

## Terremoto, Vulcano e Tsunami

L'Indonesia è un campionario di disastri naturali. In Indonesia sono avvenuti praticamente tutti i disastri naturali, come eruzioni di vulcani, terremoti e tsunami.

### A. Eruzione del Vulcano Merapi



Il Vulcano Merapi in Yogyakarta è uno dei più attivi vulcani dell'isola di Java. Flussi piroclastici rappresentano caratteristiche ben note dell'eruzione del vulcano. Il flusso piroclastico è una miscela calda di gas e roccia che si sposta lontano dal vulcano. Il 26 ottobre 2010 Merapi ha mostrato il suo carattere esplosivo producendo una nuvola di cenere che ha raggiunto i 12 km di altezza (Fig. 1) e correnti piroclastiche che hanno raggiunto più di 20000 persone intorno al vulcano.

(Fig. 1: Nuvola piroclastica durante l'eruzione di Merapi, Cortesia dell'Ufficio di Vulcanologia di Yogyakarta, BPPTKG)

---

Si vogliono indagare le cause della più grande eruzione di Merapi del 2010. E' noto ai geofisici che l'influenza di acqua esterna mescolata con il magma gioca un ruolo importante per il comportamento esplosivo dell'eruzione vulcanica (eruzione idro-magmatica). Si assuma di trattare il vulcano come un sistema formato da una miscela di particelle magmatiche e acqua. L'ambiente di questo sistema è rappresentato sia dalle strutture del camino e della camera magmatica del vulcano, sia dall'atmosfera. L'eruzione esplosiva si considera che avvenga in due fasi, (1) una interazione istantanea magma-acqua, e (2) un'espansione del sistema. Nella prima fase, una massa di magma ( $m_m$ ) alla temperatura assoluta ( $T_m$ ) si mescola con una massa di acqua esterna ( $m_w$ ) alla temperatura assoluta ( $T_w$ ). L'equilibrio termico è raggiunto praticamente all'istante. Questa interazione può essere considerata come un processo a volume praticamente costante. Possono essere trascurati il calore latente di evaporazione dell'acqua e il calore latente di fusione del magma.

A.1	Trova la temperatura di equilibrio della prima fase in funzione delle masse e della capacità termica per unità di massa dell'acqua $c_{Vw}$ e del magma $c_{Vm}$ .	0.5 pt.
A.2	Determina la pressione di equilibrio della prima fase assumendo che la miscela può essere modellizzata come un gas perfetto. Assumi che il volume per unità di mole della miscela sia $v_e$ .	0.3 pt.

L'espansione del sistema (seconda fase) può avvenire in parecchi modi, uno dei quali è chiamato detonazione termica. Sebbene tale processo sia molto complicato, si può misurare empiricamente la velocità relativa della miscela eruttata. La velocità del gas durante l'eruzione dipende dalla pressione  $p$ , dalla massa totale  $m$  e dal volume  $V$  della miscela nel camino del vulcano.

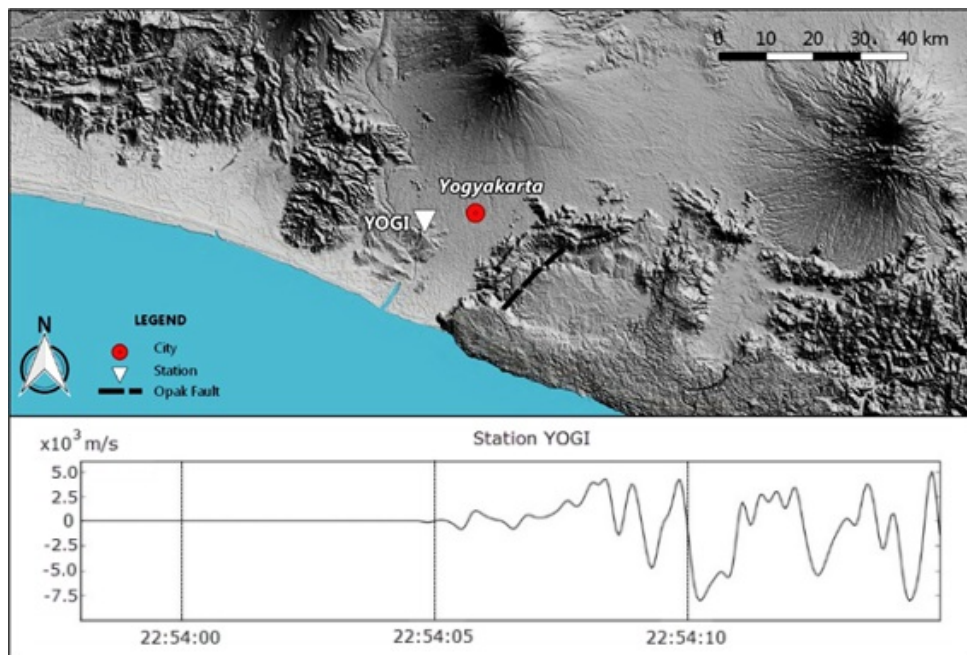
A.3	Esprimi la velocità del gas durante l'eruzione in funzione di $p$ , $m$ , e $V$ e di una costante di proporzionalità $\kappa$ .	0.5 pt.
-----	---	---------

La pressione osservata è all'incirca dell'ordine di 100 MPa. Ciò fa sì che la velocità (relativa) dell'eruzione possa raggiungere velocità balistiche.

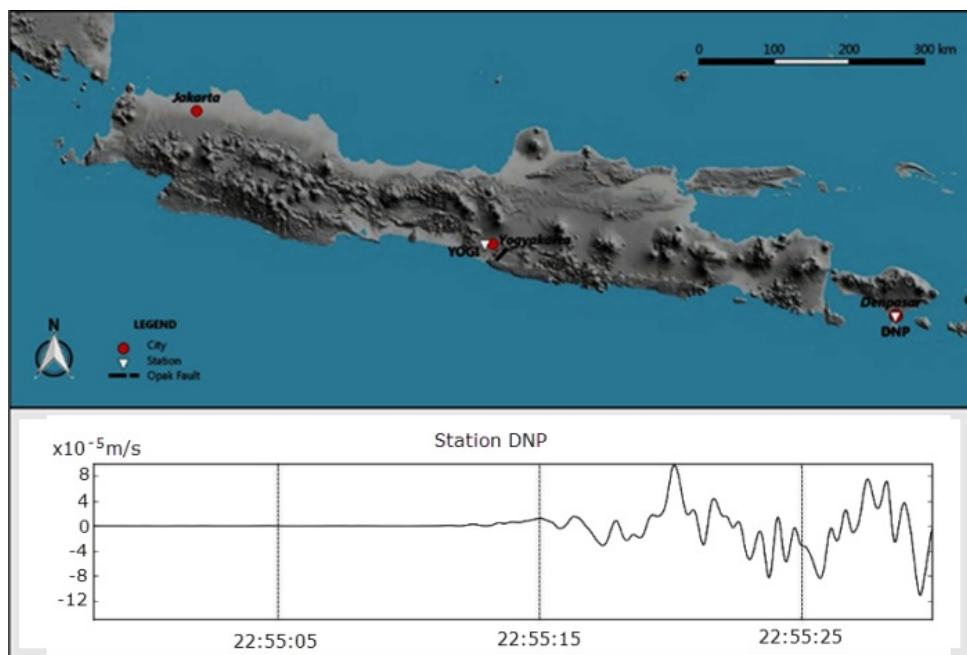
## B. Il terremoto di Yogyakarta

Il terremoto del 2006 di Yogyakarta di magnitudo  $M_w = 6.4$ , che distrusse molti edifici a Bantul e nella regione di Yogyakarta, avvenne alle 05:54:00.00 ora locale, o 22:54:00.00 UTC. Il terremoto fu causato da un improvviso movimento del sistema di faglie Opak (vedi Fig. 2). L'ipocentro fu localizzato 15 km al di sotto della superficie terrestre.

L'onda sismica che si propaga sulla crosta terrestre può essere registrata usando un sismografo. Il diagramma prodotto dal sismometro è chiamato sismogramma (Fig. 2 e 3, nella parte bassa). Il sismogramma riporta la velocità verticale del terreno in funzione del tempo ed è stato registrato dalle stazioni sismiche di Gamping Station Yogyakarta (YOGI) (Fig. 2) e Denpasar, Bali (DNP) (Fig. 3). In generale, l'onda sismica è composta da tre tipi di onde: l'onda longitudinale o primaria (onda  $P$ ), l'onda trasversale o secondaria (onda  $S$ ), e l'onda di superficie. L'onda  $P$  e l'onda  $S$  si propagano sotto la superficie terrestre mentre l'onda di superficie si propaga sulla superficie terrestre. Le onde sismiche che si propagano sotto la superficie fino alla stazione possono essere divise in quelle che si propagano in linea retta, quelle che sono riflesse alla superficie tra gli strati di diversa densità e quelle che sono rifratte nello strato successivo di diversa densità. L'onda longitudinale o onda primaria ha la velocità massima, mentre l'onda di superficie ha la velocità più bassa, pari a circa il 60% dell'onda  $P$ .



(Fig. 2: La mappa di locazione di YOGI)



(Fig. 3: La mappa di locazione di DNP (Denpasar))

La distanza tra l'epicentro (la proiezione dell'ipocentro sulla superficie terrestre) e le stazioni YOGI e DNP valgono rispettivamente 22.5 km e 500 km. La profondità dello strato di crosta terrestre a Java, Indonesia, è di 30 km. Al di sotto della crosta terrestre c'è lo strato del mantello terrestre. Così come per altri fenomeni ondulatori, anche le onde sismiche seguono la legge di Snell. L'onda sismica può anche essere riflessa dallo strato del mantello. In questo problema si assume di trascurare la curvatura terrestre.

B.1	La Fig. 2 mostra il sismogramma alla stazione YOGI. Usa i dati del grafico per trovare la velocità dell'onda $P$ nella crosta terrestre.	0.5 pt.
B.2	Trova il tempo impiegato dall'onda diretta $P$ e dall'onda riflessa causate dal terremoto Yogyakarta per arrivare alla stazione DNP a Denpasar.	0.6 pt.

Si assuma che la Terra sia composta di due soli strati: la crosta e il mantello. L'onda primaria si propaga nella crosta e nel mantello con differenti velocità costanti. La velocità nel mantello è maggiore di quella nella crosta. Si noti che l'onda  $P$  rifratta nel mantello con angolo di rifrazione pari a  $90^\circ$ , nel suo successivo tragitto lungo la linea di separazione tra la crosta e il mantello, viene continuamente rifratta parzialmente indietro nella crosta.

B.3	Trova la velocità dell'onda $P$ nel mantello.	1.2 pt.
-----	---	---------

In un modello più realistico della struttura della Terra, la crosta può essere divisa in un certo numero di strati sottili così che la velocità dell'onda sismica sia una funzione della profondità  $z$  secondo la formula  $v(z) = v_0 + az$  dove  $a$  è una costante e l'ipocentro è approssimativamente posto sulla superficie. In questo modello il raggio dell'onda viene curvato.

B.4	Sia definito il parametro del raggio $p = \sin \theta(z)/v(z)$ , dove $\theta(z)$ è l'angolo tra il raggio e la normale. Si supponga che un'onda sismica arrivi alla stazione con un parametro del raggio $p$ ; esprimi la distanza dall'ipocentro in funzione di $p$ , $v_0$ , e $a$ . Si assuma che l'ipocentro sia molto vicino alla superficie terrestre.	1.4 pt.
B.5	Trova la durata del transito $T$ dall'ipocentro ad ognuna delle stazioni, sotto forma di integrale rispetto alla variabile $z$ .	1.0 pt.

La Terra consiste di una sovrapposizione di strati omogenei dove la velocità in ciascuno strato sia  $v_i$  e lo spessore  $\delta z_i$ .

B.6	Dal risultato della precedente domanda, approssima la durata del transito ( $T$ ) dall'ipocentro alla stazione DNP assumendo che la crosta sia formata di soli tre strati discretizzati, ( $i = 1, 2, 3$ ), caratterizzati da $v_1 = 6.65$ km/sec, $v_2 = 6.97$ km/sec, $v_3 = 6.99$ km/sec, $p = 0.143$ , $\delta z_1 = 6.0$ km, $\delta z_2 = 9.0$ km, $\delta z_3 = 15$ km.	1.0 pt.
-----	--	---------

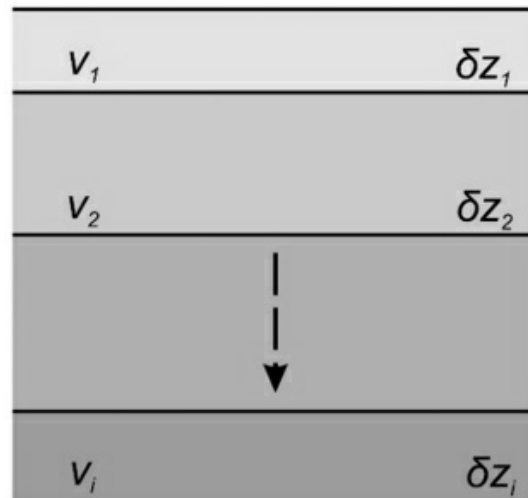
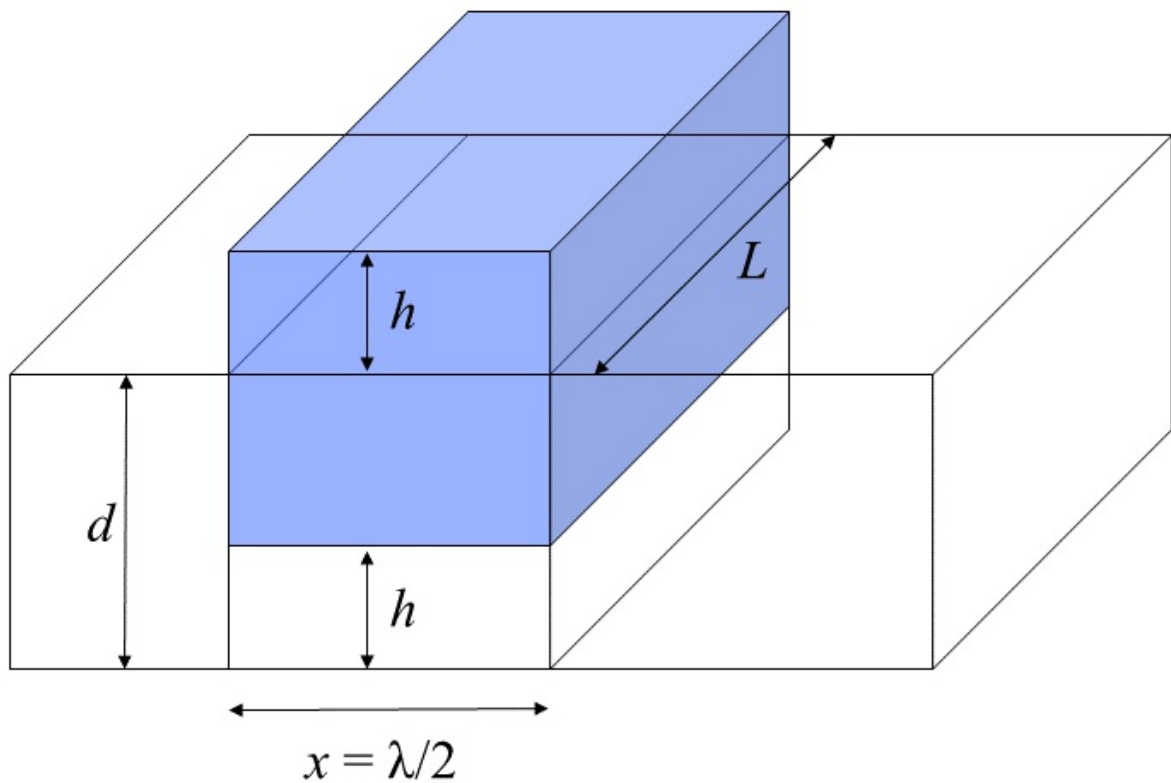


Fig. 4: Un modello semplificato degli strati della Terra.

### C. Lo Tsunami di Java

Il terremoto di Pangandaran del 2006 e lo tsunami avvennero il 17 luglio alle 15:19:27 tempo locale al largo della costa occidentale e centrale di Java. Durante un terremoto nel quale la faglia dell'epicentro si trova sul fondale oceanico, la frattura che si produce può generare un'imponente larga onda d'acqua chiamata tsunami. In altre parole, uno tsunami è un'onda di acqua nelle zone di bassa profondità che all'inizio al largo ha una piccola ampiezza, ma una lunghezza d'onda molto grande. Si consideri un'improvvisa frattura che sposta il fondale oceanico come mostrato in Fig. 5. Si assuma che l'energia del terremoto sia trasformata in energia potenziale dell'onda oceanica che viene generata. In un modello semplificato si approssimi l'onda sollevata con una geometria di un parallelepipedo di sezione  $\lambda L/2$  (con  $L \gg \lambda$ ) e altezza  $h$ . e 2006 Pangandaran earthquake and tsunami occurred on July 17 at 15:19:27 local time off the coast of west and central Java. During the earthquake where the epicenter fault is on the ocean floor, the fault may be displaced producing a remarkably large water wave called tsunami. In other words, a tsunami is a shallow-water wave which is initiated by a tiny amplitude, but with an extremely large wavelength. Consider a sudden fault causing a lifting of some ocean floor as shown in Fig. 5. Assume that the energy of the earthquake is transformed to the potential energy of this raised ocean water. For simple model we approximate that the raised water has a geometry of a box with its area of  $\lambda L/2$  (where  $L \gg \lambda$ ) and height of  $h$ .



**Fig. 5:** Illustrazione di un'onda di tsunami,  $d$  è la profondità dell'oceano.

C.1	Trova l'energia potenziale immagazzinata nell'onda oceanica sollevata a causa del terremoto rispetto alla superficie dell'oceano. Si assuma che la densità dell'acqua marina sia $\rho$ .	0.5 pt.
C.2	Trova la velocità dell'onda di tsunami a meno di un fattore adimensionale.	1.2 pt.
C.3	Usando considerazioni energetiche, determina l'ampiezza dell'onda di tsunami in funzione della profondità, assumendo che la profondità vari molto lentamente e anche supponendo che ad una profondità $d_0$ l'ampiezza sia $A_0$ .	1.3 pt.