

# Eccitazione dei tremori di San Andreas da instabilità termiche al di sotto della zona sismogenica

Lifeng Wang <sup>1</sup> e Sylvain Barbot <sup>2</sup> \*

**Il movimento relativo delle placche tettoniche è adattato alle faglie limite attraverso rotture lente e veloci che comprendono un'ampia gamma di proprietà della sorgente. Vicino al segmento Parkfield della faglia di SanAndreas, i terremoti a bassa frequenza e gli eventi a scorrimento lento si verificano a profondità maggiori della maggior parte della sismicità, a condizioni di temperatura tipicamente associate a uno scorrimento stabile. Tuttavia, esperimenti di laboratorio indicano che la resistenza della sgorbia granitica diminuisce con l'aumentare della temperatura oltre i 350 ° C, fornendo un possibile meccanismo di indebolimento se la temperatura deve variare dinamicamente. Qui, sosteniamo che terremoti ricorrenti a bassa frequenza e transitori a scorrimento lento a queste profondità possono verificarsi a causa del riscaldamento per taglio e della dipendenza dalla temperatura della resistenza di attrito. Le instabilità termiche ricorrenti possono spiegare il modello di ricorrenza dei terremoti a bassa frequenza della media crostale e la loro correlativa distribuzione di scorrimento. Il riscaldamento per taglio associato a uno scorrimento lento è sufficiente per generare vene di pseudotachiliti nelle rocce ospiti anche quando lo scivolamento della faglia è prevalentemente asismico.**

## INTRODUZIONE

Recenti osservazioni sismo-geodetiche hanno messo in luce la deformazione episodica alla radice delle faglie attive di scorrimento-scivolamento e delle brusche magnetiche in tutto il mondo, rivelando un'ampia varietà di eventi di scivolamento che riempiono lo spettro tra lo slittamento lento e veloce (1). Le emissioni di tremore al di sotto della zona sismogenica sono spesso associate a uno slittamento lento (2), ma la fisica sottostante rimane sfuggente. Sono stati proposti diversi meccanismi per spiegare il fenomeno dello slittamento lento, comprese le grandi nucleation size (3), rafforzamento dilatante (4), e semibrillo (5),

ma il ruolo importante dei fluidi è spesso invocato (6). Si ritiene che le emissioni simultanee di tremore o terremoto a bassa frequenza (LFE) rappresentino una forma di caos deterministico che emerge dalle dinamiche non lineari (7) o la risposta di una roccia multiscala (8).

Sciami di LFE possono essere trovati sulla faglia di San Andreas vicino al segmento Parkfield (9), occupando un intervallo di profondità separato nella crosta dalla sismicità regolare (Fig. 1), presentando variazioni lungo lo sciopero nei modelli di ricorrenza, ampiezza e sensibilità allo stress di marea (10).

La fonte più superficiale di LFE medio-crostale, a nord-ovest di Parkfield, che ricorre frequentemente, ogni 1-15 mesi, raggruppando eventi sismici per giorni o settimane alla volta, è stata chiaramente associata a transitori a scorrimento lento sulla base di dati geodetici (11). Queste osservazioni mettono in discussione le nostre ipotesi fondamentali sulla reologia della crosta continentale. Sebbene la segmentazione verso il basso dello stile di rottura sia ampiamente diffusa alle faglie attive (12), queste emissioni sismiche avvengono a profondità tipicamente associate al creep stabile in ambiente continentale, prevenendo l'accumulo di stress e lo sviluppo di instabilità da attrito.

È stato riscontrato un rapido scivolamento al di sotto della zona sismogenica in diverse impostazioni sismiche (13, 14), spesso spiegato in un modello top-down in cui l'attività sismica nella crosta superiore spinge afterslip e after-shock a maggiore profondità. Al contrario, sosteniamo che l'accoppiamento tra il riscaldamento di taglio e la dipendenza dalla temperatura della resistenza all'attrito e la guarigione da contatto possono essere responsabili dello sviluppo di eventi di scorrimento lento nel dominio di rafforzamento della velocità al di sotto della zona sismogenica. Esperimenti di laboratorio sull'attrito su granitici

roccia e quarzo sgorbia ad alta pressione del fluido dei pori (15, 16) Indicare l'attrito che indebolisce la velocità e rafforza la temperatura tra circa 50 ° e 350 ° C, spiegando la posizione della zona sismica (17). La stessa serie di esperimenti indica anche un comportamento simultaneo di rafforzamento della velocità e di indebolimento della temperatura al di sotto della zona sismogenica, a temperature ambiente superiori a 350 ° C. Poiché la temperatura può variare notevolmente con il riscaldamento a taglio (18, 19), il comportamento di indebolimento della temperatura dell'attrito allo stato stazionario può offrire le condizioni per uno slittamento episodico.

Per supportare queste affermazioni, descriviamo prima un quadro costitutivo per l'attrito dipendente dalla velocità, dallo stato e dalla temperatura, evidenziando la condizione necessaria per l'emergere di instabilità termiche con comportamento di rafforzamento della velocità. Descriviamo quindi l'emergenza di eventi a slittamento lento in un sistema di scorrimento a molla semplificato in condizioni non isoterme. Infine, spieghiamo il pattern di ricorrenza e la distribuzione di scorrimento correlativa delle sorgenti LFE superficiali utilizzando simulazioni tridimensionali. Una volta sintonizzato sulle osservazioni sismo-geodetiche, il modello ci permette di discutere l'intervallo dinamico di temperatura durante il ciclo sismico e le sue implicazioni per il tessuto di faglia nella crosta media, al di sotto della zona sismogenica.

## RISULTATI

### Legge costitutiva attivata termicamente per lo scorrimento di faglia

Simuliamo l'evoluzione accoppiata dello scorrimento e della temperatura lungo la faglia di SanAndreas utilizzando il modello amicrofisico dell'attrito dipendente dalla velocità, dallo stato e dalla temperatura basato sull'evoluzione dell'area reale di contatto (20), per cui la resistenza all'attrito prende la forma

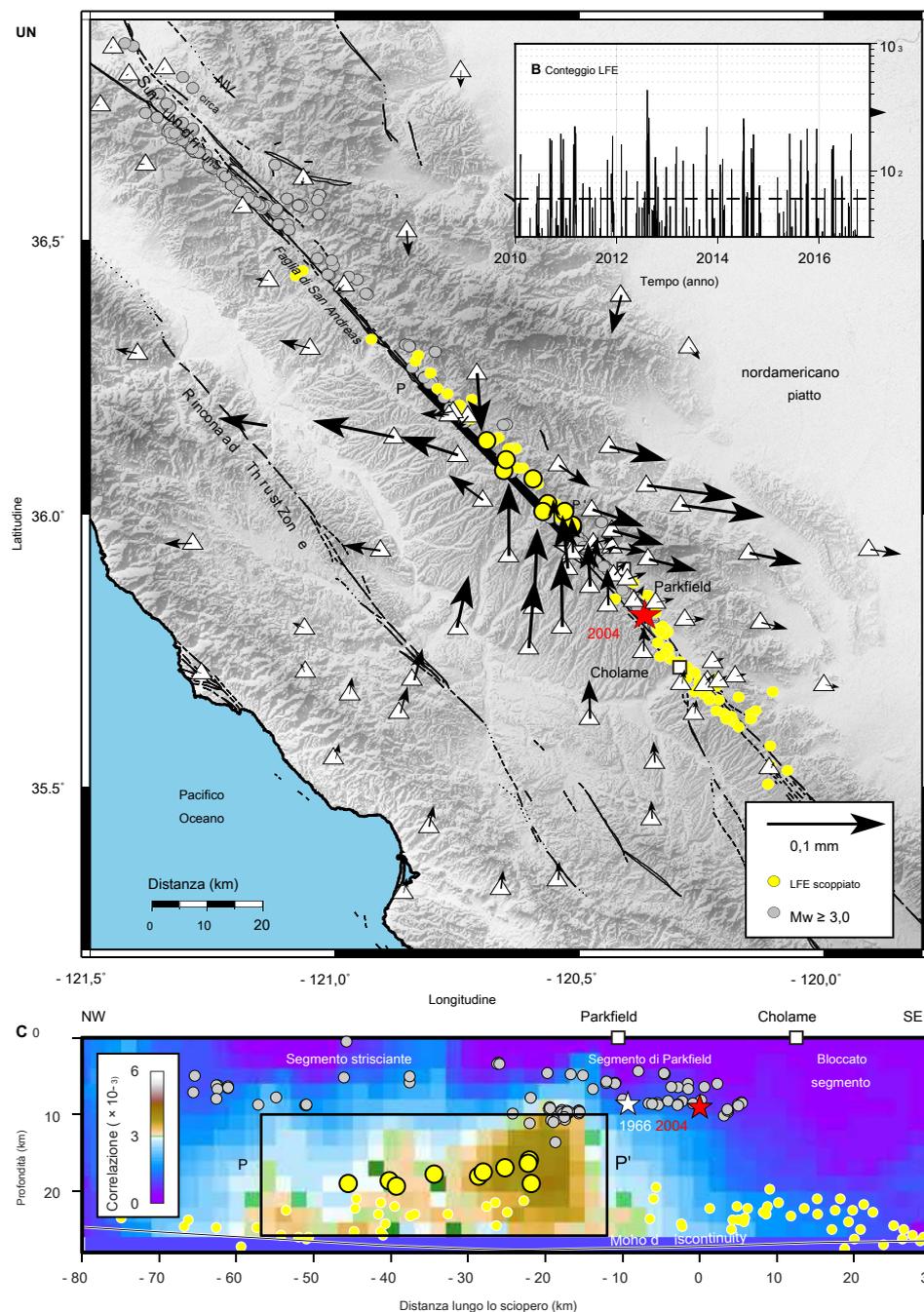
$$\tau = \tau_0 \left( -\frac{V}{V_0} \right)^{-b} \exp \left[ \frac{Q}{RT} \right] \left( \frac{un'}{RT} - 1 \right) \quad (1)$$

dove  $\tau$  e  $\tau_0$  sono il taglio e la sollecitazione normale effettiva sulla faglia;  $V$  e  $V_0$  sono rispettivamente la velocità di scorrimento e l'età dell'asperità di contatto;  $b$ ,  $un'$  e  $T_0$  sono rispettivamente coefficiente di attrito di riferimento, velocità e temperatura;  $un' \ll 1$  e  $b \ll 1$  sono esponenti di potenza; e  $Q$  è un'energia di attivazione per l'effetto diretto della temperatura. L'età del contatto è trattata come una variabile di stato con la legge di evoluzione attivata termicamente

Copyright © 2020  
Gli autori, alcuni  
diritti riservati;  
licenziario esclusivo  
Associazione americana  
per l'Avanzamento  
di Scienze. Nessun diritto al  
governo originale degli Stati Uniti  
Lavori. Distribuito  
sotto una creatività  
Attribuzione dei beni comuni  
Non commerciale  
Licenza 4.0 (CC BY-NC).

<sup>1</sup> State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Pechino, Cina. <sup>2</sup> University of Southern California, Los Angeles, CA 90007, USA.

\* Autore corrispondente. E-mail: sbarbot@usc.edu



**Fig. 1. LFE profondi e scivolamento lento lungo la faglia di San Andreas.** (UN) LFE ( $10^2$ ) (cerchi gialli) e sismicità  $M_w \geq 3$  dal catalogo del Northern California Earthquake Data Center (NCEDC) (cerchi grigi) per il periodo 2004-2017. Le 10 famiglie LFE con una profondità superiore a 20 km sono contrassegnate da un contorno nero. I terremoti del  $M_w 6.0$  Parkfield del 1966 e del 2004 sono contrassegnati rispettivamente dalle stelle bianche e rosse. Gli spostamenti (vettori neri) nei siti GPS (triangoli bianchi) sono dovuti a un grande evento di slittamento lento simulato di  $M_w 4.72$ , la cui distribuzione dello scorrimento è mostrata nella Figura 3B. (B) Comportamento temporale delle 10 famiglie LFE più superficiali a nord-ovest di Parkfield. (C) Sezione trasversale verticale lungo la faglia di San Andreas. Il colore di sfondo, associato a un coefficiente di correlazione, indica la probabile posizione di un evento di slittamento lento che guida il LFE più superficiale ( $10^2$ ).

$$\dot{\sigma} = \exp \left[ -\frac{H}{RT} \left( 1 - \frac{V}{L} \right) \right] \quad (2)$$

accelerazione della guarigione e rafforzamento dipendente dal tempo, che porta a una competizione tra i due effetti opposti sullo stato stazionario forza ( $15$ ). In condizioni isoterme con  $T = T_0$ , Eq. 1 e 2 ri-

dove  $L$  è una distanza di indebolimento caratteristica sulla quale il sistema evolve verso lo stato stazionario e  $H$  è l'entalpia di attivazione per la legge dell'invecchiamento ( $21$ ).

temperatura porta ad un immediato

La temperatura può variare dinamicamente a causa del taglio

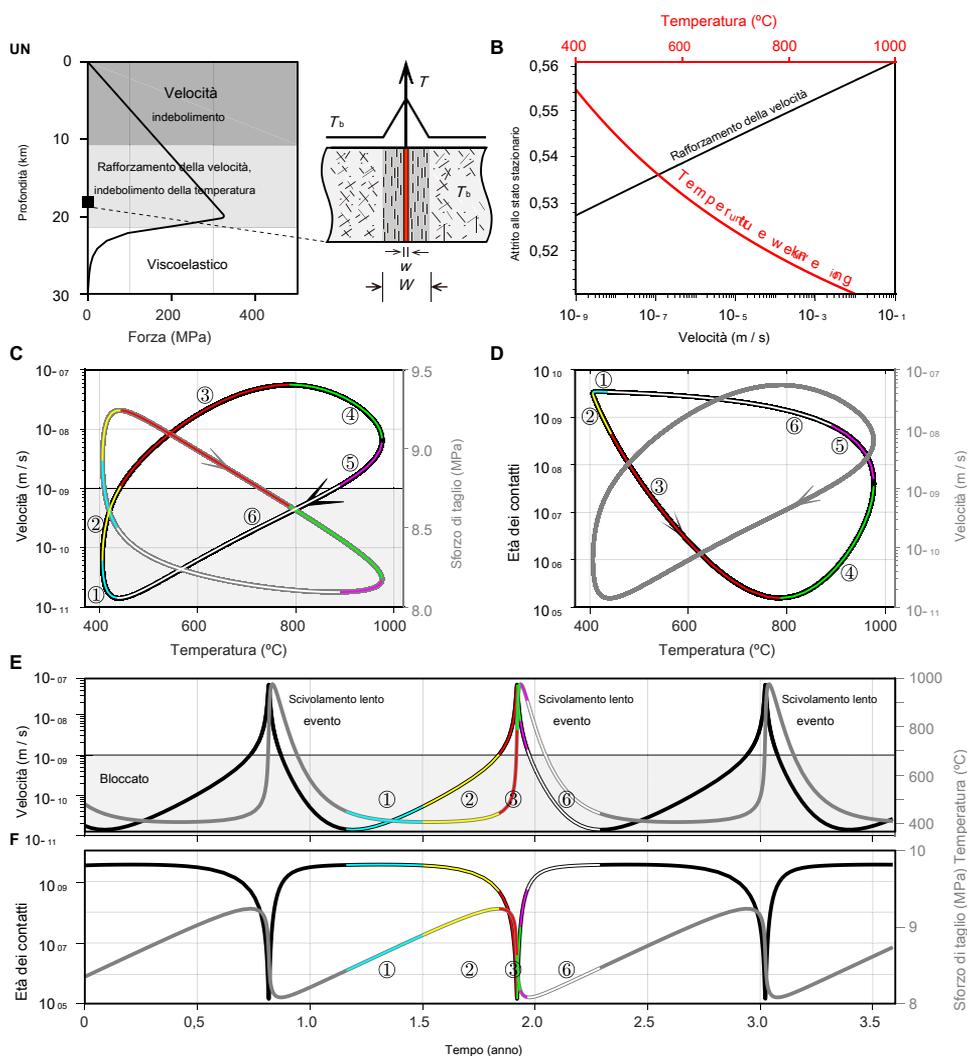
riduzione della forza di attrito chiamata effetto diretto, ma anche riscaldamento e diffusione del calore. Consideriamo che la deformazione si verifica in

una zona di taglio attiva con un nucleo di faglia di ~ 1 m di spessore costituito da diverse superfici di scorrimento primarie subparallele, parzialmente sovrapposte che localizzano lo scorrimento su un ~ Strato di taglio attivo di 1 mm di spessore. La localizzazione dello slittamento di faglia durante ogni singolo evento di slittamento rende efficiente il riscaldamento per taglio, anche se la zona di taglio compressiva può essere piuttosto ampia se si considerano tutte le superfici di scivolamento primarie e secondarie lasciate indietro da eventi precedenti. Poiché le superfici di scorrimento primaria e secondaria possono sovrapporsi parzialmente, il gradiente di temperatura è inferiore all'interno del nucleo della faglia che all'esterno di esso e la diffusione della temperatura all'interno del nucleo della faglia è inefficiente. Al contrario, a causa della loro elevata densità di frattura, le rocce danneggiate all'esterno del nucleo della faglia hanno spesso una permeabilità faglia-perpendicolare più alta e possono allontanare efficacemente il calore dalla faglia ( 22). Inoltre, a causa delle scale di lunghezza ampiamente diverse coinvolte, la diffusione termica nella direzione parallela alla faglia può essere trascurata. Per mantenere il problema trattabile, possiamo approssimare questa impostazione strutturale considerando una membrana diffu-

in cui la temperatura di guasto può essere trattata come un'altra variabile di stato con la legge di evoluzione

$$\dot{T} = - \frac{D}{W^2} (T - T_b) + \frac{w \cdot \dot{\gamma}}{c} \quad (3)$$

dove  $T$  è la temperatura nella zona di taglio,  $D$  è la diffusività termica media nella zona di danneggiamento dello spessore circostante  $W$ , il Prodotto  $\cdot c$  è il calore specifico per unità di volume nella zona di guasto,  $T_b$  è la temperatura del bagno al di fuori della zona di guasto, che viene considerata in condizioni drenate, isoterme e  $w$  è lo spessore dello strato di taglio attivo (Fig. 2). Trascuriamo l'evoluzione della pressione dei pori sulla faglia e il suo effetto sulla forza. Le equazioni da 1 a 3 formano un quadro costitutivo completo per l'evoluzione dell'attrito e dello slittamento di faglia. La dinamica del sistema è infine controllata dalla distribuzione spaziale delle proprietà termomeccaniche e dai meccanismi di distribuzione delle sollecitazioni ( 7).



**Fig. 2. Instabilità termiche in un gruppo cursore a molla. (UN)** Profilo di resistenza schematico che mostra la crosta superficiale che indebolisce la velocità sopra una crosta media che rafforza la velocità e una crosta inferiore duttile. Un cerotto di faglia che rafforza la velocità e indebolisce la temperatura subisce il riscaldamento per taglio nello strato di taglio attivo di spessore  $w$ . Temperatura si diffonde alla temperatura del bagno  $T_b$  attraverso una zona di faglia di spessore  $W$ . **(B)** Dipendenza dell'attrito stazionario dalla velocità e dalla temperatura. **(C)** Ripetere i cicli tra velocità e temperatura, sollecitazione di taglio e temperatura. **(D)** Ripeti i cicli tra età di contatto e temperatura, velocità e temperatura. Diverso le fasi sono indicizzate ordinariamente ed etichettate con colori diversi. **(E)** Evoluzione della velocità e della temperatura durante tre eventi a scorrimento lento. **(F)** Corrispondente evoluzione dell'età del contatto e dello sforzo di taglio.

Scaricato da <http://advances.sciencemag.org/> 18 settembre 2020

### Eventi di slittamento lento come instabilità termiche

Per prima cosa esploriamo la gamma di condizioni fisiche per l'emergere di eventi di slittamento lento con durata di settimane e tempi di ricorrenza dell'ordine di 1 anno utilizzando un gruppo cursore a molla controllato dalle Eq. Da 1 a 3. L'emergere di instabilità di attrito è condizionata dalla dipendenza dalla velocità e dalla temperatura dell'attrito allo stato stazionario ( 21, 15).

Si verifica un indebolimento della velocità  $un' - b < 0$  e rafforzamento della temperatura per  $aQ - bH < 0$ . Per spiegare l'emissione sismica al di sotto della zona sismogenica coerente con i dati di laboratorio sulle rocce granitiche e la sgorbia al quarzo, ci concentriamo su un rafforzamento della velocità ( $un' - b > 0$ ) ma che indebolisce la temperatura ( $aQ - bH > 0$ ) patch di errore incorporata in

una matrice rocciosa a temperatura  $T_b = 400$  °C, rappresentativo delle condizioni medio-croscali con un gradiente geotermico di 20 °C / km. Eventi a slittamento lento

emergono per un'ampia gamma di parametri termomeccanici, ma presentiamo un caso in cui la temperatura di picco durante tutto il ciclo sismico rimane al di sotto del liquidus del granito umido, tra 900 ° e 1100 °C a seconda della composizione. I parametri fisici sono riassunti nella tabella S1.

Lontano dalle condizioni iniziali, quando il sistema è continuamente caricato a velocità costante, il sistema meccanico oscilla in orbite chiuse formate da qualsiasi coppia tra velocità, attrito, età di contatto e temperatura, in cicli ripetuti (Fig.2). Il sistema attraversa sei fasi con distinti modelli di velocità, temperatura o stress. Una lunga nucleazione inizia nella fase 1, quando lo stress si accumula, ma la diffusione continua a dominare l'evoluzione della temperatura. All'inizio della fase 2, lo sforzo di taglio è sufficiente perché il riscaldamento per taglio prevalga sulla diffusione e la temperatura inizi ad aumentare. Nella fase 3, l'indebolimento della temperatura accelera lo scorrimento della faglia, portando a un picco nella velocità di scorrimento quando viene raggiunto lo stato stazionario. A questo punto, la temperatura è abbastanza alta da far sì che la guarigione domini l'evoluzione dello stato, il che rafforza il contatto e riduce la velocità di scivolamento. Un picco di temperatura viene raggiunto alla fine della fase 4. All'inizio della fase 5, lo sforzo di taglio è sufficientemente basso da consentire alla diffusione di dominare l'evoluzione della temperatura. Il passaggio tra gli stadi 4 e 5 è un punto di flesso della temperatura. Durante la fase 6, la temperatura ritorna ai livelli di fondo, il guasto si blocca di nuovo e lo stress ricomincia lentamente ad accumularsi. Poiché velocità e temperatura covano, la temperatura è spesso sfasata, con, ad esempio, raffreddamento ritardato rispetto alla decelerazione di scorrimento. Queste fasi si svolgono in modo strettamente periodico a causa dell'assenza di qualsiasi contrasto reologico. La risposta meccanica di un gruppo cursore a molla con attrito che indebolisce la temperatura e rafforza la velocità contrasta con il caso dell'attrito isoteramico e che indebolisce la velocità poiché la guarigione e il rinforzo accelerati associati alle alte temperature nel primo consentono cicli ripetuti di rallentamento. eventi di slittamento senza smorzamento delle radiazioni sovradimensionato.

Questo semplice modello dimostra come l'influenza della temperatura sulla guarigione da contatto e la forza dello scorrimento per attrito possano governare la nucleazione, la propagazione e l'arresto di eventi profondi a scorrimento lento. Una maggiore complessità nei tempi, nel momento e nella durata della ricorrenza emerge da simulazioni tridimensionali più sofisticate.

### Eventi di slittamento lento profondo sulla faglia di San Andreas

Basandoci sulle intuizioni di un semplice modello, ora simuliamo gli eventi profondi di scorrimento lento lungo la faglia di San Andreas su una faglia planare finita incorporata in un semispazio elastico utilizzando il metodo integrale al contorno ( 7, 23). Usiamo l'approssimazione dello smorzamento delle radiazioni ( 24),

poiché trascurare il trasferimento dello stress mediato dalle onde è appropriato nel regime a scorrimento lento.

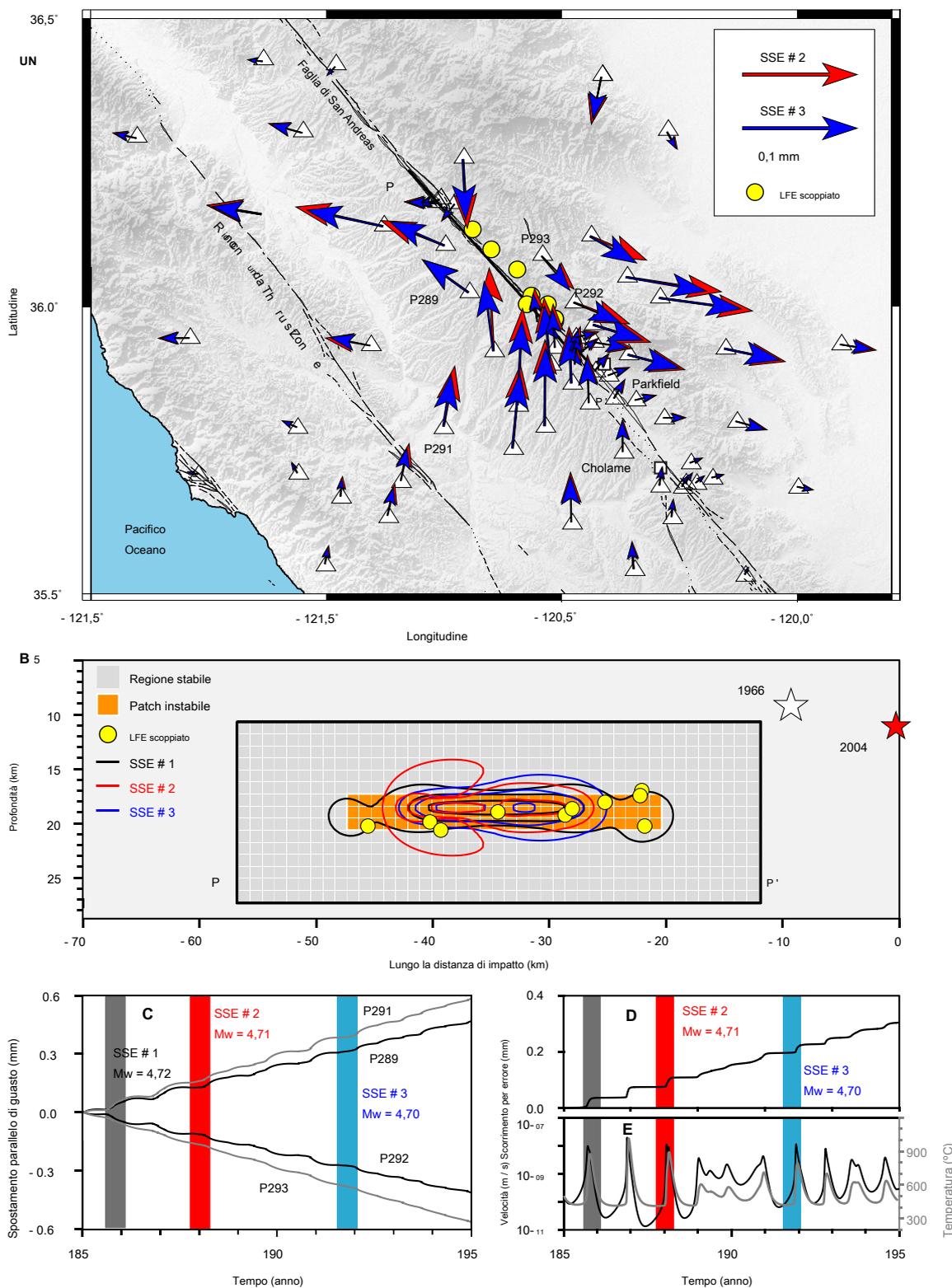
Consideriamo un dominio rettangolare da 10 a 26 km di profondità estende da 12 a 58 km a nord-ovest di Parkfield con proprietà di rafforzamento della velocità e di indebolimento della temperatura (Fig. 3). Le proprietà termomeccaniche sono uniformi, ad eccezione dello spessore dello strato di taglio attivo e della temperatura di fondo. Assegniamo uno spessore della zona di taglio attiva stretta di 0,14 mm in una zona rettangolare centrata attorno alle sorgenti LFE più superficiali per promuovere un comportamento instabile e lo sviluppo di instabilità termiche in questa regione (Fig. 3). Lo spessore dello strato di taglio adottato è nella gamma bassa delle osservazioni sul campo ( 25). Al di fuori della regione instabile, utilizziamo un valore molto più grande per promuovere la stabilità. Per la temperatura di fondo utilizziamo un gradiente termico di 21 °C / km con una temperatura superficiale di 15 °C. I parametri fisici sono riassunti nella tabella S2. Uno stress normale efficace basso

$$\bar{\sigma} = 20 \text{ MPa è}$$

necessario per riprodurre la durata e i tempi di ricorrenza delle esplosioni di LFE, indicando una pressione del fluido nei pori quasi litostatica. In generale, una tensione normale bassa ostacola un riscaldamento efficiente del taglio, ma questo è compensato nella regione instabile stretta da una zona di taglio attiva sottile. Simuliamo la dinamica dello slittamento di faglia sulla faglia profonda di San Andreas per un periodo di 300 anni e ci concentriamo su un decennio rappresentativo che mostra un'ampia gamma di dimensioni di rottura. Il lungo tempo di simulazione ci consente di esaminare il raggruppamento spazio-temporale a lungo termine di eventi di rallentamento e di mitigare il possibile bias dalle condizioni iniziali.

Otteniamo una complessa sequenza di eventi a scorrimento lento associati a instabilità termiche che emergono spontaneamente. Grandi variazioni delle distribuzioni cumulative di scorrimento possono essere trovate tra gli eventi di scivolamento lento, poiché la rottura può talvolta propagarsi lontano nella regione stabile circostante a causa della transizione graduale dallo scivolamento lento all'after-slip e quindi richiudendosi vicino alla regione della sorgente (Fig. 3). La simulazione degli spostamenti della superficie presso le stazioni del Global Positioning System (GPS) durante il ciclo sismico indica un debole contributo degli eventi di slittamento lento, pari a meno di 1 mm in un decennio, spiegando la sfida posta dalla loro rilevazione geodetica ( 11). L'evoluzione accoppiata di slittamento, sollecitazione e temperatura durante il ciclo sismico (Fig. 4) mostra alcune differenze notevoli con il modello più semplice a molla scorrevole, poiché in un modello tridimensionale può verificarsi una maggiore complessità nei modelli di ricorrenza. La sequenza di eventi a scorrimento lento è aperiodica con rotture totali e parziali di dimensioni variabili della zona instabile. Lo slittamento per evento è in media di  $30 \cdot m$  distribuiti su 3 km, che portano a cali di sollecitazione dell'ordine di 1 kPa, sufficientemente piccoli perché il ciclo a slittamento lento sia perturbato dalle sollecitazioni di marea, che sono dell'ordine di 0,1 e 4 kPa per le componenti di taglio e normali, rispettivamente ( 26).

La simulazione numerica genera un ampio catalogo di eventi di magnitudo momento (Mw) da 2,4 a 4,72, con una concentrazione di eventi con  $Mw \sim 4.5$  (Fig.5), in base alla magnitudo media degli eventi geodeticamente determinati ( 11). Tuttavia, il modello suggerisce un'ampia gamma di dimensioni degli eventi a causa della forma allungata della regione instabile. Gli eventi di slow-slip simulati si ripetono ogni poche settimane fino a circa 20 mesi, più frequentemente tra 1 e 4 mesi, con una durata tra 1 e 5 settimane, con la maggior parte degli eventi che si propagano da 1 a 3 settimane, condividendo le caratteristiche dei burst di LFE ( Fig.5, A e B). La relazione momento-durata degli eventi simulati occupa un ampio spazio delineato da scalatura lineare e cubica (Fig. 5C), compatibile con varie valutazioni della scalatura momento-durata di eventi naturali a slittamento lento in altri contesti tettonici ( 27, 28). Tuttavia, il ridimensionamento momento-durata differisce per eventi lenti e veloci, implicando diverse proprietà della sorgente legate alla velocità di scorrimento e al riscaldamento di taglio.



**Fig. 3. Simulazioni numeriche di eventi di slow slip sulla faglia di San Andreas.** (UN) Spostamenti della superficie prodotti da due eventi di scorrimento lento che rappresentano rotture parziali dell'area instabile di indebolimento della temperatura. (B) Distribuzione dello scorrimento di eventi di scorrimento lento con linee di contorno per uno scorrimento cumulativo di 10, 20 e 30 mm. Il contorno nero è per l'evento di slittamento lento di Mw4.72 mostrato in Fig.1. (C) Spostamenti simulati della superficie parallela alla faglia per le stazioni GPS P292, P293, P289 e P291. (D) Slip history al centro della patch instabile. (E) Evoluzione temporale della velocità di scorrimento (nero) e della temperatura (grigio) al centro del cerotto.

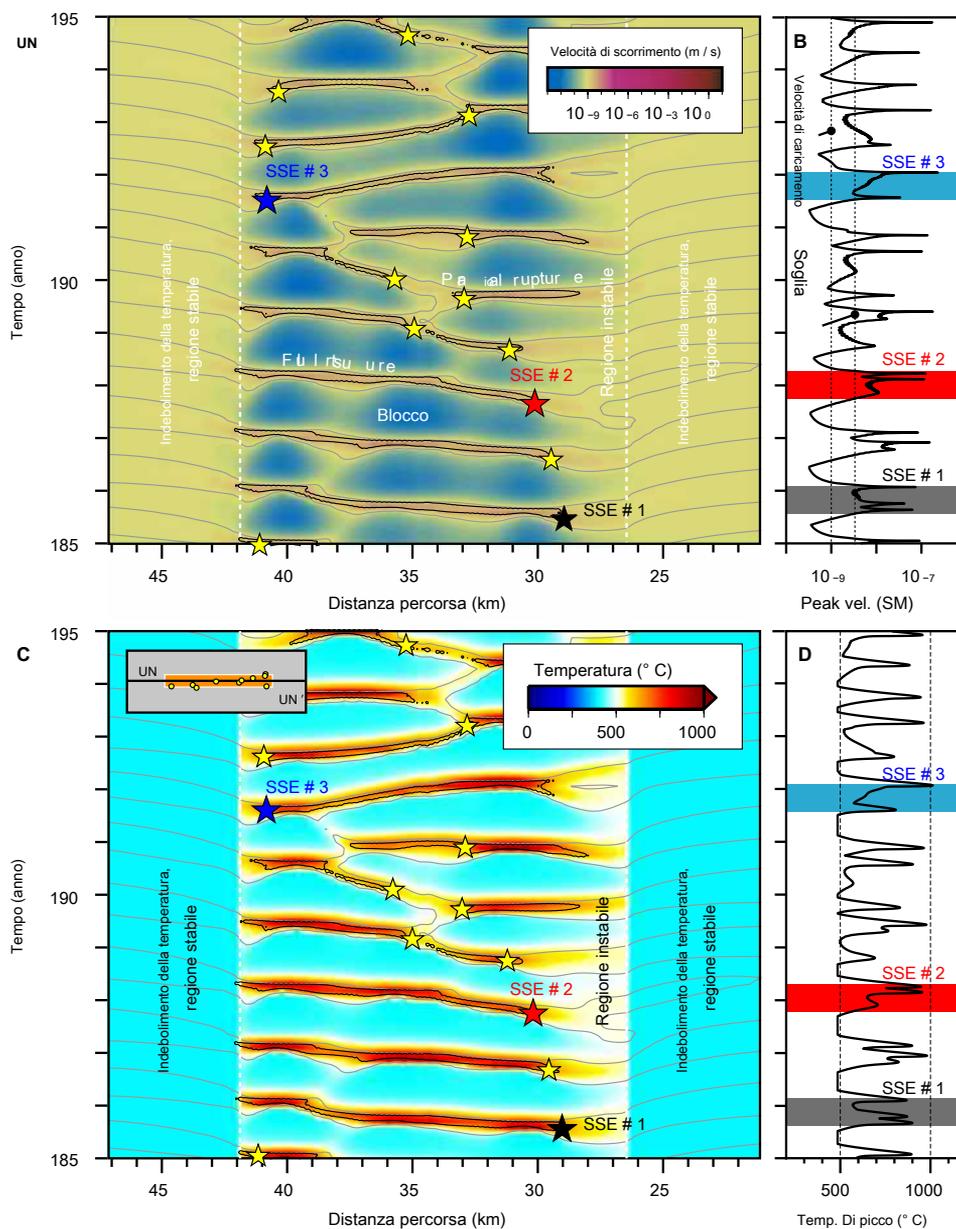


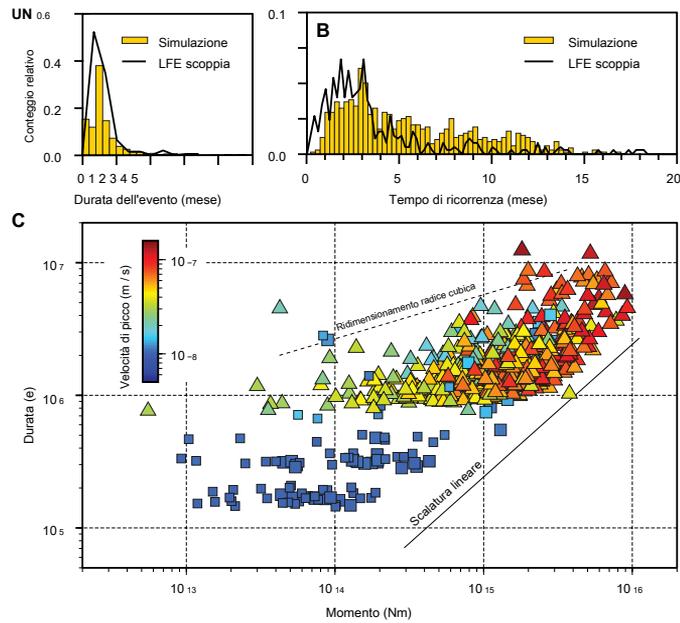
Fig. 4. Evoluzione spazio-temporale della velocità di scivolamento e della temperatura lungo la faglia di SanAndreas. (UN) Profilo di velocità orizzontale AA' a 17 km di profondità che mostra un complesso sequenza di eventi a scorrimento lento. L'inserito individua il profilo. Le linee grigio chiaro e scure indicano il contorno della velocità di 1 e 3 nm / s, rispettivamente. I profili scuri indicano una velocità superiore a 3 nm / s. (B) Evoluzione della massima velocità ovunque sulla colpa. (C) Evoluzione della temperatura sul profilo AA'. I contorni sono gli stessi di (A). (D) Evoluzione della temperatura massima ovunque sulla faglia.

La concordanza del modello con i vari vincoli sismo-geodetici sulla ricorrenza degli sciami LFE e sugli eventi di slow-slip sottostanti ci dà fiducia per discutere altre previsioni del modello che non possono essere valutate direttamente sulla base di dati geofisici. L'evoluzione della temperatura nella regione instabile di indebolimento della temperatura (Fig.4) rivela che il riscaldamento per taglio durante eventi di rallentamento può aumentare la temperatura sulla faglia di centinaia di gradi, superando sistematicamente il solidus del granito umido, cioè circa 600 ° C a 20 km di profondità, ma raggiunge raramente il liquidus umido, intorno ai 900 ° - 1100 ° C. La distribuzione della temperatura è altamente eterogenea, con le temperature più alte raggiunte solo al centro delle distribuzioni di scorrimento, dove sia la velocità di scorrimento che quella di scorrimento

raggiungono il loro massimo locale. Durante questi impulsi di alta temperatura della durata di una settimana, la velocità massima raggiunge solo circa 10<sup>-7</sup> m / s, molto al di sotto del regime sismico.

**DISCUSSIONE**

I nostri risultati indicano che lo scioglimento parziale può verificarsi intorno a faglie dovute al riscaldamento per taglio, anche se la deformazione è per lo più asismica, caratterizzata da velocità di picco di scorrimento solo cento volte superiori alla velocità tettonica (circa 1 nm / s) ma molto inferiori rispetto al regime sismico (circa 1 m / s). Queste inferenze sono compatibili con le osservazioni di iniezioni di vene di pseudotachiliti (29) e coccarda



**Fig. 5. Schema di ricorrenza di Parkfield LFE ed eventi simulati.** (UN) Istogrammi dei tempi di ricorrenza per eventi simulati a slittamento lento (barre) e per le 10 sorgenti LFE superficiali (profilo spesso). (B) Istogrammi della durata degli eventi per eventi a slittamento lento simulati e le stesse sorgenti LFE. (C) Ridimensionamento momento-durata per il catalogo di eventi a scorrimento lento simulati. La scala per le relazioni lineare (linea continua) e cubica (linea tratteggiata) viene mostrata come riferimento. È possibile determinare due gruppi di eventi in base a

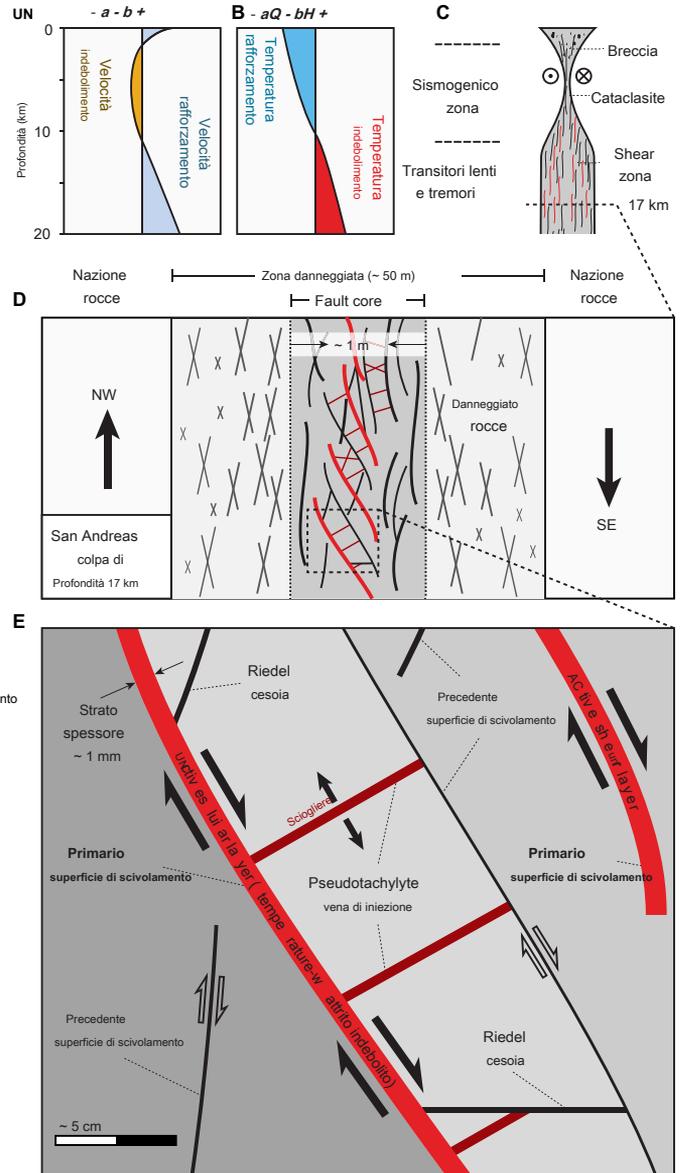
la velocità di picco, inferiore (quadrati) o superiore (triangoli)  $V_{pico} = 1,6 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ , associato a un diverso ridimensionamento momento / durata.

strutture ( 30, 31) in corrispondenza di zone di faglia esumate che associano la presenza di fluidi caldi o fusi a deformazioni rapide e localizzate. Tuttavia, i nostri risultati suggeriscono che questi e altri proxy ad alta temperatura ( 29)

può essere compatibile con il regime a scorrimento lento, riconciliando osservazioni simili da esperimenti di laboratorio su cataclasi granitoidi ( 32).

Il nostro modello non risolve in modo esplicito le emissioni sismiche, che operano su scale di lunghezza e scale temporali più brevi. Tuttavia, date le temperature vicine al liquidus raggiunte in alcuni punti, lo slittamento rapido può essere causato da un indebolimento istantaneo associato a uno scioglimento parziale in punti caldi isolati. Esperimenti di laboratorio ad alta velocità di scorrimento indicano che un forte indebolimento può essere associato con la lubrificazione della superficie di faglia mediante fusione parziale ( 33), da sgorbia amorfizzazione ( 34), o mediante pressurizzazione dei fluidi dei pori ( 35), tutti i fenomeni attivati termicamente associati al riscaldamento per taglio. Considerando la probabile presenza di pseudotachiliti, ipotizziamo che l'indebolimento del flash possa essere attivato durante gli eventi di slittamento lento di Parkfield nelle posizioni in cui viene raggiunta la temperatura di quasi liquidus, nonostante la velocità di scorrimento bassa complessiva. Queste sacche di fusione parziale possono popolare la faglia in vari punti durante il ciclo sismico a seguito delle ombre di sollecitazione da rotture precedenti o essere associate a un'eterogeneità che migliora il riscaldamento di taglio locale, come un aumento dello stress normale o una zona di taglio attiva più sottile. Poiché le regioni che raggiungono le temperature più elevate rappresentano una piccola frazione della distribuzione di slittamento di qualsiasi evento di slittamento lento, ciò può spiegare la predominanza della deformazione asismica nel momento cumulativo dello slittamento lento.

La deformazione spontanea nella crosta centrale, potenzialmente associata alla fusione parziale, è contraria a un controllo dall'alto verso il basso sulle dinamiche crostali ( 13). Invece, il feedback positivo tra il riscaldamento di taglio e l'attrito che indebolisce la temperatura fornisce a



**Fig. 6. Proprietà meccaniche schematiche della faglia di SanAndreas in Inghilterra regime.** (UN) Dipendenza dalla profondità delle proprietà di attrito allo stato stazionario  $u^n - b$  che controllano la dipendenza dalla velocità. (B) Dipendenza dalla profondità delle proprietà di attrito allo stato stazionario  $aQ - bH$  che controllano la dipendenza dalla temperatura. Le instabilità termiche possono verificarsi in un dominio di indebolimento della temperatura, a seconda delle condizioni di stabilità. (C) Tessuto di faglia in profondità e comportamento del ciclo sismico. (D) Sezione orizzontale di una zona di taglio alla radice della faglia di San Andreas con superfici di scivolamento multistrand. (E) Dettagli del nucleo della faglia con superfici di scorrimento primarie associate al riscaldamento per taglio e vene di iniezione di pseudotachiliti risultanti dalla fusione parziale durante eventi di scorrimento lento.

meccanismo per lo sviluppo spontaneo di instabilità termiche nella crosta media, anche al di fuori di qualsiasi perturbazione del ciclo sismico nella zona sismogena. La complessità dei pattern di ricorrenza di eventi a slittamento lento associati a rotture totali e parziali della regione di indebolimento della temperatura esemplifica come lo slittamento lento transitorio possa ridistribuire lo stress e innescare LFE in vari momenti e luoghi, fornendo un contesto esplicativo per la variazione lungo lo sciopero dell'attività LFE lungo la faglia di San Andreas. Se lo scorrimento è accelerato da

indebolendo i processi, il trasferimento dello stress mediato dallo scorrimento può operare in modo efficiente a distanze maggiori rispetto al trasferimento dello stress statico o mediato dalle onde.

Le osservazioni sismologiche e geodetiche collettive presso il segmento Parkfield della faglia di San Andreas illuminano un quadro coerente del comportamento della zona di faglia nello strato fragile (Fig. 6). Considerare la dipendenza dalla velocità della resistenza di attrito aiuta a definire l'estensione della zona sismogenica, presumibilmente associata a una stretta interfaccia cataclastica (16). Al di sotto della zona sismogenica, il tessuto di faglia può essere costituito da uno strato di taglio attivo più spesso costituito da una rete distribuita di superfici di scorrimento primarie all'interno di un nucleo di faglia. In questa zona di taglio attiva, la resistenza di attrito diminuisce con una temperatura più elevata e possono svilupparsi instabilità di attrito, a seconda della configurazione interna della zona di taglio, che influisce sulla condizione di stabilità. La zona di taglio può diventare milonitica a profondità maggiori, al di sotto della transizione fragile-duttile.

Le instabilità termiche rappresentano un'interpretazione robusta per gli eventi di lento scorrimento nella crosta continentale, al di sotto della zona sismogenica, perché le proprietà di indebolimento della temperatura delle rocce quarzofeldspatiche in queste condizioni sono ben vincolate da esperimenti di laboratorio. Le instabilità termiche possono verificarsi in altre impostazioni tettoniche poiché è stato dedotto un attrito simultaneo di rafforzamento della velocità e indebolimento della temperatura per il carbonato (36), fillosilicato (37, 38), calcite (39), e sgorbie di serpentine in varie condizioni idrotermali. Tuttavia, le instabilità a scorrimento lento al di sotto della zona sismogenica nelle zone di subduzione possono essere causate da diversi processi dovuti all'attrito della serpentine che indebolisce la velocità e rafforza la temperatura (40) in queste condizioni e la predominanza della circolazione del fluido.

Mentre le proprietà di indebolimento della velocità e di rafforzamento della temperatura delle rocce granitiche a bassa temperatura, le condizioni idriche sono importanti per definire i confini della zona sismogenica, le proprietà di rafforzamento della velocità e di indebolimento della temperatura delle rocce quarzofeldspatiche nelle zone di taglio a temperature più elevate Le ture possono svolgere un ruolo importante sulla resistenza della crosta media nel regime fragile e per la rapida ridistribuzione dello stress attraverso eventi di scorrimento lento e terremoti lenti al di sotto della zona sismogenica.

**MATERIALI E METODI**

**Modello costitutivo per faglia antiscivolo con attivazione termica**

Adottiamo un modello microfisico dove la velocità di scorrimento è controllata dall'area delle giunzioni di contatto che supportano il taglio e i carichi normali (20), basata sulla relazione costitutiva

$$V = V_0 UN \left( \frac{\tau}{\tau_0} \right)^{-1} \exp \left[ - \frac{Q}{R(T - T_0)} \right] \quad (4)$$

dove V è la velocità di scorrimento,  $\tau$  è la norma della trazione al taglio risolto sul piano di faglia, T è la temperatura assoluta locale,  $\tau_0$  è il coefficiente di attrito statico alla velocità  $V_0$  e la temperatura  $T_0$ . UN è la reale area di contatto divisa per la superficie nominale,  $\sigma$  è la durezza dell'impronta del materiale difettoso e  $un' \ll 1$  è un esponente di potenza. Lo slittamento di guasto viene attivato termicamente seguendo una legge di Arrhenius con l'energia di attivazione Q e la costante universale dei gas R.

La reale area di contatto dipende principalmente dallo stress normale effettivo ed è modulata dai cambiamenti nella forma delle microasperità e dalla qualità del contatto. L'appiattimento delle microasperità aumenta l'area reale delle giunzioni di contatto e aumenta la forza della faglia. La sminuzzatura durante lo scivolamento della faglia riduce la media

area di contatto e indebolisce il guasto. Altri processi possono aumentare la qualità del contatto, che può essere acquisito considerando un'area di contatto efficace. Questi effetti possono essere catturati da una dipendenza dell'area reale di contatto dallo stress normale effettivo e da una variabile di stato

$$A = \sigma_n^{-b} \left( \frac{V}{V_0} \right)^a \quad (5)$$

dove  $\sigma_n$  è l'effettivo stress normale che tiene conto dell'effetto della pressione interstiziale, L è la distanza di indebolimento caratteristica,  $b \ll 1$  è un esponente di potenza e  $a$  rappresenta l'età del contatto (20).

La relazione costitutiva utilizzata nello studio nasce dalla prima combinazione di Eq. 4 e 5 per ottenere

$$V = V_0 \left( \frac{\tau}{\tau_0} \right)^{-1} \exp \left[ - \frac{Q}{R(T - T_0)} \right] \left( \frac{V}{V_0} \right)^a \quad (6)$$

quindi riformulando l'Eq. 6 per esprimere la resistenza d'attrito in funzione delle altre variabili di controllo, per ottenere la relazione reciproca

$$\tau = \tau_0 \left( \frac{V}{V_0} \right)^{-\frac{1}{a}} \exp \left[ - \frac{aQ}{R(T - T_0)} \right] \quad (7)$$

che è l'Eq. 1. I parametri a, b, e L hanno la stessa funzione della formulazione classica dell'attrito dipendente dalla velocità e dallo stato (21, 15), che costituisce i termini lineari di un'espansione in serie di Taylor dell'Eq. 7.

La forza di colpa è modulata dall'evoluzione dell'area reale e dalla qualità del contatto attraverso il rapporto proposto (20)

$$\theta = \exp \left[ - \frac{H}{R(T - T_0)} \right] \frac{V\theta}{L} \quad (8)$$

dove H è l'entalpia di attivazione per la guarigione da contatto (15). Allo stato stazionario, la resistenza di attrito si riduce a

$$\tau = \tau_0 \left( \frac{V}{V_0} \right)^{-\frac{1}{a}} \exp \left[ - \frac{aQ - bH}{R(T - T_0)} \right] \quad (9)$$

indicando che si ottiene un comportamento di rafforzamento della velocità  $un' - b > 0$  e indebolimento della temperatura per  $aQ - bH > 0$ . Allo stato stazionario, a velocità di riferimento  $V_0$  e la temperatura di riferimento  $T_0$ , l'attrito resistenza semplifica a  $\tau = \tau_0$  vale a dire, la relazione semplificata spesso utilizzata come criterio di resa plastica (20).

**Dinamica di un assieme molla-cursore**

Consideriamo la dinamica di un assieme molla-cursore con le seguenti equazione che governa l'evoluzione dello stress

$$\dot{\tau} = -k(V - V_L) - \frac{G}{2V} \quad (10)$$

dove K è la rigidità elastica dell'elemento elastico,  $V_L$  è il carico tasso di ingaggio, G è la rigidità, V è la velocità di scorrimento e  $V_s$  è la velocità dell'onda di taglio. Il secondo termine a destra dell'Eq. 10 corrisponde all'approssimazione di smorzamento delle radiazioni. Eq. 3, 7, 8 e 10 formano un set completo di equazioni di governo che possono essere risolte con il metodo Runge-Kutta.

Un assieme molla-cursore è una semplice approssimazione per la dinamica di un'asperità di guasto isolata. Consideriamo il caso di una circolare

asperità del raggio che rafforza la velocità e indebolisce la temperatura  $R$  circondato da rocce di rigidità  $G$ . A seguito della caduta di tensione di Eshelby per un'asperità circolare, la rigidità elastica dell'elemento elastico è data da

$$k = -\frac{R}{16} \cdot G \quad (11)$$

Supponendo  $R = 500$  m,  $G = 32$  GPa, otteniamo  $k = 44$ MPa / m. Noi usiamo  $a = 10^{-2}$  e  $un' - b = 4 \times 10^{-3}$ , compatibile con la geologia post-sismica misurazioni detic in seguito all'evento Mw 6.0 del 2004 ( 41). Noi guidare il dispositivo di scorrimento con una frequenza di background di  $V_L = 31$  mm / anno, ovvero la faglia  $V_L = 1$  nm / s, compatibile con la velocità di strisciamento profonda a lungo termine della temperatura di San Andreas ( 42). Per la temperatura di riferimento, usiamo stato stazionario della legge di evoluzione (Eq.3)

$$T_0 = T_{b+} - \frac{0 \cdot V}{W \cdot c - D} \quad (12)$$

Gli esperimenti di laboratorio forniscono vincoli all'energia di attivazione  $Q$  ed entalpia di attivazione  $H$  nell'intervallo da 40 a 170 kJ / mol ( 15, 43), con un valore medio di  $89 \pm 23$  kJ / mol per sgorbia al quarzo umido ( 15). Il modello mostrato in Fig. 2 utilizza  $Q = 90$  kJ / mol e  $H = 60$  kJ / mol, corrispondente a  $aQ - bH > 0$ , comportamento di indebolimento della temperatura.

L'evoluzione termica (Eq. 3) dipende dallo spessore della zona di taglio  $w$ , la diffusività termica  $D$ , e lo spessore della zona danneggiata  $W$ . Noi usiamo  $D = 0,7$  mm<sup>2</sup> / s compatibile con le misurazioni di laboratorio per condizioni di media crosta ( 44). Identifichiamo i nostri valori preferiti per  $w$ ,  $W$ , e  $L$  da una ricerca Monte Carlo che penalizza eventi simulati a slittamento lento con tempi di ricorrenza e durata dell'evento significativamente diversi rispettivamente da 1 anno e 1 mese. Per ogni serie di parametri del modello termo-meccanico, simuliamo 300 anni di dinamica di faglia. Dopo aver scartato i primi 200 anni di simulazione per mitigare gli effetti indesiderati delle condizioni iniziali, stimiamo la durata e i tempi di ricorrenza dell'evento di rallentamento. Esploriamo lo spazio modello con circa 30.000 modelli avanzati di questo tipo. Il campionamento Monte Carlo fornisce una stima della funzione di densità di probabilità congiunta dei parametri del modello. La figura S1 mostra la distribuzione marginale dello spessore della zona di taglio attiva  $w$ , la distanza di diffusione  $W$ , e la distanza di indebolimento caratteristica  $L$ . La figura S1 mostra anche le densità di probabilità bivariate marginali per rappresentare i compromessi tra i parametri del modello. Modelli ragionevoli che producono eventi a scorrimento lento con tempi di ricorrenza e durata accettabili possono essere ottenuti per una gamma realistica di parametri del modello (fig. S2), con  $10^{-4} < w < 10^{-3}$  m,  $1 < W < 10$  me  $1 < L < 10$  mm. Il modello presentato in Fig. 2 utilizza  $W = 1,7$  m,  $w = 0,14$  mm e

$L = 3$  mm. Questa combinazione di proprietà fisiche concilia i vincoli di laboratorio e fornisce un intervallo ragionevole di temperatura, velocità di picco e tempo di ricorrenza rappresentativo delle famiglie LFE superficiali a nord-ovest di Parkfield e dei loro eventi di rallentamento associati. Le altre variabili rilevanti sono fornite nella tabella S1.

**Modellazione delle instabilità termiche su faglia aplanare**

Consideriamo una faglia planare incorporata in un semispazio elastico con la seguente equazione di governo per l'evoluzione delle sollecitazioni

$$\ddot{\mathbf{x}}(\mathbf{x}) = \int_{\Omega} \mathbf{K}(\mathbf{x}; \mathbf{y}) \cdot (\mathbf{V}(\mathbf{y}) - \mathbf{V}_L) d\mathbf{y} - \frac{G}{2V_L} \mathbf{x} \quad (13)$$

dove  $\mathbf{K}(\mathbf{x}; \mathbf{y})$  è il kernel di stress che mette in relazione la velocità di scorrimento alla posizione  $\mathbf{y}$  alla trazione sulla faglia in posizione  $\mathbf{x}$ ,  $\mathbf{V}$  è lo scorrimento istantaneo

vettore di velocità che comprende la composizione strike-slip e dip-slip nents, e  $V_L$  è il vettore della velocità di caricamento con una componente non banale solo nella direzione del colpo. L'area della faglia è indicata con  $\sigma \cdot \Pi$ . Il la simulazione numerica viene eseguita utilizzando il software Unicycle ( 40, 8), basato sul risolutore Runge-Kutta del quarto / quinto ordine e sul metodo dell'integrale al contorno.

Risolviamo le dinamiche di faglia su un segmento di faglia che si estende per 45 km di lunghezza e 16 km di larghezza, a partire da 10 km di profondità, 12 km a nord (Figg. 1C a ovest dell'epicentro del terremoto di Parkfield del 2004 Mw 6.0 Il piano di faglia è discretizzato e 3B). La faglia è verticale, colpisce 39 ° a nord-ovest. per catturare la lenta nucleazione con toppe quadrate di 200 m, un dominio tardivo sufficiente è il rafforzamento della velocità e delle instabilità termiche. Tuttavia, includiamo una regione instabile di 15 km di lunghezza e l'indebolimento della temperatura. centrato sulla famiglia LFE poco profonda con uno spessore 1 km di larghezza  $w = 0,14$  mm, favorendo un efficiente riscaldamento a taglio. La regione della zona di taglio sottile che arrotonda questo cerotto è stabile, con  $w \gg 1$  mm, che inibisce sur- l'effetto riscaldamento a taglio elevato. Il modello mostrato nelle Figg. 2 e 3 usi  $w = 1$  m per la regione stabile, ma abbiamo scoperto che qualsiasi valore maggiore di 1 mm produrrebbe risultati simili. La regione instabile è anche centrata nella posizione geodeticamente dedotta per gli eventi di slittamento lento correlativo ( 11).

Per la temperatura di fondo, indaghiamo diversi profili per la crosta continentale in base al regime termico della crosta di Parkfield ( 45). In primo luogo, assumiamo un pureture di  $T_b = 400$  ° C, un valore rappresentativo della temperatura trovata a 17 km di profondità, nella stretta regione instabile di 1 km di larghezza. In secondo luogo, consideriamo un gradiente termico di 21 ° C / km, che porta a una temperatura di 372 ° C al centro della zona di indebolimento della temperatura. La temperatura a profondità inferiori a 10 km e superiori a 26 km, cioè al di fuori del dominio modellato, non è rilevante. Assumiamo una tensione normale effettiva di 20 MPa e un modulo di taglio di  $G = 40$  GPa ( 46). Applichiamo il tasso di carico a lungo termine  $V_L = 10^{-9}$  m / s, compatibile con la tettonica determinata geodeticamente velocità di carico di 31 mm / anno. Gli altri parametri sono simili a quelli adottati nel modello a molla scorrevole e sono riassunti nella tabella S2. I risultati della simulazione rappresentativi per il modello con un gradiente geotermico sono mostrati nelle Figg. 3 e 4. Un confronto delle statistiche del tempo di ricorrenza e della durata degli eventi a slittamento lento per i modelli a temperatura uniforme e gradiente termico è mostrato in fig. S3. La scelta della temperatura di fondo nella regione di rafforzamento della temperatura stabile ha scarso impatto sul risultato del modello a causa del ristretto intervallo di profondità della regione instabile.

**Durata e tempo di ricorrenza dei burst LFE**

L'attività sismica che è chiaramente associata allo slittamento lento transitorio comprende un cluster di 10 famiglie LFE (cerchi gialli con contorno nero in Fig. 1). Per ciascuna delle 10 famiglie, raggruppiamo i tremori densamente raggruppati in diversi scoppi. I burst sequenziali sono separati da un periodo di quiescenza di giorni. I burst LFE risultanti tracciati rispetto al tempo sono mostrati in Fig. 1B. Selezioniamo i burst che includono più di 60 occorrenze LFE seguendo lo stesso criterio utilizzato per rilevare geodeticamente eventi di slow-slip ( 11). Quantifichiamo il tempo di quiescenza tra i cosiddetti burst. La loro frequenza di ricorrenza e un confronto con gli eventi a slittamento lento simulati sono mostrati in Fig. 4E. Un confronto delle simulazioni ipotizzando una temperatura di fondo uniforme o un gradiente termico finito è mostrato in fig. S3.

## MATERIALI SUPPLEMENTARI

Il materiale supplementare per questo articolo è disponibile su <http://advances.sciencemag.org/cgi/content/full/6/36/eabb2057> / DC1

## RIFERIMENTI E NOTE

- K. Obara, tremore profondo non vulcanico associato a subduzione nel sud-ovest del Giappone. *Scienza* **296**, 1679-1681 (2002).
- Ti Melbourne, FH Webb, lento ma non del tutto silenzioso. *Scienza* **300**, 1886-1887 (2003).
- DM Veedu, S. Barbot, I tremori di Parkfield rivelano rotture lente e veloci sulla stessa asperità. *Natura* **532**, 361-365 (2016).
- P. Segall, AM Rubin, AM Bradley, JR Rice, Rafforzamento dilatante come meccanismo per eventi di scivolamento lento. *J. Geophys. Res. Terra solida* **115**, B12305 (2010).
- A. Goswami, S. Barbot, Eventi a slittamento lento in zone di faglia semi-fragili serpentinite. *Sci. Rappresentante* **8**, 6181 (2018).
- P. Audet, AJ Schaeffer, Pressione del fluido e sviluppo della zona di taglio sulla regione bloccata a scivolamento lento in Cascadia. *Sci. Adv.* **4**, eaar2982 (2018).
- S. Barbot, Scorrimento lento, terremoti lenti, cicli di periodo due, rotture complete e parziali e caos deterministico in un'unica faglia di asperità. *Tettonofisica* **768**, 228171 (2019). UN. Fagereng, RH Sibson, reologia Mélange e stile sismico. *Geologia* **38**, 751-754 (2010).
- DR Shelly, I tremori migratori illuminano la deformazione complessa sotto la faglia sismogenica di San Andreas. *Natura* **463**, 648-652 (2010).
- AM Thomas, RM Nadeau, R. Bürgmann, Correlazioni tremore-marea e pressione dei pori quasi litostatica sulla faglia profonda di San Andreas. *Natura* **462**, 1048-1051 (2009).
- B. Rousset, R. Bürgmann, M. Campillo, Eventi di slittamento lento alle radici della faglia di San Andreas. *Sci. Adv.* **5**, eaav3274 (2019).
- K. Obara, A. Kato, Collegamento di terremoti lenti a terremoti enormi. *Scienza* **353**, 253-257 (2016).
- B. Jamveit, Y. Ben-Zion, F. Renard, H. Austrheim, trasformazione indotta dal terremoto della crosta inferiore. *Natura* **556**, 487-491 (2018).
- A. Petley-Ragan, Y. Ben-Zion, H. Austrheim, B. Idefonse, F. Renard, B. Jamveit, rottura dinamica del terremoto nella crosta inferiore. *Sci. Adv.* **5**, eaaw0913 (2019).
- FM Chester, Effetti della temperatura sull'attrito: equazioni costitutive ed esperimenti con sgorbia al quarzo. *J. Geophys. Res.* **99**, 7247-7261 (1994).
- ML Blanpied, DA Lockner, JD Byerlee, Slittamento per attrito del granito in condizioni idrotermali. *J. Geophys. Res. Terra solida* **100**, 13045-13064 (1995).
- CH Scholz, Terremoti e leggi di attrito. *Natura* **391**, 37-42 (1998).
- RC Viesca, DI Garagash, Onnipresente indebolimento delle faglie dovuto alla pressurizzazione termica. *Nat. Geosci.* **8**, 875-879 (2015).
- MS Tarling, SAF Smith, C. Viti, JM Scott, rottura dinamica del terremoto conservata in una zona di taglio serpentinite strisciante. *Nat. Commun.* **9**, 3552 (2018).
- S. Barbot, Modulazione della resistenza di faglia durante il ciclo sismico mediante evoluzione granulometrica attorno alle giunzioni di contatto. *Tettonofisica* **765**, 129-145 (2019).
- JR Rice, AL Ruina, Stabilità dello slittamento per attrito costante. *J. Appl. Mech.* **50**, 343-349 (1983).
- JR Rice, Riscaldamento e indebolimento delle faglie durante la scivolata sismica. *J. Geophys. Res. Terra solida* **111**, B05311 (2006).
- Q. Qiu, EM Hill, S. Barbot, J. Hubbard, W. Feng, EO Lindsey, L. Feng, K. Dai, SV Samsonov, P. Tapponnier, Il meccanismo di rottura parziale di una megatrust bloccata: il ruolo della morfologia della faglia. *Geologia* **44**, 875-878 (2016).
- JR Rice, N. Lapusta, K. Ranjith, Attrito dipendente dallo stato e dalla velocità e stabilità dello scorrimento tra solidi deformabili elasticamente. *J. Mech. Phys. Solids* **49**, 1865-1898 (2001).
- CD Rowe, C. Ross, MT Swanson, S. Pollock, NR Backeberg, NA Barshi, CE Bate, S. Carruthers, S. Coulson, K. Dascher-Cousineau, N. Harrichhausen, AF Peña Castro, H. Nisbet, P. Rakoczy, J. Scibek, H. Smith, MS Tarling, A. Timofeev, E. Young, La complessità geometrica delle superfici di rottura del terremoto ha conservato le reti in pseudotachylite. *J. Geophys. Res.* **123**, 7998-8015 (2018).
- AM Thomas, R. Bürgmann, DR Shelly, NM Beeler, ML Rudolph, Tidal triggering dei terremoti a bassa frequenza vicino a Parkfield, California: implicazioni per la meccanica delle faglie all'interno della transizione fragile-duttile. *J. Geophys. Res. Terra solida* **117**, B05301 (2012).
- H. Gao, DA Schmidt, RJ Weldon II, Rapporti in scala dei parametri sorgente per eventi di scorrimento lento. *Toro. Sismol. Soc. Am.* **102**, 352-360 (2012).
- S. Michel, A. Gualandi, J.-P. Avouac, leggi di ridimensionamento simili per i terremoti e gli eventi a scorrimento lento di Cascadia. *Natura* **574**, 522-526 (2019).
- CD Rowe, WA Griffith, le faglie Do conservano un record di slittamento sismico: una seconda opinione. *J. Struct. Geol.* **78**, 1-26 (2015).
- A. Berger, M. Herwegh, Strutture di coccarda come proxy paleo-terremoto nei sistemi idrotermali della crosta superiore. *Sci. Rappresentante* **9**, 9209 (2019).
- S. Masoch, M. Fondriest, N. Preto, M. Secco, G. Di Toro, Ciclo sismico registrato in faglie di coccarda (Col de Teghime, Corsica alpina). *J. Struct. Geol.* **129**, 103889 (2019).
- M. Pec, H. Stünitz, R. Heilbronner, M. Drury, C. de Capitani, Origine di pseudotachilite in esperimenti di scorrimento lento. *Planeta terra. Sci. Lett.* **355-356**, 299-310 (2012).
- KM Brown, Y. Fialko, Meccanismo 'Melt well' di estremo indebolimento del gabbro a velocità di scorrimento sismiche. *Natura* **488**, 638-641 (2012).
- GD Toro, DL Goldsby, TE Tullis, L'attrito scende verso la roccia in quartz zero quando la velocità di scorrimento si avvicina ai tassi sismici. *Natura* **427**, 436-439 (2004).
- NZ Badt, TE Tullis, G. Hirth, DL Goldsby, indebolimento della pressurizzazione termica in esperimenti di laboratorio. *J. Geophys. Res.* **125**, e2019JB018872 (2020).
- J. Chen, BA Verberne, CJ Spires, Effetti della guarigione sul potenziale sismogenico di carbonate fault rocks: Experiments on samples from the Longmenshan Fault, Sichuan, China. *J. Geophys. Res.* **120**, 5479-5506 (2015).
- AR Niemeijer, C. Colletini, Proprietà di attrito di una faglia normale ad angolo basso in condizioni in situ: indebolimento della velocità attivato termicamente. *Pure Appl. Geophys.* **171**, 2641-2664 (2014).
- ME French, FM Chester, JS Chester, Micromecanismi di scorrimento nella sgorbia ricca di argilla dalla zona deformante centrale della faglia di San Andreas. *J. Geophys. Res.* **120**, 827-849 (2015).
- BA Verberne, AR Niemeijer, JHP De Bresser, CJ Spires, comportamento meccanico e microstruttura della sgorbia di faglia di calcite simulata tagliata a 20-600 °C: implicazioni per le faglie naturali nei calcari. *J. Geophys. Res.* **120**, 8169-8196 (2015).
- K. Okazaki, I. Katayama, Stick slip lento di serpentinite antigorite in condizioni idrotermali come possibile meccanismo per terremoti lenti. *Geophys. Res. Lett.* **42**, 1099-1104 (2015).
- S. Barbot, Y. Fialko, Y. Bock, Deformazione post-sismica dovuta a  $M_w=6.0$  2004 Parkfield terremoto: strisciamento da stress su una faglia con attrito di velocità e stato variabile nello spazio parametri. *J. Geophys. Res. Terra solida* **114**, B07405 (2009).
- L. Wang, Il prossimo  $M=6$  eventi nel campo di parcheggio implicati da un modello fisico che collega la fase interseismica, cosismica e post-sismica. *J. Geophys. Res. Terra solida* **123**, 8858-8873 (2018).
- E. Tenthorey, S. Cox, rafforzamento coesivo delle zone di faglia durante il periodo interseismico: uno studio sperimentale. *J. Geophys. Res.* **111**, B09202 (2006).
- AG Whittington, AM Hofmeister, PI Nabelek, Diffusività termica dipendente dalla temperatura della crosta terrestre e sue implicazioni del formaggio. *Natura* **458**, 319-321 (2009).
- JH Sass, CF Williams, AH Lachenbruch, SP Galanis Jr., FV Grubb, regime termico della faglia di San Andreas vicino a Parkfield, California. *J. Geophys. Res. Terra solida* **102**, 27575-27585 (1997).
- C. Thurber, S. Roecker, W. Ellsworth, Y. Chen, W. Lutter, R. Sessions, Immagine sismica bidimensionale della faglia di San Andreas nella catena del Nord Gabilan, California centrale: prove di fluidi nella zona di faglia. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 1591-1594 (1997).

**Ringraziamenti:** Apprezziamo i commenti di tre revisori anonimi.

**Finanziamento:** LW è stato sostenuto dalla National Natural Science Foundation of China con i numeri di concessione NSFC-41674067 e NSFC-U1839211. SB è stato sostenuto in parte dalla National Science Foundation con il numero di premio EAR-1848192. **Contributi dell'autore:** SB ha progettato lo studio. LW e SB hanno condotto lo studio e hanno scritto il manoscritto. **Interessi conflittuali:** Gli autori dichiarano di non avere interessi in gioco. **Disponibilità di dati e materiali:** Tutti i dati necessari per valutare le conclusioni nel documento sono presenti nel documento e / o nei materiali supplementari. Ulteriori dati relativi a questo articolo possono essere richiesti agli autori.

Inserito il 7 febbraio 2020 Accettato

il 24 luglio 2020

Publicato il 4 settembre 2020

10.1126 / sciadv.eabb2057

**Citazione:** L. Wang, S. Barbot, Eccitazione dei tremori di San Andreas da instabilità termiche al di sotto della zona sismogenica. *Sci. Adv.* **6**, eabb2057 (2020).

## Eccitazione dei tremori di San Andreas da instabilità termiche al di sotto della zona sismogenica

Lifeng Wang e Sylvain Barbot

*Sci Adv* 6 ( 36), eabb2057. DOI:  
10.1126 / sciadv.abb2057

### ARTICOLO STRUMENTI

<http://advances.sciencemag.org/content/6/36/eabb2057>

### SUPPLEMENTARE MATERIALI

<http://advances.sciencemag.org/content/suppl/2020/08/31/6.36.eabb2057.DC1>

### RIFERIMENTI

Questo articolo cita 46 articoli, 9 dei quali puoi accedere gratuitamente  
<http://advances.sciencemag.org/content/6/36/eabb2057#BIBL>

### PERMESSI

<http://www.sciencemag.org/help/reprints-and-permissions>

L'uso di questo articolo è soggetto a [Termini di servizio](#)

---

**Science Advances** (ISSN 2375-2548) è pubblicato dall'American Association for the Advancement of Science, 1200 New York Avenue NW, Washington, DC 20005. Il titolo *I progressi della scienza* è un marchio registrato di AAAS.

Copyright © 2020 Gli Autori, alcuni diritti riservati; licenziatario esclusivo American Association for the Advancement of Science. Nessun reclamo sulle opere originali del governo degli Stati Uniti. Distribuito con una licenza Creative Commons Attribution NonCommercial License 4.0 (CC BY-NC).