentita, sembra riconfermata da osservazioni recenti (ad es. De Santis [2019b]). Scholz riporta sia nel primo lavoro [1973] sia successivamente (1979)

<sup>7</sup> Tuttavia già qualche anno prima [Frank, 1965] fu proposta una prima visione della dilatanza quale elemento di instabilità che può favorire la formazione della faglia sismogenetica.

vari studi su precursori di diversa natura, osservati a volte anche contemporaneamente, che si evolvono tutti secondo lo schema da lui proposto (figura 2). Questa sarebbe la prova diretta che diversi fenomeni precursori sono dovuti alla stessa causa.



**Figura 2** Dilatanza di Scholz [1973]. Questo è il grafico originale pubblicato da Scholz nello storico articolo “*Earthquake prediction: a physical basis*” che ha lanciato ufficialmente la “Teoria della dilatanza”. Le principali fasi della preparazione del terremoto sono 3, indicate con numeri romani (legenda in basso). La linea verticale segna l’istante del terremoto. Attraverso queste fasi è tracciata parallelamente l’evoluzione osservabile nella manifestazione dei fenomeni precursori più noti in letteratura. Questo schema mette in luce la relazione genetica di questi fenomeni con la microfratturazione e dilatanza della roccia, secondo un meccanismo interpretativo proposto dallo stesso Scholz.

**Figure 2** Scholz dilatanc [1973]. This is the original graph published by Scholz in his seminal article “*Earthquake prediction: a physical basis*” which officially prompted the “*Theory of dilatance*”. There are three main phases during earthquake preparation, indicated with Roman numerals (legend below). The vertical line marks the earthquake occurrence. The observable evolution in the manifestation of the most well-known precursor phenomena in the literature is traced in parallel through these phases. This scheme highlights the genetic relationship between these phenomena and the microfracturing and dilatance of the rock, according to an interpretative mechanism proposed by Scholz himself.

In conclusione la teoria della dilatanza presenta un meccanismo evolutivo della “preparazione del sisma” compatibile con precursori di diversa natura. Anche i più recenti studi sui precursori considerano spesso l’*area di Dobrovolsky* riguardo la distribuzione areale dei possibili fenomeni precursori, distribuzione proporzionale all’area soggetta a deformazione crostale [Dobrovolsky et al., 1979] in accordo con l’ipotesi della dilatanza. Malgrado le critiche di dettaglio alla primitiva teoria di Scholz, il più complesso meccanismo di microfratturazione, accrescimento e autoorganizzazione delle fratture, necessario a produrre la rottura nella roccia, resta una delle migliori cause invocabili per spiegare l’esistenza dei precursori classici documentati e sembra tuttora l’unica plausibile causa comune. Vediamo come.

## 2.1 Dilatanza

Per *dilatanza* vogliamo intendere in questo contesto una “dilatanza estesa” ovvero l'intero processo di fratturazione che porta alla rottura di un materiale sotto l'azione di uno sforzo meccanico. Questo processo implica l'apertura di microfratture (dilatanza in senso stretto) e la loro progressiva organizzazione geometrica, con eventuali fusione o richiusura di parte di esse, fino alla formazione di una superficie di scorrimento. Negli esperimenti in laboratorio questi cracks sono rilevabili in quanto irradiano nel campione onde elastiche similmente a un terremoto nella crosta terrestre. È stato osservato inoltre [Scholz, 1968] che la relazione tra frequenza e intensità delle microfratture obbedisce alla stessa legge di Gutenberg e Richter<sup>8</sup> sulla distribuzione frequenza-magnitudo dei terremoti.

La crosta terrestre è considerata un mezzo elastico, deformabile e continuo. Un corpo elastico reagisce allo sforzo accumulando l'energia (nel nostro caso energia elastica dovuta a sforzi tettonici) immagazzinandola sotto forma di energia potenziale. All'aumentare dello sforzo, superato il limite di elasticità, la deformazione diviene plastica per un brevissimo intervallo, quindi al superamento del limite di plasticità il materiale si frattura e quasi tutta l'energia accumulata elasticamente verrà restituita (nel nostro caso si genera il terremoto). Nella crosta la rottura si produce e si propaga dal *volume focale* interessato dallo sforzo tettonico e idealmente si produce in un punto chiamato *ipocentro*. La frattura si propaga su un piano, detto piano di *faglia*, le cui superfici subiscono uno spostamento relativo o *dislocazione*.

Facciamo ora un esempio sperimentale estremamente semplificato considerando il comportamento di un campione di roccia portato a rottura per compressione uniassiale. Uno sforzo  $\tau$  è applicato sull'asse verticale del campione ( $\tau = \sigma_1$ ) e lo stato tensionale del campione è descritto nello spazio tridimensionale da tre componenti ortogonali, due delle quali sono nulle (figura 2). Durante la compressione, la roccia attraversa le tre fasi che abbiamo già accennato (figura 3). Nell'intervallo elastico, il comportamento della roccia è descritto dalla legge di Hooke, dove lo *sforzo* ( $\tau$ ) applicato al campione è proporzionale alla *deformazione* ( $\epsilon$ ) del campione attraverso una costante  $C$  caratteristica ( $\tau = C \cdot \epsilon$ ). All'aumentare dello sforzo<sup>9</sup>, superato il limite di elasticità, la deformazione diviene plastica per un brevissimo intervallo, quindi, al superamento del limite di plasticità, il materiale si frattura e quasi tutta l'energia accumulata elasticamente verrà restituita. Nel caso della crosta questa energia si dissipa prevalentemente nella dislocazione della faglia e nell'onda elastica che si propaga nella crosta stessa, ovvero il terremoto.

Nel caso di questo campione, mancando una pressione di confinamento, l'energia si dissipa in un'esplosione di schegge (il terremoto, nella crosta). Ciò che resta è una struttura a “doppio cuneo” che rappresenta la frattura di scorrimento che ha causato il cedimento strutturale (la faglia, nella crosta). Questa differenza non è significativa ai nostri scopi poiché ciò che si intende simulare non è il terremoto ma il processo meccanico di preparazione della faglia sismogenetica. Come si vedrà, sia lo stato tensionale che la geometria della frattura corrispondono rispettivamente a ciò che è necessario e conseguente al meccanismo tettonico di una faglia diretta.

Descriveremo ora in dettaglio le varie fasi della dinamica del processo di rottura per compressione uniassiale (figura 3), così come è oggi accettato nella teorizzazione di Griffith e Rankine circa la meccanica delle rocce, osservandolo però alla luce della vecchia *teoria della dilatanza* di Scholz:

- a. Applichiamo una forza  $\sigma_1$  sull'asse verticale del campione (figura 3a). A causa della mancanza di una pressione di confinamento, le altre componenti, sul piano orizzontale, risulteranno  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ . Questa è la composizione tridimensionale dello sforzo uniassiale

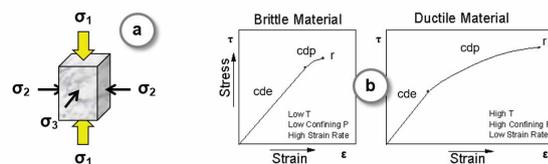
<sup>8</sup> Per la formula vedere in Appendice il paragrafo 2. Definizioni e formulario di Sismologia.

<sup>9</sup> Questo testo vorrebbe avere una funzione divulgativa e didattica ma per non annoiare chi avesse una formazione geotecnica, ulteriori chiarimenti sono sintetizzati nell'Appendice, paragrafo 1. Formulario di meccanica delle rocce.

- applicato al campione. È iniziata la compressione con incremento di sforzo costante.
- b. Nel periodo iniziale il campione accumula energia elastica (figura 3b). Si misurano deformazioni che sono direttamente proporzionali alle tensioni agenti e che si annullano al cessare del carico. Il primo tratto del grafico *sforzo-deformazione* ( $\tau$ - $\varepsilon$ , con  $\tau = \sigma_1$ ) è spesso approssimabile ad una retta e il rapporto tra tensione applicata e deformazione ( $\sigma_1/\varepsilon$ ) è una costante tipica del materiale (*modulo di Young*). Siamo nella fase I della *teoria della dilatanza* di Scholz. La roccia lapidea ha uno stile di deformazione prevalentemente fragile (diagramma Brittle nella figura) con un minimo campo di deformazione plastica prima della rottura.
  - c. Superato l'intervallo di elasticità del materiale, la deformazione comincia ad aumentare molto rapidamente senza un equivalente incremento di tensione (figura 3b). In questo intervallo di deformazione plastica le deformazioni sono permanenti. Inizia infatti a formarsi nel campione una microfratturazione diffusa (figura 4). Secondo la *teoria della rottura* [Griffith, 1921; 1924] le micro fratture si propagano (si allungano) nella direzione del massimo sforzo ( $\sigma_1$ ) aprendosi nella direzione del minimo sforzo (tutte le direzioni sul piano orizzontale, ovvero  $\sigma_2$  nella figura in sezione). Questo fenomeno crea il rigonfiamento del campione noto come *dilatanza* [Brace et al., 1966]. Oltre allo *strain* verticale ( $\varepsilon L$ ) si osserva ora una *deformazione laterale* ( $\varepsilon a$ ). Questa è anche la fase I della *teoria della dilatanza* alla base dei fenomeni precursori [Scholz et al., 1973]. Le microfratture iniziano ad allargarsi, creando i vuoti della dilatanza, a circa  $\frac{1}{2}$  della tensione di rottura [Rikitake, 1986] e in particolare fu individuata a circa il 50% [Scholz, 1973; Sobolev, 1978] e tra  $\frac{1}{3}$  e  $\frac{2}{3}$  [Brace et al., 1966] nei campioni di granito.
  - d. Al crescere dello sforzo la tensione e quindi la microfratturazione si concentrano in una regione con un determinato orientamento rispetto alla direzione della forza applicata (Figura 5d). Questa particolare geometria è dipesa da quella che in Geotecnica si chiama *condizione di spinta attiva* di Rankine. Si tratta di un'area doppiocoica inclinata di un angolo  $\alpha = 45 + \Phi/2$  rispetto a  $\sigma_3$ , dove  $\Phi$  è l'*angolo di attrito interno* del materiale.
  - e. Le microfratture si fondono in fratture più grandi (figura 5e) allineate nella stessa direzione in cui la concentrazione delle microfratture è massima (la chiameremo "geometria di Rankine"). Soprattutto questo può essere il motivo delle molte osservazioni sperimentali riguardo l'anisotropia della velocità dell'onda elastica in campioni sottoposti a stress meccanico [Nur & Simmons, 1969; Crampin & McGonigle, 1981]. Notare che ora l'orientamento della fratturazione non è più quello delle microfratture originarie osservate in [Scholtz et al., 1973] e successivamente criticato da altri [Main et al., 2012] perché non forniva la corretta direzione rispetto alle anisotropie<sup>10</sup> osservate. Inoltre notiamo che, in caso di presenza di acqua, quando le microfratture primordiali si fondono tra loro si crea una porosità nella roccia. Questo sembra il caso della variante *saturo* della teoria della dilatanza [Scholz et al., 1973] in quanto questo accadrà in tutto il "volume focale", nel caso reale della crosta terrestre.
  - f. Entriamo ora nella fase II della *teoria della dilatanza* di Scholz. Nel caso di dilatanza *non saturo*, le fratture primordiali diffuse, periferiche rispetto alla "geometria di Rankine", tenderanno a richiudersi [Holcomb & Stevens, 1980]. In caso di dilatanza saturo il liquido permea la roccia riempiendo i vuoti (all'interno della geometria di Rankine). A questo punto è possibile che si verifichino delle alterazioni fisico-chimiche nel materiale [Caputo, 1987; Rikitake, 1986]. Le alte pressioni dei pori indeboliscono ulteriormente la roccia con un fenomeno di stress efficace puramente meccanico [Nur & Byerlee, 1971] inoltre annullano l'effetto della pressione di confinamento [Crampin et al., 1984]. Di nuovo ciò accadrà in tutto il volume focale, nel caso della crosta.

<sup>10</sup> Torneremo a discutere della relazione tra dilatanza e anisotropia delle proprietà elastiche nel paragrafo 2.2 Variazione dell'attenuazione anelastica delle onde sismiche.

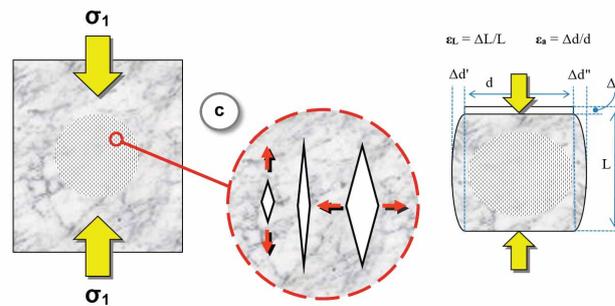
- g. Arrivati a circa il 95% dello stress di rottura si osserva una fase parossistica in cui la fratturazione accelera drasticamente. Da questo momento gli eventi non si possono più considerare casualmente indipendenti ma correlati alla formazione della superficie di rottura [Scholz 1968b]. Cedono i setti che separavano ancora le macrofratture e si crea una *superficie di scorrimento* (figura 5g). Siamo alla rottura del campione. Questa superficie sarà uno degli infiniti piani tangenti alla superficie doppioconica (figura 5d) dove si concentrava l'effetto della tensione. L'orientamento del piano di scorrimento dipenderà dalla presenza di punti di debolezza (discontinuità o disomogeneità strutturali o mineralogiche) nella massa lapidea [Griffith, 1921; 1924]. Sarà il piano che lungo la tangente presentava maggiori punti di debolezza strutturale. In quei punti inizierà a nuclearsi la frattura lungo il piano tangente [Griffith, 1921; 1924]. Nel caso della crosta, la superficie di scorrimento è la faglia sismogenetica.
- h. L'angolo di attrito interno, per le rocce, ha un range compreso tra  $28^\circ$  e  $30^\circ$ . Assumendo  $\Phi = 30^\circ$ , l'inclinazione della superficie di scorrimento rispetto al piano orizzontale risulterà  $\alpha = 45 + 30/2 = 60^\circ$ . La frattura ha una geometria del tutto analoga a una faglia diretta (figura 6), che deriva infatti da un analogo meccanismo compressivo a  $\sigma_1$  verticale e  $\sigma_2 = \sigma_3$ , con un angolo di scorrimento caratteristico di circa  $60^\circ$  rispetto al piano orizzontale.



**Figura 3** Fasi (a) e (b). Sforzo e deformazione. a) Scomposizione della forza applicata al campione: per convenzione  $\sigma_1$  indica la componente massima e  $\sigma_3$  la componente minima. Nella prova di rottura uniaassiale lo sforzo  $\tau$  è applicato al solo asse verticale  $\sigma_1$ . Risulteranno quindi:  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ .

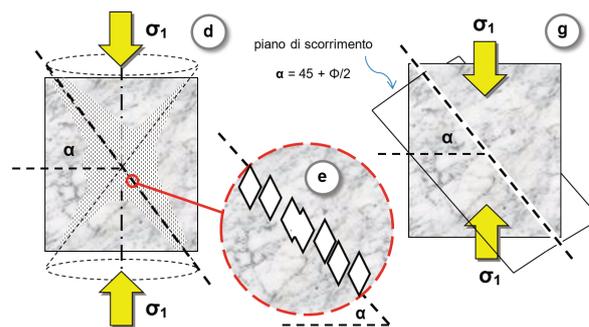
b) Diagramma sforzo-deformazione (Stress-Strain) nella sua veste grafica classica: cde = campo di deformazione elastica; cdp = campo di deformazione plastica; r = rottura. La roccia lapidea ha uno stile di deformazione prevalentemente fragile (diagramma Brittle) con un minimo campo di deformazione plastica prima della rottura.

**Figure 3** Stages (a) and (b). Stress and strain. a) Decomposition of the force applied to the sample:  $\sigma_1$  indicates the maximum component and  $\sigma_3$  the minimum component. In the uniaxial fracture test the stress  $\tau$  is applied only to the vertical axis  $\sigma_1$ , hence  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ . b) Stress-Strain diagram: cde = elastic deformation field; cdp = plastic deformation field; r = rupture. The stone rock shows a predominantly fragile deformation style (Brittle diagram) with a minimal plastic deformation field before breaking.



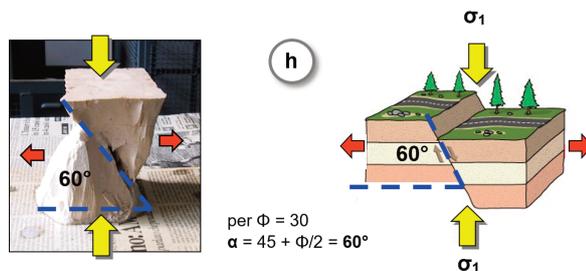
**Figura 4** Fase (c). Microfratturazione. Inizialmente si crea nel campione una microfratturazione diffusa e non ancora organizzata. Le fratture si propagano nella direzione di massimo sforzo ( $\sigma_1$ ) e si allargano nella direzione di minimo sforzo ( $\sigma_3$ ). L'apertura di questi vuoti causa un aumento di volume (dilatanza) che si manifesta esteriormente come una deformazione laterale ( $\epsilon_a$ ) del campione.

**Figure 4** Phase (c). Microfracturing. First, a widespread and not yet organized microfracturing is created in the sample. Then, the fractures propagate in the direction of maximum stress ( $\sigma_1$ ) and widen in the direction of minimum stress ( $\sigma_3$ ). The opening of these voids causes an increase in volume (dilatance) which appears externally as a lateral deformation ( $\epsilon_a$ ) of the sample.



**Figura 5** Fasi (d), (e), (g). L'organizzazione delle microfratture e il piano di rottura. d) Le microfratture si infittiscono in regioni particolari, condizionate dal meccanismo di stress applicato. In questo caso la condizione di spinta attiva di Rankine determina la distribuzione su un'area approssimativamente ad "X", nella visione in sezione (doppioconoica in 3D). e) Lungo queste linee principali lo stress è massimo e le microfratture originarie si infittiscono al punto tale da fondersi tra loro in aperture più ampie e orientate con un determinato angolo rispetto al piano orizzontale. g) Alla fine si creerà un piano di scorrimento che determinerà la rottura del campione. La teoria della rottura di Griffith prevede che tra gli infiniti piani tangenti al doppiocono della geometria di Rankine, il primo a svilupparsi, determinando per scorrimento la rottura definitiva del campione, sarà quello che intercettava nel volume di roccia il massimo numero di punti di anisotropia o debolezza strutturale.

**Figure 5** Stages (d), (e), (g). Microfractures organization and rupture surface. d) Microfractures thicken in some regions, conditioned by the stress mechanism applied. In this case, Rankine's active stress condition determines the distribution over an approximately "X" shaped area, in section view (double-conical in 3D). e) Along these main directions, stress is maximum and the original microfractures thicken to the point of merging into larger openings oriented towards a definite direction with respect to the horizontal plane. g) Finally, a sliding plane is created which will cause the sample to break. Griffith's breaking theory predicts that among the infinite planes tangent to the double cone of Rankine's geometry, the first to develop, causing the definitive breaking of the sample, will be the one intercepting in the rock volume the maximum number of structural anisotropy points and structural weakness points.



**Figura 6** Fase (h) e considerazioni (I) e (II). La rottura del campione e il senso dell'esperimento. Non appena si è definito un piano di debolezza il campione è collassato scivolando su quella superficie. Non esistendo una pressione di confinamento, il campione è letteralmente esploso lasciando un residuo a forma di clessidra. Questo residuo mostra chiaramente il piano di scorrimento con la sua inclinazione  $\alpha$  determinata dal meccanismo di sforzo ( $\sigma_1$  prevalente) e dal materiale (angolo di attrito interno  $\Phi$ ) attraverso la formula di Terzaghi. Per un generico campione di roccia il piano di scorrimento di una roccia rotta per compressione uniaassiale avrà un'inclinazione di  $60^\circ$ . Questo è anche l'angolo tipico di una faglia diretta, che infatti si produce sulla crosta rocciosa con lo stesso meccanismo di stress a  $\sigma_1$  verticale e  $\sigma_2 = \sigma_3$ . L'unica differenza è che nella simulazione uniaassiale si aveva  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ . Proprio questa condizione determina il diverso modo di liberare l'energia: nel primo caso la faglia libera energia elastica nella crosta attraverso il terremoto; nel secondo, in assenza di confinamento, alla rottura l'energia si libera in una esplosione libera nell'aria. Ma ciò che interessava il nostro studio non era la simulazione di un terremoto, bensì la simulazione del processo di "preparazione" del terremoto. Questo processo è condizionato dalle caratteristiche fisiche del materiale e dalle condizioni di stress a cui viene sottoposto, non dalle dimensioni del campione e della frattura di collasso. Le microfratture che si formano e si organizzano avranno la stessa forma, dimensione e geometria. In un volume maggiore differiscono soltanto per quantità numerica.

**Figure 6** Phase (h) and considerations (I) and (II). The breaking of the sample and the sense of experiment.

As soon as a weakened surface was created, the sample collapsed sliding on that surface. As there is no confining pressure, the sample exploded leaving an hourglass-shaped residue. This residue clearly shows the sliding planar surface its inclination being determined by stress mechanism (prevalent  $\sigma_1$ ) and material properties (internal friction angle  $\Phi$ ) by Terzaghi's formula. For a generic rock sample, the sliding surface of a rock broken by uniaxial compression will have an inclination of  $60^\circ$ . This is also the typical angle of a direct fault, which in fact occurs on the rocky crust with the same stress mechanism at vertical  $\sigma_1$  and  $\sigma_2 = \sigma_3$ . The only difference is that in the uniaxial simulation there was  $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ . This condition determines the different energy release modality: in the first case, the fault releases elastic energy in the crust through the earthquake; in the second case, in absence of confinement, when breaking occurs, the energy is released in a free explosion in the air. But what is relevant for our study is not the simulation of an earthquake, but the simulation of the process of "preparation" of the earthquake itself. This process is conditioned by the physical characteristics of the material and by the stress conditions to which it is subjected, not by the size of the sample and the collapse fracture.

The microfractures that are formed and organized will have the same shape, size and geometry. In a larger volume they differ only in numerical quantity.

Considerazioni conclusive:

1. La differenza della simulazione uniassiale rispetto al caso reale è nella mancanza di pressione di confinamento (oltre naturalmente alla temperatura ambiente). In un materiale a stile di deformazione fragile, come la maggior parte delle rocce, con la rottura si ha infatti lo sbriciolamento (esplosione) della maggior parte della massa attraversata dal piano contenente  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ . Resta un residuo coerente a cui le direzioni preferenziali di cedimento e la forma geometrica originaria del campione conferiscono la caratteristica forma “a clessidra”. L'energia liberata con l'esplosione del campione è l'energia che, in condizioni crostali, si sarebbe irradiata in modo elastico nella massa lapidea di confinamento causando il terremoto.
2. Malgrado la totale mancanza di una pressione di confinamento la simulazione uniassiale resta coerente al problema se consideriamo che non ci interessa il terremoto in sé ma le condizioni di preparazione del terremoto, ovvero la microfratturazione e la sua organizzazione fino alla nucleazione e propagazione della superficie di scorrimento. Le dimensioni della superficie di scorrimento non sono ovviamente paragonabili con quelle delle faglie ma anche in questo caso non è la dislocazione che ci interessa, bensì le condizioni preparatorie. La geometria e le dimensioni delle microfratture primitive, la loro organizzazione fino all'enucleazione e alla propagazione della superficie di scorrimento dipendono soltanto dal materiale, ovvero dalla roccia, e non cambiano nella crosta.

Questo processo di “preparazione” della rottura è indubbiamente un precursore della rottura del campione in laboratorio e della nucleazione della faglia sismogenetica nella crosta terrestre. Un processo necessario, sistematico e oggettivo, dunque il precursore ideale che si era filosoficamente teorizzato. Purtroppo non è possibile osservarlo al di fuori del laboratorio. L'unico modo per rilevare questo fenomeno in natura, prima del terremoto, è attraverso la sua interazione con l'ambiente circostante e la sua capacità di mutare le caratteristiche fisiche della roccia, ovvero attraverso altri fenomeni che esso può talvolta provocare e che possono essere osservabili in superficie. Questi fenomeni sono i classici precursori. Vediamone alcuni esaminandoli caso per caso.

## 2.2 Variazione dell'attenuazione anelastica delle onde sismiche

Questo sembra essere storicamente il primo caso di associazione di un precursore sismico alla dilatanza della roccia con le ipotesi proposte da Aggarwal et al. [1973] e Nur [1972] in modo indipendente. Scholz riporta le loro osservazioni nello storico articolo del 1973 sulla *teoria della dilatanza* (che d'ora in avanti abbrevieremo con TdD). Successivamente è stato osservato che le differenti intensità dello sforzo ripartite sui tre assi principali produce sulla roccia una distribuzione delle microfratture che risulta necessariamente anisotropica per le onde sismiche [Scholz & Koczyński, 1979]. Ogni fenomeno associato al comportamento elastico e anelastico della roccia, in particolare la propagazione delle onde sismiche, mostrerà probabilmente gli effetti dell'anisotropia [Crampin et al., 1984]. L'evidenza di questo fenomeno è stata ripetutamente usata per mettere alla prova ogni nuova ipotesi, variazione o critica al riguardo della TdD. Si tratta, in parole povere, di osservare se esistono anomalie nella velocità di propagazione delle onde sismiche. L'anomalia è messa in luce dal rapporto  $V_p/V_s$ . Vediamo brevemente di cosa si tratta. A causa della diversa natura ondulatoria delle onde P (onda di *compressione longitudinale*) rispetto alle onde S (*onde trasversali*), le loro velocità (rispettivamente  $V_p$  e  $V_s$ ) sono tipicamente diverse<sup>11</sup> in quanto differiscono nella risposta alla presenza di microvuoti e di fluidi nella matrice

<sup>11</sup> Questo vuol essere un testo divulgativo ma per non annoiare chi avesse già conoscenze di base di sismologia, ulteriori chiarimenti sono sintetizzati nell'Appendice, paragrafo 2. Definizioni e formulario di Sismologia e nella figura A1.

rocciosa. La velocità delle onde S ( $V_s$ ) è scarsamente influenzata dalla saturazione dei vuoti (l'acqua non può sostenere sforzi di taglio). Per questo motivo è significativo il rapporto  $V_p/V_s$ , che subisce una drastica riduzione se una radiazione sismica (anche indipendente dal sisma in preparazione) attraversa il volume focale incontrando i vuoti prodotti dalla dilatanza (fase II della TdD). L'apertura dei vuoti infatti riduce  $V_p$  che tenderà a risalire solo in prossimità della rottura quando le fratture tenderanno a richiudersi (fase III). Nel caso di dilatanza satura, le fratture non si richiudono ma l'acqua che avrà permeato i vuoti fa anch'essa riaumentare  $V_p$  (sempre fase III). Dunque, in presenza o meno di acqua, il rapporto  $V_p/V_s$  mostrerà comunque un'anomalia compatibile con la TdD.

Questo fenomeno è sistematico, grazie alla natura delle onde sismiche, e necessario, grazie alla necessità della dilatanza. Purtroppo però l'effetto non si può osservare sempre e non è osservabile da ogni direzione a causa della sua *anisotropia* (figura 7). La radiazione sismica infatti deve attraversare le fratture perpendicolarmente al loro asse maggiore per poter subire la massima anomalia. In base ad osservazioni di laboratorio [Gupta, 1973] l'anomalia risulta massima nella direzione di minimo sforzo (sia  $\sigma_2$  che  $\sigma_3$  nella rottura uniassiale del nostro esempio, ma solo  $\sigma_3$ , nel caso della crosta) e minima nella direzione di massimo sforzo (comunque  $\sigma_1$ ), in accordo con la distribuzione delle microfrazture negli esperimenti sulla dilatanza [Scholz, 1973]. Nelle osservazioni in natura invece la geometria talvolta risulta differente [Main et al., 2012] probabilmente in relazione alla diversa geometria delle fratture organizzate (geometria di Rankine, come illustrato nell'esempio). Inoltre l'osservazione di questo fenomeno in natura è condizionata dalla necessità di una notevole radiazione sismica che attraversi il volume focale prima del sisma (es. sciame sismico, di per sé non necessariamente un precursore<sup>12</sup>).

In conclusione questo precursore, pur geneticamente legato alla dilatanza, non risulta sistematico. Per poterlo osservare è indispensabile che esista un'attività sismica indipendente e significativa in termini di numero di eventi (magari uno sciame) e che questa attraversi il volume focale da una direzione opposta all'osservatore e opportunamente orientata. È ciò che è accaduto in occasione del terremoto che il 6 aprile 2009 ( $M_w$  6.3) ha colpito l'Aquila e il centro Italia. Grazie allo sciame sismico che lo ha preceduto, uno studio eseguito a posteriori dall'INGV ha evidenziato una manifestazione parossistica di questi effetti circa una settimana prima della scossa principale [Lucente et al., 2010]. Di solito questo fenomeno passa inosservato oppure si scopre soltanto setacciando a posteriori la storia sismica registrata nell'area circostante l'epicentro prima dell'evento distruttivo. Non di rado stazioni sismiche che sembravano malfunzionanti si sono rivelate profetiche.

### 2.3 Deformazioni del suolo

Si tratta del sollevamento della crosta nella regione epicentrale che può essere rilevato da misurazioni di quota o di inclinazione (figura 8). Questi fenomeni sarebbero dovuti semplicemente all'aumento di volume della roccia dovuto alla dilatanza e, in conformità ad essa, tendono a ridursi in prossimità del sisma. La riduzione è meno accentuata in caso di dilatanza satura, che ostacola la chiusura dei vuoti. Questo fenomeno può manifestarsi in modo rilevabile almeno strumentalmente (GPS, clinometri e oggi anche radar SAR da satellite) se il volume focale, ovvero l'area direttamente interessata dal culmine dello stress presismico, si trova sufficientemente vicino alla superficie e non vi siano frapposti strati di roccia comprimibile (es. argille). L'entità della deformazione richiesta per produrre l'anomalia può essere stimata in base ai dati di laboratorio come compresa tra  $10^{-6}$  e  $10^{-5}$ . Se la zona di dilatazione è sufficientemente grande e poco profonda, questa entità può produrre un sollevamento della crosta di diversi

<sup>12</sup> Di questo importante argomento torneremo a parlare nel paragrafo 2.7 Anomalie nella microsismicità.

centimetri [Scholz et al., 1973]. Affinché questo fenomeno possa manifestarsi occorre però che il volume focale sia poco profondo e che la roccia fino alla superficie abbia uno stile di deformazione prevalentemente fragile.

## 2.4 Variazioni nelle proprietà elettriche della roccia

La presenza di crepe e fluidi dei pori, quindi anche la dilatanza, influenzano molte proprietà fisiche della roccia, tra cui la *resistività* elettrica [Brace et al., 1965]. La resistività elettrica è l'inverso della *conducibilità*. La roccia è un cattivo conduttore e la sua conducibilità dipende dal suo grado di fratturazione o porosità e dalla quantità d'acqua che la permea (legge di Archie) in quanto l'acqua è un conduttore migliore della roccia. Prove di rottura eseguite in laboratorio su campioni saturi mostrano che durante la dilatanza si verifica una marcata riduzione della resistività (si creano dei vuoti e l'acqua li permea). Nella crosta la dilatanza può essere accompagnata da una migrazione di acqua verso la zona di dilatazione proveniente dalla regione circostante (dilatanza satura). Si prevede quindi una diminuzione della resistività elettrica della zona di dilatazione durante le fasi II e III della TdD [Scholz, 1973]. A differenza delle deformazioni del suolo, la resistività non tornerà al suo valore normale ma continuerà a diminuire fino al verificarsi del terremoto. In caso di dilatanza non satura la resistività aumenterà durante la fase II e inizierà a scendere nella fase III, quando le fratture, non contenendo acqua, tenderanno più facilmente a richiudersi. Nell'ultima fase della TdD, la riduzione dello stress prodotta dal terremoto consentirà di chiudere le crepe, costringendo l'acqua a migrare di nuovo verso regione di origine [Scholz, 1973]. Di conseguenza, in qualunque caso, dopo il sisma la resistività ritornerà quasi al valore iniziale. Questo duplice andamento dell'anomalia di resistività si osserva talvolta prima dei grandi terremoti. Il cambiamento di resistività crostale può fornire un metodo di studio della dilatanza [Wang, 2015]. Occorre però la presenza di acqua (dilatanza satura) affinché la variazione osservabile sia significativa e ancora una volta un volume focale molto vicino alla superficie.

## 2.5 Variazioni del livello dell'acqua nei pozzi

Il *livello piezometrico* medio della falda acquifera talvolta subisce un abbassamento per rialzarsi lievemente subito prima del sisma. Questo fenomeno può accadere qualora l'acqua venga assorbita dai vuoti prodotti dalla dilatanza, analogamente a quanto già esaminato nel caso della dilatanza satura in relazione alle anomalie di resistività della roccia. Il fenomeno si può misurare semplicemente come una variazione del livello dell'acqua nei pozzi (figura 9). Affinché sia osservabile però è necessaria una circolazione profonda che interagisca con un volume focale a sua volta relativamente poco profondo. Inoltre le variazioni di livello di falda sono fenomeni con cicli stagionali e transienti comunemente legati alle precipitazioni anche non locali. La complessa e spesso imperscrutabile rete di circolazione delle acque sotterranee rende variabile anche il legame temporale con i fenomeni meteorologici.

## 2.6 Variazioni della concentrazione di gas radon nella falda acquifera e in atmosfera

Il radon (Rn) è un gas nobile e radioattivo che si genera dal decadimento del radio, a sua volta derivato dall'uranio. Esistono anche altre sostanze volatili che si possono liberare in superficie prima del terremoto ma il radon, essendo radioattivo, risulta particolarmente utile perché è facilmente tracciabile anche quando presente in minime quantità.

La TdD considera anche il rilascio di radon fra i meccanismi trattati. Di recente, alcuni studi su questo precursore [Hauksson, 1981; Virk & Singh, 1993; Walia et al., 2005] giustificano il fenomeno ricorrendo alla microfratturazione della TdD di Scholtz [1973] ma anche allo stress corrosion di Anderson e Grew [1977]. Altri non fanno riferimento diretto alla TdD ma attribuiscono comunque l'origine del fenomeno alla formazione di microfratture, come ad esempio Ghosh et al. [2009], che collega tra loro una serie di teorie che, nel caso specifico del radon, ricostruiscono uno scenario analogo a quello della dilatanza. Un quadro fisico molto preciso si trova in Martinelli ([1991], pag. 48).

In concreto l'occorrenza di questo fenomeno richiede le stesse condizioni poste precedentemente con la variante che, a causa della dilatanza, è aumentata la superficie di roccia esposta all'acqua e quindi la quantità di Radon che la roccia può cedere alla falda acquifera (figura 9). Inoltre, durante la dilatanza risulterà aumentata la velocità del flusso d'acqua nelle rocce della zona dilatante e nei suoi dintorni [Scholz, 1973]. Va detto che le variazioni di concentrazione del radon si possono osservare anche in aria, non necessariamente nell'acqua, perché il radon può essere veicolato anche da flussi gassosi, tipo la CO<sub>2</sub>. Nel caso della dilatanza non satura si avrà un picco (fase II) seguito da una riduzione di intensità nell'imminenza del sisma (fase III della TdD) quando le fratture tendono a richiudersi. Altrimenti (dilatanza satura) ci sarà un drastico aumento nella fase II che si protrarrà nella fase III fino al sisma.

Purtroppo il tempo di dimezzamento del Radon è di 3.8 giorni e il tempo disponibile affinché possa raggiungere la superficie ed essere osservato è limitato da questo parametro. È poi plausibile che la solita condizione di un volume focale poco profondo in relazione alla falda sia importante (anche se non è fondamentale per quanto riguarda la diffusione del radon). Infine c'è da considerare che questo gas è presente in natura anche indipendentemente dal sisma, e la sua concentrazione in superficie, sia in acqua che in aria, è fortemente influenzata da condizioni geologiche (è per natura più alta nelle aree vulcaniche) e dalle dinamiche micro e macroclimatiche. Secondo Woith [2015] queste anomalie possono apparire sorprendentemente simili a quelle tettoniche, pertanto presumibilmente (ancora Woith [2015]) solo una frazione di tutti i precursori radon segnalati sarebbe reale nel senso di essere fisicamente correlati al processo di preparazione di un terremoto imminente.

Questo precursore è tra i più noti e controversi. Il lettore certamente ricorderà il caso Giuliani (evento dell'Aquila, 2009). Se si fosse dato ascolto alle voci diffuse su Internet riguardo l'iniziale previsione di un terremoto a Sulmona, per offrire alla popolazione di questa città il miglior supporto medico e logistico sarebbe stata forse evacuata nel vicino capoluogo: a l'Aquila, dove poi ci fu il terremoto. Ma il radon, come abbiamo visto, non implica necessariamente il sisma. Il problema vero non è del radon, né del particolare metodo di misura di Giuliani (per cui non entriamo nel merito). Il fatto è che le autorità non si impegneranno mai sulla base di "voci in rete", né d'altra parte si può impiegare operativamente e ciecamente un fenomeno che è soltanto in fase di studio, per tutti i motivi già discussi nei paragrafi 1.2 e 1.3. Inoltre, come sempre accade con i precursori, i fenomeni osservati non si riferiscono a monitoraggi sistematici e continui ma solitamente sono studi occasionali e puntuali, limitati nel tempo e nello spazio. Il radon, come del resto gli altri precursori, non può fornire indicazioni precise sull'epicentro a meno che non si disponga di una fitta rete di monitoraggio continuo e sistematico su larga scala, cosa che l'INGV tenta di realizzare con la rete IRON [Cannelli et al., 2018] e con la sperimentazione di un particolare algoritmo che ha già evidenziato risultati interessanti [Piersanti et al., 2016]. Per evitare equivoci, va ricordato che lo studio è volto alla conoscenza del fenomeno e non ha ancora nessuna finalità operativa quindi al momento si svolge solo a posteriori sui dati raccolti anche se questi ultimi vengono acquisiti in tempo reale.

## 2.7 Anomalie nella microsismicità

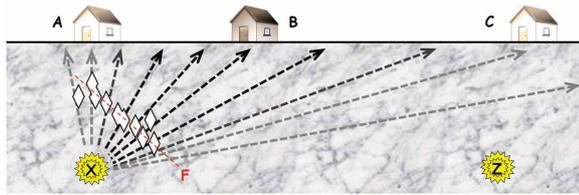
Per microsismicità si intende l'attività sismica di fondo, ovvero la moltitudine di eventi tra il limite di sensibilità strumentale e il limite della percezione umana che, come prevede la legge di Gutenberg-Richter (G-R), è enormemente più grande del numero di terremoti umanamente significativi.

Talvolta si può osservare prima del terremoto (fasi I e II della dilatanza) un aumento della sismicità locale, inteso come aumento della frequenza di successione di piccoli eventi (sciame sismico). Talvolta, che ci sia o no uno sciame, si può osservare anche il contrario, ovvero un'improvvisa quiescenza della normale microsismicità poco prima del sisma, con una ripresa nell'imminenza del sisma (fasi II e III della dilatanza). In presenza di uno sciame, questo andamento risulterà maggiormente evidente. Questa quiescenza della microsismicità può essere causata da un "indurimento" della roccia in fase di dilatanza [Scholz et al., 1973]. Ma anche lo sciame può essere indotto dalla dilatanza, la quale, modificando la distribuzione dello stress (ricordiamo anche l'anomalia  $V_p/V_s$ ), può causare una variazione transiente del parametro " $b$ " della legge di G-R<sup>13</sup>. Sia studi sulle fratture in laboratorio che considerazioni teoriche indicano che il valore  $b$  dovrebbe diminuire con l'aumentare dello stress differenziale efficace [Scholz, 1968]. Anche recenti esperimenti di laboratorio hanno mostrato una correlazione fra lo stato di sforzo (stress) e il " $b$ -value" indicando anche che questo valore varia sistematicamente al variare dello stile di rottura [Schorlemmer et al., 2005]. Ne segue che all'aumentare dello stress locale si avranno bassi valori di  $b$  (meno eventi) mentre la riduzione di stress produrrà elevati valori di  $b$  (più eventi). Inoltre c'è da aggiungere un secondo effetto: i periodi sismicamente tranquilli prima di alcuni terremoti possono essere associati a regimi di propagazione lenta delle fratture per *stress corrosion* [Anderson & Grew, 1977]. Anche la microsismicità non è un fenomeno sistematico o necessario in quanto il valore del parametro  $b$  della G-R, per definizione, è comunque condizionato dalle caratteristiche litologiche e tettoniche locali. Inoltre degli "sciami sismici" si possono manifestare comunemente senza che questo porti un forte terremoto come conseguenza imminente. Di fatto la semplice statistica ci dice che la maggior parte degli sciami o sequenze sismiche non culminano in un evento distruttivo.

In conclusione si può dire che in ambito deterministico non è tanto lo sciame sismico a rappresentare il precursore del terremoto, bensì l'andamento anomalo della microsismicità durante le fasi della dilatanza, che può essere messo in risalto dalla presenza di uno sciame sismico<sup>14</sup>. In sostanza in questo caso il vero precursore si trova nella capacità della dilatanza di modificare temporaneamente il valore  $b$  della legge di Gutenberg-Richter.

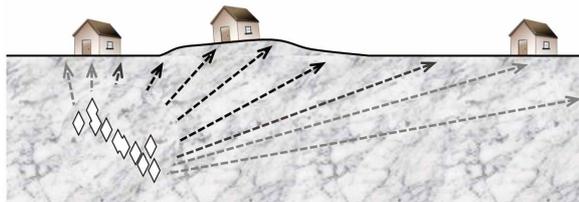
<sup>13</sup> Per ulteriori approfondimenti vedere in Appendice il paragrafo 2. Definizioni e formulario di sismologia.

<sup>14</sup> Ricordiamo anche il caso del parametro  $V_p/V_s$  discusso nel paragrafo 2.2 Variazione dell'attenuazione anelastica delle onde sismiche.



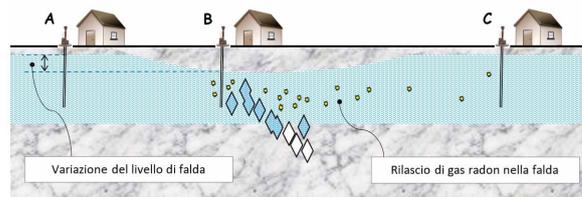
**Figura 7** Anisotropia della variazione di velocità dell'onda sismica. L'influenza di spazi vuoti o di spazi saturi d'acqua sulla velocità di propagazione delle onde sismiche nella roccia dipende dalla geometria dei vuoti stessi. In questo esempio, molto semplificato e puramente rappresentativo, abbiamo una regione in dilatanza che produrrà la faglia F causando un sisma che colpirà i luoghi A, B e C. Durante questa fase di preparazione del terremoto, un altro sisma, proveniente dal punto X, può subire la variazione del parametro  $V_p/V_s$  nella direzione del punto B e non nella direzione del punto A. Il punto C non risente dell'effetto perché l'onda sismica non ha attraversato la microfrazzatura. Soltanto B ha osservato un precursore. Allo stesso modo un sisma proveniente dal punto Z raggiunge i punti A, B e C senza subire alcuna anomalia di velocità e non rivelerà alcun precursore dell'evento in preparazione.

**Figure 7** Anisotropy of seismic wave speed variation. The effect of empty spaces or spaces saturated with water on the speed of propagation of seismic waves in the rock depends on the geometry of the empty spaces themselves. In this example, very simplified and purely representative, we have a region in dilatance that will produce the fault F causing an earthquake that will hit places A, B and C. During this earthquake preparation phase, another earthquake, coming from point X, can undergo the variation of the parameter  $V_p/V_s$  in the direction of point B and not in the direction of point A. Point C is not affected by the effect because the seismic wave did not pass through the micro fracture. Only B observed a precursor. In the same way, an earthquake coming from point Z reaches points A, B and C without undergoing any speed anomaly and will not reveal any precursor of the event in preparation.



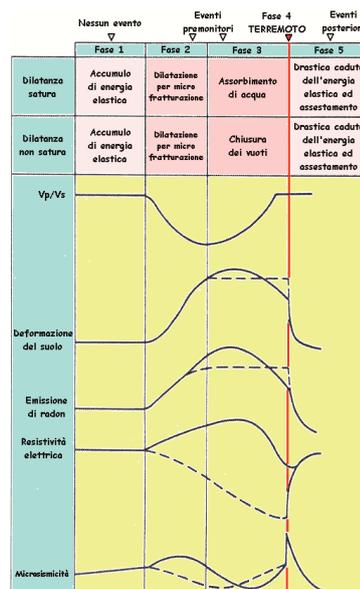
**Figura 8** Deformazioni del suolo. L'apertura dei vuoti durante le fasi della dilatanza causa un aumento di volume nella crosta rilevabile in superficie qualora esistano le condizioni di un volume focale poco profondo e una litologia con stile di deformazione prevalentemente fragile.

**Figure 8** Soil deformations. The opening of voids during the dilatance phases causes an increase in volume in the crust that maybe detectable from the surface if the conditions of a shallow focal volume and a lithology with a predominantly fragile deformation style hold.



**Figura 9** Variazioni del livello di falda e della concentrazione di gas radon nella falda. In caso di dilatanza saturata, la microfrazzatura assorbe acqua dalla falda producendo una variazione del livello piezometrico come quello che si osserva tra i pozzi A e B. Per lo stesso motivo aumenta la superficie di roccia esposta all’acqua e di conseguenza la quantità di gas radon ceduto alla falda. Ciò causa la differenza di concentrazione di radon che si può misurare tra i pozzi B e C.

**Figure 9** Groundwater level variations and changes in the groundwater concentration of radon. In case of saturated dilatance, the micro-fractures drain water from the aquifer producing a variation in the piezometric level such as that observed between wells A and B. For the same reason, the rock surface exposed to water increases and consequently increases the amount of gas radon returned to the aquifer. This causes the difference in radon concentration that can be measured between wells B and C.



**Figura 10** I precursori e la dilatanza. Questa versione modificata del grafico originario di Scholz (quello della figura 2) mette meglio in evidenza le diverse fasi della dilatanza (caselle con sfumature di rosso) e l’evoluzione temporale di alcuni precursori attraverso queste fasi (area gialla), mostrando parallelamente l’alternativa della “dilatanza saturata” (tratteggiato).

**Figure 10** The precursors and dilatance. This modified version of the original Scholz chart (reported in figure 2) better highlights the different phases of dilatance (red shaded boxes) and the temporal evolution of some precursors through these phases (yellow area), showing in parallel the alternative “saturated dilatance” case (dashed line).

## 2.8 Il “pianto della roccia”

Questo nome deriva dai primi esperimenti sulle proprietà meccaniche dello stagno (elemento chimico Sn) che evidenziarono un suono simile a un lamento quando questo metallo veniva fortemente compresso, prima della rottura [Caputo, 1987]. Fu quindi chiamato “pianto dello stagno” finché non venne osservato anche in altri metalli e prese il nome generico di “pianto del metallo”. In ultimo fu osservato anche nei campioni di roccia (che di udibile emette solo un crepitio) ma ugualmente fu chiamato “pianto della roccia”. Mi piacerebbe citare il film “Titanic” come riferimento bibliografico (James Cameron, 20<sup>th</sup> Century Fox, 1997) perché con estrema fedeltà alle testimonianze dei sopravvissuti, nella scena in cui la nave si spezza in due tronconi, prima che ciò accada si sente lo stridore straziante dell'acciaio che si sta deformando. Tornando alla roccia, il suo “pianto” è un'onda elastica ad alta frequenza (da acustica a ultrasonica) spesso detta “sismoacustica”. È il “rumore” prodotto direttamente dai cracks di microfratturazione della dilatanza. Per questo motivo la sua occorrenza è sistematica e necessaria, al punto che il fenomeno è realmente utilizzato nell'ingegneria mineraria per prevedere l'imminenza del cedimento delle volte. In quel caso però è possibile applicare i sensori (speciali microfoni detti *geofoni*) direttamente sull'area interessata, nelle gallerie. Inoltre l'accelerazione nella frequenza di successione di questi impulsi rappresenta un chiaro indizio della rottura impellente, in accordo con la dinamica della dilatanza (si veda il paragrafo 2.1 al capo g). Purtroppo in sismologia non si conosce in anticipo l'esistenza e ubicazione del volume focale, ma del resto sarebbe anche inutile. Questa radiazione infatti viaggia su frequenze fino a 3 ordini di grandezza maggiori rispetto all'onda sismica. Basti pensare che i telesismi (i terremoti rilevati da una parte all'altra del globo) sono caratterizzati da contenuti in frequenza ben inferiori ad 1 Hz, mentre le frequenze acustiche si estendono da 20 Hz a 20 kHz e il pianto della roccia può raggiungere i 50 kHz. Tradotto in termini di lunghezza d'onda, nello stesso tragitto verso la superficie in cui un'onda sismica ha compiuto nella roccia una sola oscillazione da 1 Hz, il “pianto” ne avrà compiute fino a 50000, dissipando molta più energia nella deformazione meccanica della roccia. Per questo motivo subisce pesantemente il naturale *filtro passa-basso* della roccia, che ne è l'unico possibile mezzo di propagazione. In poche parole, nella crosta le frequenze alte fanno poca strada. Gli altri fenomeni che avevamo considerato si potevano osservare talvolta anche con evidenza ma senza una sistematicità. Questo fenomeno paradossalmente si genera in modo sistematico e necessario, senza influenze ambientali, ma a causa del mezzo di propagazione non è mai osservabile in superficie nella fase preparatoria del sisma. Viene presentato soltanto come esempio limite.

## 2.9 I precursori elettromagnetici

È curioso notare come il limite del pianto della roccia potrebbe essere scavalcato dalla natura allo stesso modo in cui la tecnologia ha superato il problema di propagare i suoni a distanza. Se per brevi tratti abbiamo già tentato di usare il telefono (i geofoni nelle miniere) per la lunga distanza la natura ci sta offrendo forse... la radio. È sorprendente ma quelle stesse prove di stress sulla roccia in laboratorio che abbiamo preso in considerazione per descrivere il processo di preparazione della rottura hanno ormai dimostrato che la microfratturazione produce spontaneamente impulsi elettromagnetici (EM) su un'ampia gamma di frequenze. L'emissione EM sembra originata dalla fratturazione stessa [Nardi & Caputo, 2009] e la sua evoluzione temporale è correlabile con quella delle emissioni acustiche durante le diverse fasi del processo di preparazione alla rottura [Eftaxias et al., 2003; Nardi & Caputo, 2009]. Del resto è da qualche tempo (almeno dagli anni '80) che si osservano casi di anomalie nel rumore di fondo EM associabili a forti terremoti. In estrema sintesi l'emissione elettromagnetica VLF osservata in

laboratorio sembra presentare le seguenti caratteristiche [Nardi & Caputo, 2009]:

- si manifesta sempre sotto forma di sequenze di impulsi;
- si osserva sistematicamente al momento della rottura;
- si osserva sistematicamente prima della rottura con una evoluzione caratteristica;
- in condizioni di compressione uniassiale si osservano due tipologie di impulsi: una sequenza “ordinata” (SIO) e una sequenza “disordinata” (SID);
- il processo di emissione è direttamente correlabile all'emissione acustica della fratturazione;
- la “reattività” elettromagnetica della roccia sembra indipendente dalla sua composizione mineralogica ma varia con la litologia in funzione dello stile di deformazione della roccia: più la deformazione è “fragile”, più darà fratture, più impulsi si osserveranno;
- gli stessi segnali osservati su campioni di roccia (8 x 8 x 10 cm) si osservano anche a scala maggiore, nella fratturazione dovuta all'assestamento di versanti di roccia immediatamente dopo l'abbattimento di fronti di cava (pareti di 4 x 10 x 100 metri tagliate in volata).

Non è ancora chiaro quale sia la causa fisica che origina gli impulsi elettromagnetici ma certamente è da ricercare ancora più in profondità rispetto alle microfratture: probabilmente nella rottura del reticolo cristallino e la dislocazione di cariche reticolari. Quello che conta è che l'emissione sembra talmente legata alla microfratturazione da risultare sistematica e necessaria. Il problema a questo punto si sposta sulla frequenza, perché anche se le onde elettromagnetiche non hanno fisicamente bisogno di un mezzo di supporto alla propagazione, subiscono comunque una certa attenuazione quando attraversano un mezzo diverso dal vuoto. Anche in questo caso l'attenuazione è funzione della frequenza e il mezzo filtra il segnale come un *passabasso*. Sembra poco probabile che le alte frequenze radio, ovvero le comuni bande radio UHF, VHF, ma anche HF, possano avere la possibilità di arrivare sistematicamente in superficie. Fortunatamente però i fenomeni di emissione osservati in laboratorio [Nardi & Caputo, 2009] hanno mostrato la loro massima intensità proprio nella regione più bassa dello spettro EM, ovvero SLF, ULF, VLF, che è anche quella che meglio permea la roccia<sup>15</sup>. Dalla letteratura mondiale risulta inoltre che fino ad oggi le anomalie EM associabili a un sisma sono state osservate per la maggior parte nello spettro E-VLF e sempre associate a terremoti non inferiori alla magnitudo 5 [Nardi et al., 2007]. Si potrebbe quindi ipotizzare l'esistenza di una soglia di magnitudo che il terremoto deve avere affinché si possa innescare il meccanismo di emissione EM o, più probabilmente, affinché il segnale prodotto riesca a raggiungere l'atmosfera. Questa eventualità tuttavia giocherebbe addirittura a favore dell'impiego di questa fenomenologia in una previsione “operativa”, così come è stata ipotizzata nel paragrafo 1.2. D'altra parte però l'aspetto “precursore” di questa emissione naturale, pur ipotizzato già da 40 anni, è stato osservato solo sporadicamente in natura, anche perché manca una ricerca sistematica e continua. Non esiste quindi la certezza che l'emissione osservata in laboratorio possa manifestarsi sistematicamente anche nella crosta come precursore del terremoto. In definitiva è un fenomeno ancora poco studiato e non fa parte della lista dei precursori “ufficiali”, non soddisfacendo ancora tutti i criteri dell'associazione internazionale IASPEI. L'INGV ha affrontato lo studio di questo fenomeno con la rete sperimentale di monitoraggio EM in banda VLF che fu attiva dal 2008 e la nuova rete Cassandra che sta iniziando a svilupparsi dal 2019.

Per “precursore EM” abbiamo inteso qui, in senso stretto, le emissioni elettromagnetiche naturali associate alla fratturazione della roccia. Tuttavia è interessante evidenziare che questo tipo di precursore fa parte di una più estesa famiglia di fenomeni legati all'elettromagnetismo.

<sup>15</sup> Basti pensare che il NORAD statunitense utilizza proprio queste bande radio per le comunicazioni unilaterali verso i sottomarini nucleari in immersione. Al giorno d'oggi infatti i sottomarini non possono emergere mai, pena l'individuazione.

Tra questi ricordiamo le anomalie nella propagazione dei segnali delle stazioni radio (es. Bella et al. [1993; 1998], Biagi [2001]) e diversi complessi fenomeni di interazione litosfera-atmosfera-ionosfera, oggi studiabili anche via satellite (es. De Santis [2015; 2019b]). Su questo fronte in particolare, con la messa in orbita nel 2018 del primo satellite CSES (China Seismo-Electromagnetic Satellite), è in corso un progetto di studio italo-cinese che vede anche la collaborazione dell'INGV<sup>16</sup>.

### 3. Conclusioni

Abbiamo visto che i precursori classici possono essere l'espressione superficiale di un fenomeno profondo che è la dilatanza. Questa si può considerare un fenomeno sistematico e necessario ma per essere un "precursore ideale" è mancante proprio dell'attributo fondamentale: la visibilità. Sembra osservabile soltanto indirettamente, attraverso quelli che chiamiamo "precursori", che però risultano fenomeni secondari fortemente condizionati da fattori ambientali come la presenza di acqua. Ecco perché i precursori non appaiono sistematici e necessari rispetto al sisma. Hanno solo ereditato dalla dilatanza un possibile legame genetico col sisma. Abbiamo poi il caso limite del pianto della roccia, che viene generato dalla dilatanza in modo, diciamo così, "incondizionato" ma per sua stessa natura non può raggiungere la superficie. Abbiamo infine un fenomeno elettromagnetico che in laboratorio mostra le caratteristiche migliori che possiamo aspettarci ma nella crosta, in relazione al terremoto, non è stato ancora studiato abbastanza a fondo da potersi definire un precursore sismico. Tuttavia, ammesso di poterlo osservare sistematicamente in natura come in laboratorio, da un precursore EM si potrebbe tentare di ottenere qualcosa di simile a una predizione deterministica.

Questa strada non passerebbe necessariamente per la difficile previsione delle condizioni finali a partire da quelle iniziali. Col precursore EM però si potrebbe ottenere il vantaggio che la roccia stessa ci informi in tempo reale sull'attività del processo meccanico in atto, in prima analisi senza neppure la necessità di introdurre alcuna congettura interpretativa. Un obiettivo più facile, meno ambizioso, forse raggiungibile. Per il futuro varrebbe la pena di tentare anche questa strada. In ogni caso va ricordato sempre che anche una vaga idea di allarme, almeno in questa fase conoscitiva, ha bisogno del supporto di un monitoraggio sistematico, continuo e comparato tra il maggior numero possibile di fenomeni precursori di diversa natura.

Abbiamo visto in conclusione che l'esistenza dei precursori sismici è reale e concreta ma ciò di per sé non rappresenta la soluzione al problema della previsione deterministica. Ecco quindi risolto ogni dubbio sulla sincerità della comunità scientifica riguardo i fenomeni precursori. Mancava forse la percezione della complessità del problema ma anche la chiarezza sul reale significato della parola "precursore", che speriamo di poter continuare ad usare liberamente... "senza macchia e senza paura".

### Ringraziamenti

Questo lavoro è stato supportato dal Progetto INGV "Pianeta Dinamico" (codice progetto INGV 1020.010) finanziato dal MIUR ("Fondo finalizzato al rilancio degli investimenti delle amministrazioni centrali dello Stato e allo sviluppo del Paese", legge 145/2018).

---

<sup>16</sup> Queste ricerche sono di grande attualità. L'intera storia del precursore VLF e la sua relazione con gli altri precursori EM verrà trattata in un volumetto di prossima pubblicazione sui Quaderni di Geofisica.

## Bibliografia

- Aggarwal Y. P., Sykes L. R., Armbruster J. (1973). *Premonitory Changes in Seismic Velocities and Prediction of Earthquakes*. *Nature* 241, 101-104. <https://doi.org/10.1038/241101a0>
- Anderson O. L. and Grew P. C. (1977). *Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics*. *Reviews of Geophysics and space physics*, 15 (1) 77-104. <https://doi.org/10.1029/RG015i001p00077>
- Bella F., Biagi P.F., Caputo M., Della Monica G., Ermini A., Pettinelli V., Sgrigna V. (1993). Ground tilt variations detected in the Central Apennines in the period 1986-1989 and their correlation with seismicity. *Nuovo Cimento* 16C, 303-311. <https://doi.org/10.1007/BF02524231>
- Bella F., Biagi P.F., Caputo M., Cozzi E., Della Monica G., Ermini A., Plastino W., Sgrigna V. (1998). Field strength variations of LF radio waves prior to earthquakes in central Italy. *Physics of the Planetari Interiors*, 105, 279-286. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00097-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00097-6)
- Biagi P.F., Piccolo R., Ermini A., Martellucci S., Bellucci C., Hayakawa M., Capozzi V., Kingsley S. P. (2001). Possible earthquake precursors revealed by LF radio signals. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1:99-104. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00298995>
- Brace W. F., Orange A. S., Madden T. R. (1965) *The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks*. *Journal of Geophysical Research* 70 (22), 5669-5678. <https://doi.org/10.1029/JZ070i022p05669>
- Brace W. F., Paulding B. W. Jr., C. Scholz (1966). *Dilatancy in the fracture of crystalline rocks*. *Journal of Geophysical Research*, 71, 3939-3953. <https://doi.org/10.1029/JZ071i016p03939>
- Cannelli V., Piersanti A., Galli G., Melini D. (2018). *Italian Radon mOnitoring Network (IRON): a permanent network for near real-time monitoring of soil radon emission in Italy*. *Annals of Geophysics* 61 (4). <https://doi.org/10.4401/ag-7604>
- Caputo M. (1987). *Sismologia e segnali precursori dei terremoti*. Edizioni Calderini, Bologna. ISBN: 88-7019-32-7
- Crampin S., McGonigle R. (1981). *The variation of delays in stress-induced anisotropic polarization anomalies*. *Geophysical Journal International*, 64 (1) 115-131. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02661.x>
- Crampin S., Evans R., Atkinson B. K., (1984). *Earthquake prediction: a new physical basis*. *Geophysical Journal International*, Volume 76, (1) 147-156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb05030.x>
- De Santis A., De Franceschi G., Spogli L., Perrone L., Alfonsi L., Qamili E., Cianchini G., Di Giovambattista R., Salvi S., Filippi E., Pavón-Carrasco F.J., Monna S., Piscini A., Battiston R., Vitale V., Picozza P.G., Conti L., Parrott M., Pinçon J.-L., Balasis G., Tavani M., Argan A., Piano G., Rainone M.L., Liu W., and Tao D. (2015). *Geospace perturbations induced by the Earth: the state of the art and future trends*. *Phys. Chem. Earth*, 85, 17-33. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.004>
- De Santis A., Abbattista C., Alfonsi L., Amoroso L., Campuzano S.A., Carbone M., Cesaroni C., Cianchini G., De Franceschi G., De Santis A., Di Giovambattista R., Marchetti D., Martino L., Perrone L., Piscini A., Rainone M.L., Soldani M., Spogli L., Santoro F. (2019a). *Geosystemics View of Earthquakes*. *Entropy*, 21, 412. <https://doi.org/10.3390/e21040412>
- De Santis, A., Marchetti D., Pavón-Carrasco F.J., Cianchini G., Perrone L., Abbattista C., Alfonsi L., Amoroso L., Campuzano S.A., Carbone M., Cesaroni C., De Franceschi G., De Santis Anna, Di Giovambattista R., Ippolito A., Piscini A., Sabbagh D., Soldani M., Santoro F., Spogli L. & Haegmans R. (2019b). *Precursory worldwide signatures of earthquake occurrences on Swarm satellite data*. *Scientific Reports*, 9:20287. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-56599-1>
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. (1979). *Estimation of the size of earthquake preparation zones*. *PAGEOPH* 117, 1025-1044. <https://doi.org/10.1007/BF00876083>

- Eftaxias k., Kapiris P., Polygiannakis J., Peratzakis A., Kopanas J., Antonopoulos G., Rigas D. (2003). *Experience of short term earthquake precursors with VLF-VHF electromagnetic emissions*. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 217-228. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-217-2003>
- Frank F. C. (1965). *On dilatancy in relation to seismic sources*. *Reviews of Geophysics* 3 (4), 485-503. <https://doi.org/10.1029/RG003i004p00485>
- Ghosh D., Deb A., Sengupta R., (2009). *Anomalous radon emission as precursor of earthquake*. *Journal of Applied Geophysics* 69, 67-81. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.06.001>
- Griffith A. (1921). *The Phenomena of Rupture and Flow in Solids*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 221, 163-198. <http://www.jstor.org/stable/91192>
- Griffith A. (1924). *The theory of rupture*. In: Biereno, C. B. (1924) *Proceedings of the first International Conference of Applied Mechanics, Delft*, pp. 55-63.
- Gupta I. N. (1973). *Seismic velocities in rock subjected to axial loading up to shear fracture*. *Journal of Geophysical Research*, volume 78, issue 29, pp. 6936-6942. <https://doi.org/10.1029/JB078i029p06936>
- Hauksson E. (1981). *Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis*. *Journal of Geophysical Research* 86 (B10), 9397-9410. <https://doi.org/10.1029/JB086iB10p09397>
- Huang F., Li M., Ma Y., Han Y., Tian L., Yan W., Li X. (2017). *Studies on earthquake precursors in China: A review for recent 50 years*. *Geodesy and Geodynamics* 8 (1) 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.12.002>
- Holcomb D. J. and Stevens J. L. (1980) *The reversible Griffith crack: A viable model for dilatancy*. *Journal of Geophysical Research* 85 (B12), 7101-7107. <https://doi.org/10.1029/JB085iB12p07101>
- Lucente F.P., De Gori P., Margheriti L., Piccinini D., Di Bona M., Chiarabba C, Piana Agostinetti N. (2010). *Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 MW 6.3 L'Aquila earthquake, Italy*. *Geology* (2010) 38 (11): 1015-1018. <https://doi.org/10.1130/G31463.1>
- Main I. G., Bell A. F., Meredith P. G., Geiger S. and Touati S. (2012). *The dilatancy-diffusion hypothesis and earthquake predictability*. *Geological Society, London, Special Publications*, 367, 215-230. <https://doi.org/10.1144/SP367.15>
- Martinelli G. (1993). *Fluidodynamical and chemical features of radon 222 related to total gases: Implications for earthquake predictions*. In: *proceedings of IAEA Meeting on isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions, Vienna 9-12 September 1991, (IAEA-TECDOC-726)* pp. 48-62. [https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig\\_q=RN:25017741](https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:25017741)
- Marzocchi W., Taroni M., and Falcone G. (2017). *Earthquake forecasting during the complex Amatrice-Norcia seismic sequence*. *Science Advances*, Vol. 3, no. 9, e1701239. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1701239>
- Mjachkin V., Brace W., Sobolev G., Dieterich J. (1975). *Two Models for Earthquake Forerunners*. In: Wyss M. (eds) *Earthquake Prediction and Rock Mechanics. Contributions to Current Research in Geophysics (CCRG)*, Vol. 113. Birkhäuser, Basel. [https://doi.org/10.1007/978-3-0348-5534-1\\_15](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-5534-1_15)
- Nardi A., Caputo M. e Chiarabba C. (2007). *Possible electromagnetic earthquake precursors in two years of ELF-VLF monitoring in the atmosphere*. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 48, n. 2, pp. 205-212; June 2007, OGS Trieste. Earth-prints: <http://hdl.handle.net/2122/3833>
- Nardi A., Caputo M. (2009). *Monitoring the mechanical stress of rocks through the electromagnetic emission produced by fracturing*. *Elsevier, International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46, 940-945. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.01.005>

- Nardi A., Caputo M., Chiarabba C. (2007). *Possible electromagnetic earthquake precursors in two years of ELF-VLF monitoring in the atmosphere*. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 48, n. 2, pp. 205-212; June 2007, OGS Trieste.  
[http://www3.ogs.trieste.it/bgta/provapage.php?id\\_articolo=398](http://www3.ogs.trieste.it/bgta/provapage.php?id_articolo=398)
- Nur A., Simmons G. (1969). *Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study*. *Journal of Geophysical Research* 74 (27), 6667-6674.  
<https://doi.org/10.1029/JB074i027p06667>
- Nur A., Byerlee J. D. (1971). *An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids*. *Journal of Geophysical Research* 76 (26) 6414-6419.  
<https://doi.org/10.1029/JB076i026p06414>
- Nur A. (1972). *Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 62 (5), 1217-1222.  
<https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article/62/5/1217/101731/dilatancy-pore-fluids-and-premonitory-variations>
- Piersanti A., Cannelli V., Galli G. (2016). *The Pollino 2012 seismic sequence: clues from continuous radon monitoring*. *Solid Earth*, 7, 1303–1316. <https://doi.org/10.5194/se-7-1303-2016>
- Reynolds O. (1886). *Dilatancy*. *Nature* 33, 429-430. <https://doi.org/10.1038/033429b0>
- Rikitake T. (1986). *Previsione Dei Terremoti*. Libreria Dario Flaccovio Editrice, 301. Palermo. ISBN: 8877580232
- Scholz C. (1968). *The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58 (1), 399-415.  
<https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article/58/1/399/116569/The-frequency-magnitude-relation-of>
- Scholz C. (1968)b. *Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression*. *Journal of Geophysical Research*, 73, 1417-1432. <https://doi.org/10.1029/JB073i004p01417>
- Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P. (1973). *Earthquake prediction: a physical basis*. *Science*, 181, 803-810. <https://doi.org/10.1126/science.181.4102.803>
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M. (2005). *Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes*. *Nature* 437, 539–542. <https://doi.org/10.1038/nature04094>
- Sobolev G., Spetzler H., Salov B. (1978). *Precursors to failure in rocks while undergoing anelastic deformations*. *Journal of Geophysical Research* 83 (B4), 1775-1784.  
<https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01775>
- Virk H.S. and Singh B (1993). *Radon anomalies in soil-gas and groundwater as earthquake precursor phenomena*. *Tectonophysics*, 227, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90096-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90096-3)
- Walia V., Virk H.S., Yang T.S., Mahajan S., Walia M., Bajwa B.S. (2005). *Earthquake Prediction Studies Using Radon as a Precursor in N-W Himalayas, India: A Case Study*. TAO, Vol. 16, No. 4, 775-804.  
[https://www.researchgate.net/profile/Vivek\\_Walia2/publication/277846764\\_Earthquake\\_Prediction\\_Studies\\_Using\\_Radon\\_as\\_a\\_Precursor\\_in\\_N-W\\_Himalayas\\_India\\_A\\_Case\\_Study/links/5577b11808aeb6d8c01ce528.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Vivek_Walia2/publication/277846764_Earthquake_Prediction_Studies_Using_Radon_as_a_Precursor_in_N-W_Himalayas_India_A_Case_Study/links/5577b11808aeb6d8c01ce528.pdf)
- Wang W. (2015). *Relationship between earthquake dilatancy and electric precursor phenomena*. *Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards*, 2015, vol. 79, issue 1, 249-262. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1839-y>
- Woith H. (2015). *Radon earthquake precursor: A short review*. *The European Physical Journal Special Topics* 224 (4), 611–627. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2015-02395-9>
- Zechar, J.D., Marzocchi, W. & Wiemer, S. (2016). *Operational earthquake forecasting in Europe: progress, despite challenges*. *Bull Earthquake Eng* 14, 2459–2469.  
<https://doi.org/10.1007/s10518-016-9930-7>

# Appendice

Poiché questa vuole essere una trattazione scientifica ma allo stesso tempo divulgativa, viene inserito in Appendice qualche approfondimento essenziale su argomenti specifici in modo tale da chiarire fino in fondo i temi trattati.

## 1. Definizioni e formulario di meccanica della roccia

Lo stress ( $\tau$ ) ovvero lo sforzo applicato al campione è una forza  $F$  applicata su una superficie  $A$ , quindi una pressione:  $\sigma_1 = F/A$  (kg/cm<sup>2</sup>)

Lo *strain* ( $\varepsilon$ ) è la deformazione assiale del campione (lungo  $\sigma_1$ ):  $\varepsilon_a = \Delta L/L$

dove:  $L$  = lunghezza del campione  
 $\Delta L$  = accorciamento ( $L-L'$ )

Il rapporto tra sforzo e deformazione è detto modulo di elasticità longitudinale o *modulo di Young* ( $Y$ ) e definito sulla base della legge di Hooke come:  $E = \sigma/\varepsilon = P/\varepsilon = (F/A)/(\Delta L/L_0)$  (kg/cm<sup>2</sup>)

dove:  $F$  = forza applicata  
 $A$  = superficie su cui la forza è applicata  
 $L_0$  = dimensione del provino nella direzione di applicazione della forza  
 $\Delta L$  = deformazione del provino nella direzione di applicazione della forza

La *deformazione laterale* ( $\varepsilon_L$ ) dovuta al rigonfiamento del campione è:  $\varepsilon_L = \Delta d/d$

dove:  $d$  = larghezza del campione  
 $\Delta d$  =  $d-d'$

Il *coefficiente di Poisson* ( $\nu$ ), definito in base alla legge di Poisson e dipendente dalla temperatura, assume valori positivi (rigonfiamento) per gli sforzi di compressione e negativi (assottigliamento) negli sforzi di trazione:  $\nu = \varepsilon_L/\varepsilon_a$

dove:  $\varepsilon_L$  = deformazione laterale  
 $\varepsilon_a$  = deformazione lungo  $\sigma_1$

## 2. Definizioni e formulario di sismologia

Il terremoto si genera in una regione della crosta terrestre soggetta a stress tettonico detta *volume focale*. Qui si accumula energia elastica finché lo stress non raggiungere il limite di resistenza meccanica della roccia. A questo punto la crosta si spezza e irradia un'onda elastica. È come piegare una spada (la crosta) finché non si spezza. Quando si spezza, le due estremità prenderanno a vibrare con un'oscillazione (il terremoto) che si smorzerà in breve tempo. L'onda elastica del terremoto si genera da un punto del volume focale detto *ipocentro* (figura A1). Da qui si propaga come onda sferica nel volume di roccia della crosta fino a raggiungere la superficie. Il primo contatto del fronte sferico con la superficie è un punto detto *epicentro*. Da questo punto si genera un'onda piana che si propaga sulla superficie. Il terremoto infatti è composto da diversi tipi di onde, tra cui due fondamentali:

- **Onda di Volume:** si diffonde dall'ipocentro in ogni direzione con due modalità. Un'azione di compressione-decompressione si propaga con velocità ( $V_p$ ). Uno sforzo di taglio si propaga con una velocità minore  $V_s$ .
- **Onda di Superficie:** si propaga orizzontalmente, a partire dall'epicentro, increspando la superficie terrestre similmente a un'onda marina. Per la sua natura è la più distruttiva ma si genera dopo l'onda di volume e viaggia a velocità minore di  $V_p$ .

Un terremoto quindi non nasce né "ondulatorio" né "sussultorio", come spesso si crede. Queste sono due caratteristiche che la popolazione attribuisce al sisma in base alla percezione che si è avuta nella località colpita (figura A1). In realtà sono effetti della propagazione:

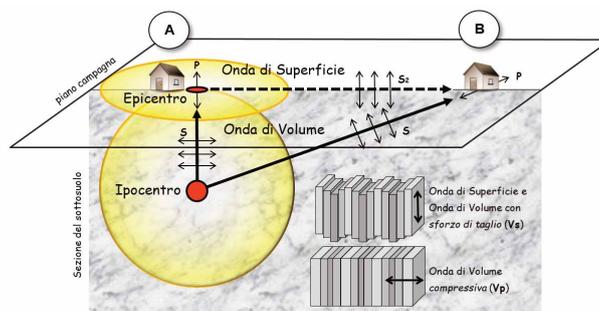
- una località sita sull'epicentro riceverà l'onda P verticalmente e percependo uno scuotimento sussultorio;
- una località posta a una certa distanza dall'epicentro percepirà l'onda P con una certa inclinazione e nel complesso una sollecitazione prevalentemente ondulatoria ma, a causa della differente velocità ( $V_p > V_s$ ), distinguerà due picchi di intensità immediatamente consecutivi, il secondo dei quali è generalmente il più distruttivo, essendo composto anche dall'onda di superficie. Su questo gioco si basano i dispositivi di "allerta precoce" di cui si parla al paragrafo 1.1.

In qualunque posto del mondo i terremoti forti sono una rarità e i piccoli terremoti sono enormemente più numerosi. Questo concetto viene espresso da una legge empirica che mette in relazione una magnitudo Richter con il numero totale dei terremoti di almeno quella magnitudo occorsi in una data regione e periodo di tempo (per convenzione un anno):

*Legge di Gutenberg-Richter:*  $\log N = a - bM$       ovvero:  $N = 10^{a - bM}$

dove:      M = magnitudo Richter  
               N = il numero di terremoti con magnitudo maggiore di M  
                $10^a$  = numero di terremoti di  $M=0$  occorsi in quella regione nell'arco di un anno.

Da questa legge risulta che universalmente, al diminuire di una sola unità di magnitudo, il numero di terremoti che statisticamente ci si attende di osservare quell'anno in quel luogo aumenta di circa dieci volte. Per fare un esempio, per ogni evento di magnitudo 4.0 (percepibile) ci saranno 10 scosse di magnitudo 3.0 (appena percepibili) e 100 scosse di magnitudo 2.0 (non percepibili). Questa è la "microsismicità" di cui si parla al paragrafo 2.7.



**Figura A1** Nascita ed evoluzione dell'onda sismica. Semplificazione estrema. Il terremoto si genera in un punto (ideale) detto "ipocentro" e si propaga nel volume di roccia della crosta terrestre con due modalità: una deformazione per compressione-decompressione viaggia con una velocità  $V_p$  e uno sforzo di taglio che viaggia

con una velocità  $V_s$  minore di  $V_p$ . Il fronte di quest'onda è una sfera che aumenta di volume fino ad infrangersi contro la superficie terrestre. Il primo punto di contatto tra la sfera e la superficie è sulla verticale dell'ipocentro e si chiamerà "epicentro". Questo impatto genera un'onda piana che si propaga con sforzo di taglio increspando la superficie terrestre analogamente a un sasso gettato sulla superficie di uno stagno. Il fronte dell'onda di superficie è un cerchio centrato nell'epicentro del sisma e il cui raggio aumenta a una velocità più bassa di  $V_p$ . In questa figura un sito (A) è posto presso l'epicentro del sisma. Data la breve distanza dall'ipocentro, esso verrà raggiunto quasi contemporaneamente dalle onde di volume P ed S.

L'onda P colpirà il sito perpendicolarmente alla superficie causando un sensibile scuotimento verticale insieme alla sensazione orizzontale dell'onda S. Nello stesso schema un sito (B) si trova invece ad una certa distanza dall'epicentro. L'onda di volume lo raggiungerà in due tempi: prima l'onda P, con una sollecitazione (onda di compressione) nella stessa direzione di propagazione dell'onda, quindi non più perpendicolare alla superficie topografica. Successivamente l'onda S ( $V_s < V_p$ ) con una sollecitazione perpendicolare alla direzione di propagazione. Da queste inclinazioni può dipendere una percezione di sito maggiormente ondulatoria o sussultoria. Il ritardo tra P ed S aumenta progressivamente con l'aumentare della distanza percorsa, quindi, per lo stesso sisma, dipende anche dalla distanza di (B) dall'Epicentro. Ma in un secondo momento proprio dall'epicentro del sisma si era generata anche l'onda di superficie, che raggiungerà (B) percorrendo una distanza minore rispetto all'onda di volume, che partiva direttamente dall'ipocentro, ma pur sempre con una velocità minore di  $V_p$ . L'onda di superficie, solitamente la più distruttiva perché spiccatamente ondulatoria, colpirà il sito (B) con sensibile ritardo rispetto all'onda P, partecipando alla "coda" delle onde S. Poiché il ritardo P-S è direttamente proporzionale alla distanza ipocentrale, può essere utilizzato per valutare questa distanza (e una distanza epicentrale approssimativa). Un po' come si fa con il fulmine e il tuono. Questo minimo ritardo è sufficiente a far scattare un relè che potrebbe interrompere in tempo un impianto di produzione o chiudere l'erogazione del gas. Su questo principio agiscono gli "allarmi sismici" che attualmente si trovano in commercio. Purtroppo, proprio a causa della distanza necessaria a creare il ritardo, maggiore sarà l'anticipo concesso dal sisma e minore sarà l'utilità di averlo avuto.

**Figure A1** Generation and evolution of the seismic wave. Extreme simplification. An earthquake nucleates in (ideal) point named "hypocenter" generating two kind of elastic waves traveling in the rocks: compression waves traveling with  $V_p$  velocity and shear waves traveling with  $V_s < V_p$  velocity. The wavefront is a growing sphere, the point where this growing sphere intersects the Earth surface is called "epicenter". The interaction of the spherical wavefront with the Earth free surface generates secondary plane shear waves traveling on the surface itself. The wavefront of these surface waves is a circle centered in the epicenter propagating with velocity smaller than  $V_p$ . Site A is in the immediate proximity of the epicenter, consequently, P and S waves will arrive with a small relative time delay. P wave will hit almost perpendicularly causing a vertical shaking while, almost at the same time, an horizontal shaking associated with the S wave arrival will be experienced. Site B is far away from the epicenter and consequently, spherical waves will hit at sensibly different times. First P compression wave with a shaking in the propagation direction (increasingly away from vertical as epicentral distance increases) then S wave (remember  $V_s < V_p$ ) with a shaking perpendicular to the propagation direction. Depending from the actual position with respect to hypocenter and epicenter, a varying vertical/horizontal shaking is experienced. P-S waves delay increases with increasing hypocentral distance. Besides, we have seen that surface waves are generated when spherical wavefronts hit the Earth free surface. Surface waves will hit site B traveling a smaller distance with respect to spherical waves but with a smaller velocity as well. Usually surface waves are the most damaging and they hit with a significant delay with respect to P waves often mixed with the coda of S waves. Since P-S delay is directly proportional to hypocentral distance it can be used to evaluate this distance (and an approximate epicentral distance). This small delay will be enough for an automated system to shut down power plants, gas pipelines and all critical facilities. Indeed, all the early warning systems available or under development are presently based on this principle. Unfortunately it is immediately evident that the greater the P-S warning time, the smaller its usefulness.



# QUADERNI di GEOFISICA

ISSN 1590-2595

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/quaderni-di-geofisica.html/>

I QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) accolgono lavori, sia in italiano che in inglese, che diano particolare risalto alla pubblicazione di dati, misure, osservazioni e loro elaborazioni anche preliminari che necessitano di rapida diffusione nella comunità scientifica nazionale ed internazionale. Per questo scopo la pubblicazione on-line è particolarmente utile e fornisce accesso immediato a tutti i possibili utenti. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi. I QUADERNI DI GEOFISICA sono presenti in "Emerging Sources Citation Index" di Clarivate Analytics, e in "Open Access Journals" di Scopus.

QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) welcome contributions, in Italian and/or in English, with special emphasis on preliminary elaborations of data, measures, and observations that need rapid and widespread diffusion in the scientific community. The on-line publication is particularly useful for this purpose, and a multidisciplinary Editorial Board with an accurate peer-review process provides the quality standard for the publication of the manuscripts. QUADERNI DI GEOFISICA are present in "Emerging Sources Citation Index" of Clarivate Analytics, and in "Open Access Journals" of Scopus.

# RAPPORTI TECNICI INGV

ISSN 2039-7941

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/rapporti-tecnici-ingv.html/>

I RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) pubblicano contributi, sia in italiano che in inglese, di tipo tecnologico come manuali, software, applicazioni ed innovazioni di strumentazioni, tecniche di raccolta dati di rilevante interesse tecnico-scientifico. I RAPPORTI TECNICI INGV sono pubblicati esclusivamente on-line per garantire agli autori rapidità di diffusione e agli utenti accesso immediato ai dati pubblicati. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi.

RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) publish technological contributions (in Italian and/or in English) such as manuals, software, applications and implementations of instruments, and techniques of data collection. RAPPORTI TECNICI INGV are published online to guarantee celerity of diffusion and a prompt access to published data. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

# MISCELLANEA INGV

ISSN 2039-6651

[http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/miscellanea-ingv.html](http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/miscellanea-ingv.html/)

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favorisce la pubblicazione di contributi scientifici riguardanti le attività svolte dall'INGV. In particolare, MISCELLANEA INGV raccoglie reports di progetti scientifici, proceedings di convegni, manuali, monografie di rilevante interesse, raccolte di articoli, ecc. La pubblicazione è esclusivamente on-line, completamente gratuita e garantisce tempi rapidi e grande diffusione sul web. L'Editorial Board INGV, grazie al suo carattere multidisciplinare, assicura i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi sottomessi.

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favours the publication of scientific contributions regarding the main activities carried out at INGV. In particular, MISCELLANEA INGV gathers reports of scientific projects, proceedings of meetings, manuals, relevant monographs, collections of articles etc. The journal is published online to guarantee celerity of diffusion on the internet. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

**Coordinamento editoriale e impaginazione**

Francesca DI STEFANO, Rossella CELI  
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

**Progetto grafico e impaginazione**

Barbara ANGIONI  
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

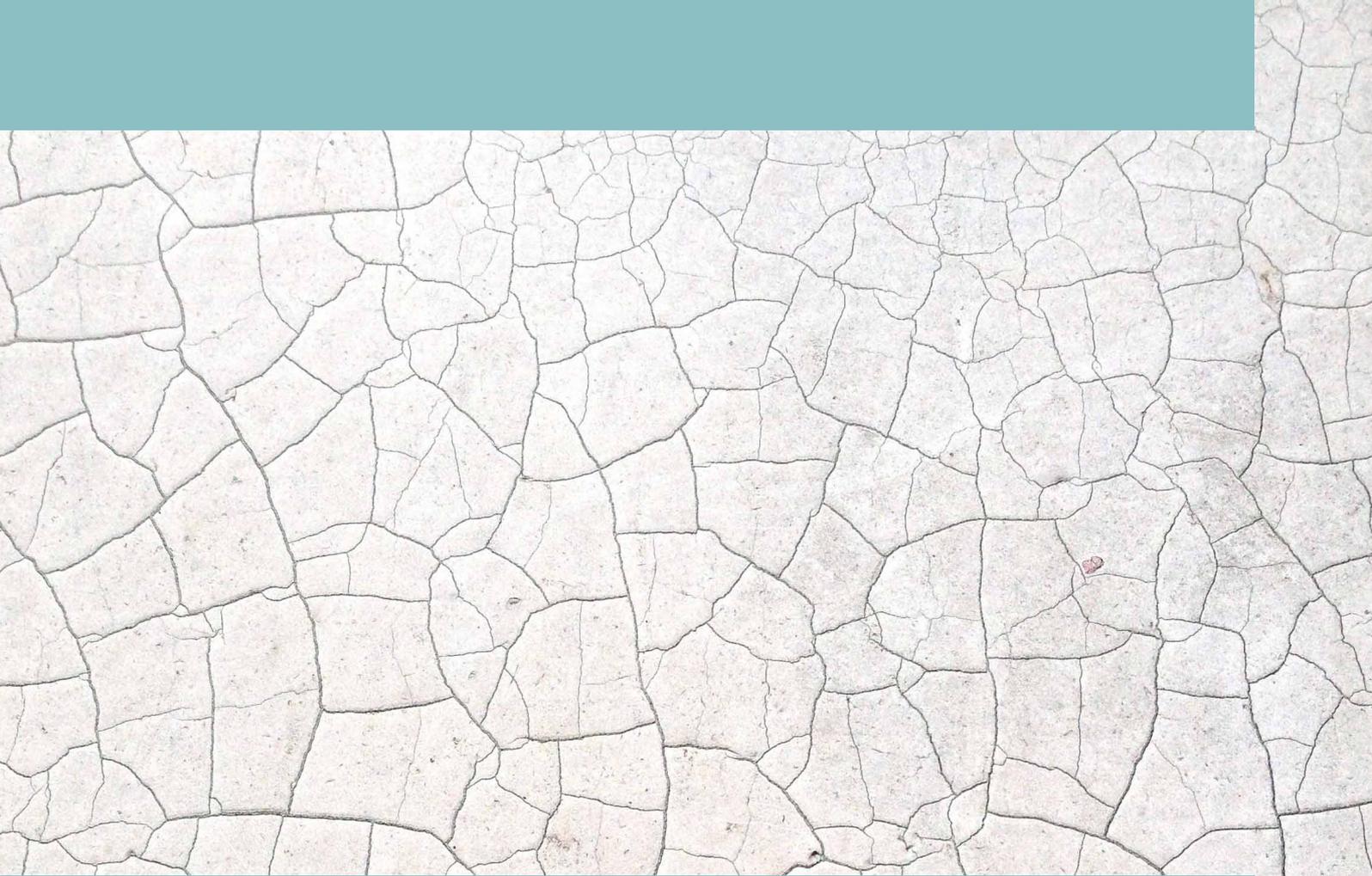
©2021

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia  
Via di Vigna Murata, 605  
00143 Roma  
tel. +39 06518601

[www.ingv.it](http://www.ingv.it)



Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0)



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

