

Rilievo geostrutturale preliminare dell'apparato vulcanico del Monte Amiata

16 novembre 2006

Carlo Delcroix, Karl Brownny, Andrea Borgia
EDRA, via di Fioranello 31, 00134 Roma

Alberto Vercellino, Giovanni Grieco
Dip. Scienze della Terra "A. Desio", Univ. degli Studi di Milano, via Botticelli 23,
20133 Milano

Giovanna Moratti
Istituto di Geoscienze e Georisorse IGG-CNR, Unità Operativa di Firenze, via G. La
Pira, 4, 50121 Firenze

1. Introduzione

L'obiettivo della ricerca affidata dalla Regione Toscana ad EDRA con decreto n. 5859 del 07 Ottobre 2005 consiste nel “rilievo geostrutturale dell'apparato vulcanico del Monte Amiata con le seguenti finalità:

- 1) inquadramento generale dei processi gravitativi profondi (volcanic spreading) sui vulcani;
- 2) verifica della presenza di strutture correlabili a processi gravitativi profondi (volcanic spreading);
- 3) definizione del livello di attività dei processi comprensivo della modellazione analogica e analitica;
- 4) correlazione tra falda superficiale e geotermica.

Il primo punto è stato trattato nella relazione preliminare datata 24 aprile 2006 e per questo punto si rimanda espressamente a tale relazione. La presente relazione espone quindi unicamente le ricerche eseguite e le conclusioni ottenute in riferimento al secondo, terzo e quarto punto che vengono trattati di seguito nell'ordine indicato.

Si anticipa che le conclusioni raggiunte confermano l'esistenza dei fenomeni di “volcanic spreading” forse ancora attivi all'Amiata. Tali fenomeni hanno contribuito ad accentuare il collegamento idraulico tra gli acquiferi geotermico e superficiale e rendono quest'ultimo particolarmente fragile all'inquinamento da parte dei fluidi geotermici.

2. Strutture correlabili a processi gravitativi profondi

L'identificazione delle strutture legate a processi gravitativi profondi ed in particolare ai fenomeni di "volcanic spreading" ha seguito un classico processo lineare.

Dall'analisi dei dati di letteratura ed in particolare dei lavori di Calamai et al. (1970), Ferrari et al. (1996) e della nuova carta geologica della Regione Toscana (Conticelli, comunicazioni personali) sono state identificate una serie di strutture possibilmente legate a fenomeni di natura gravitativa. Successivamente l'analisi di campagna ha permesso di dettagliare le caratteristiche morfo-tettoniche di tali strutture in modo da poterle poi facilmente identificare sia nelle foto aeree che nel modello digitale del terreno (DEM). Le strutture identificate sono state ulteriormente verificate in campagna ed infine riportate in carta e inserite nel DEM stesso.

Si deve immediatamente sottolineare che la grande quantità di strutture gravitative identificate, sia come tipologia che come numero, ha comportato come diretta conseguenza una profonda revisione delle interpretazioni geologiche e vulcano-tettoniche dell'Amiata. Ovviamente l'incarico affidato ad EDRA, sia per la corta durata che per i limitati finanziamenti messi a disposizione, non ha potuto materialmente includere anche la ridefinizione completa della storia geologica dell'Amiata. Quanto riportato deve essere inteso come una tesi di lavoro che, se può dirsi dimostrata per quanto riguarda le idee generali, di seguito presentate, non può considerarsi tuttavia definita nei dettagli.

Quattro sono le più rilevanti strutture identificate:

- 1) la struttura dell'edificio vulcanico dell'Amiata;
- 2) le strutture di collasso dell'edificio vulcanico;
- 3) le strutture basali diapiriche, sinclinali e colate di lava smembrate;
- 4) le strutture anticlinali di propagazione di faglia.

Esse verranno discusse di seguito nei dettagli.

2.1 L'edificio vulcanico dell'Amiata.

Il primo concetto importante da evidenziare è che **l'Amiata può essere considerato uno stratovulcano**, il cui edificio è quasi completamente costituito da colate di lava che sono state messe in posto con una viscosità paragonabile a quella delle colate di lava andesitiche (Linneman e Borgia, 1993). Per molte di queste colate di lava, nonostante la tettonica gravitativa le abbia in parte fagliate e dislocate, è tuttora possibile ricostruire l'estensione completa dei flussi dalla base fino ai crateri del vulcano (vedi, ad esempio, le colate corrispondenti alle unità stratigrafiche 6 e 7 in Fig. 2.1a e 2.1e). In queste colate le strutture di flusso, quali le creste di pressione e gli argini di lava, permettono di stabilire inequivocabilmente le direzioni di flusso.

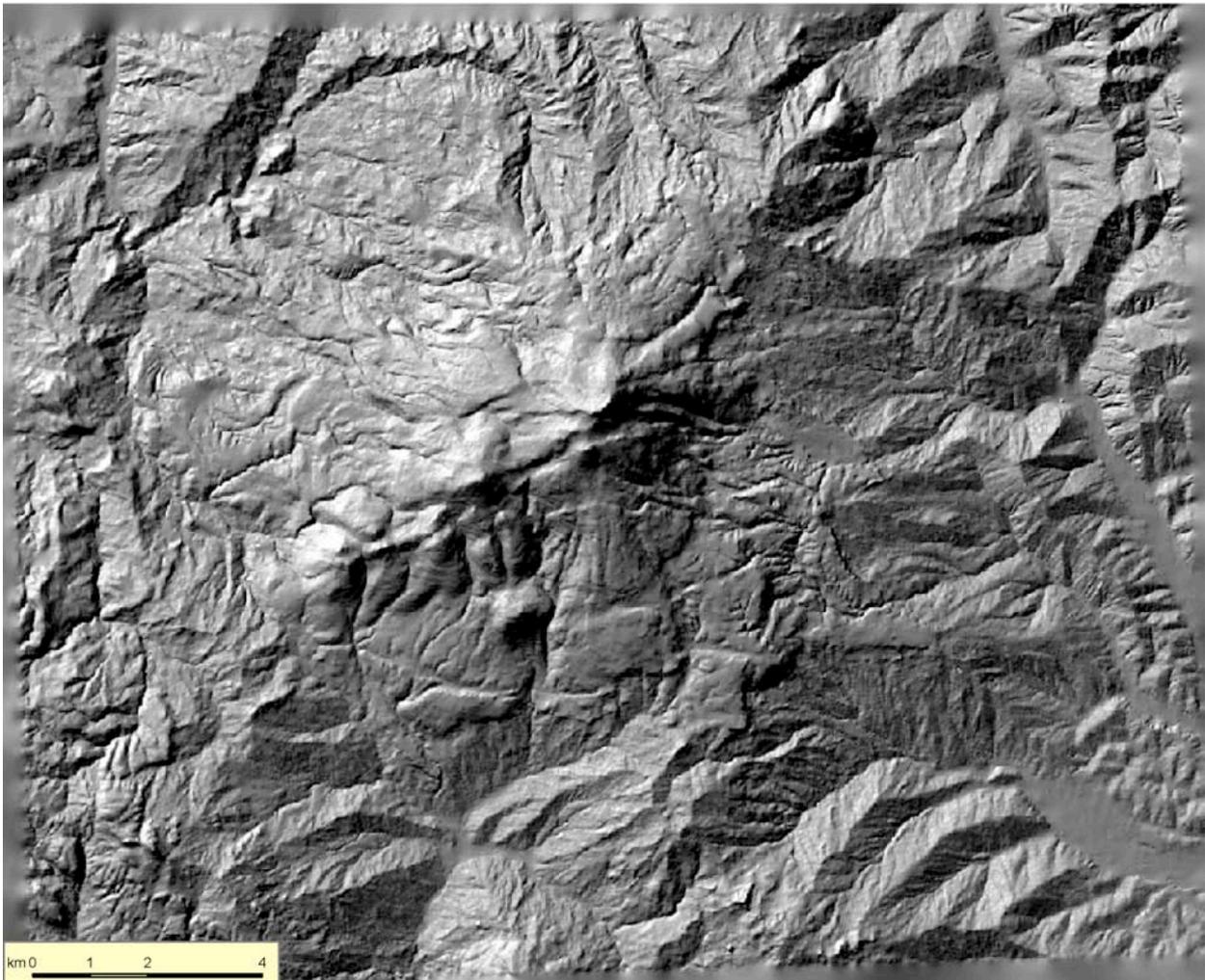


Fig. 2.1a. Modello digitale del terreno (DEM) del Mt. Amiata. Sovrapposto al DEM, nelle figure seguenti è evidenziata la struttura (Fig. 2.1b, c, d) e la geologia (Fig. 2.1e); Fig. 2.1f riporta la legenda.

Sovrimposti alle lave, nelle zone di vetta, possono tuttavia essere identificati alcuni coni che sono stati caratterizzati anche da attività piroclastica. In rari casi sono evidenti duomi di lava.

Ovviamente, per non cadere in un'arida discussione retorica è doveroso sottolineare che mentre è indubbia l'identificazione e distinzione dei membri estremi tra le colate di lava ed i duomi, non è possibile tracciare una distinzione netta tra tali estremi in quanto in realtà sono presenti, spesso anche sullo stesso vulcano, tutti i termini intermedi. Laddove la tettonica gravitativa è stata più spinta, le deformazioni hanno spesso obliterato le antiche morfologie delle colate laviche, facendo supporre che si trattasse di estesi flussi ignimbrici piuttosto che di colate di lava (Ferrari et al., 1996).

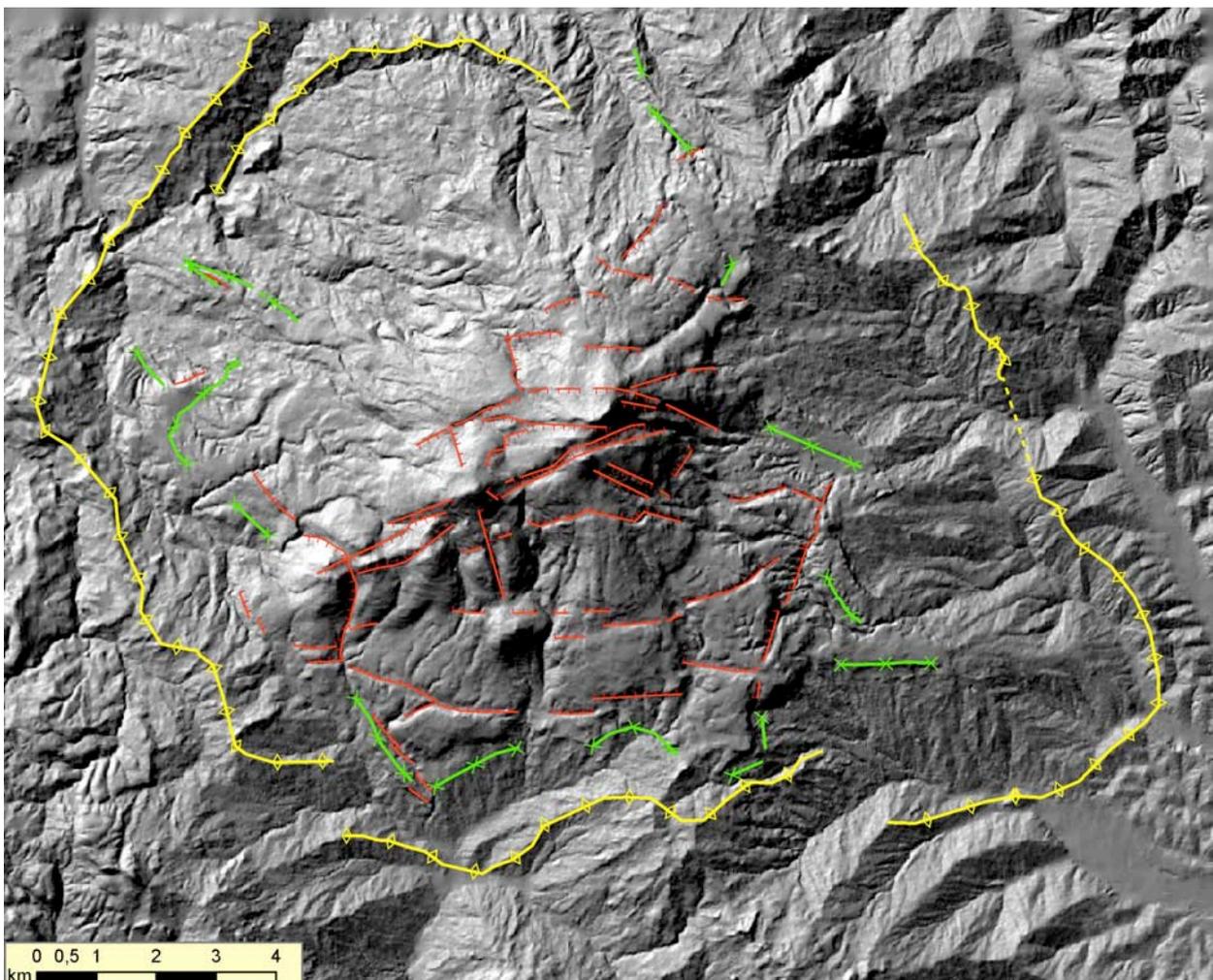


Fig. 2.1b. Mappa strutturale del Monte Amiata sovrapposta al DEM.

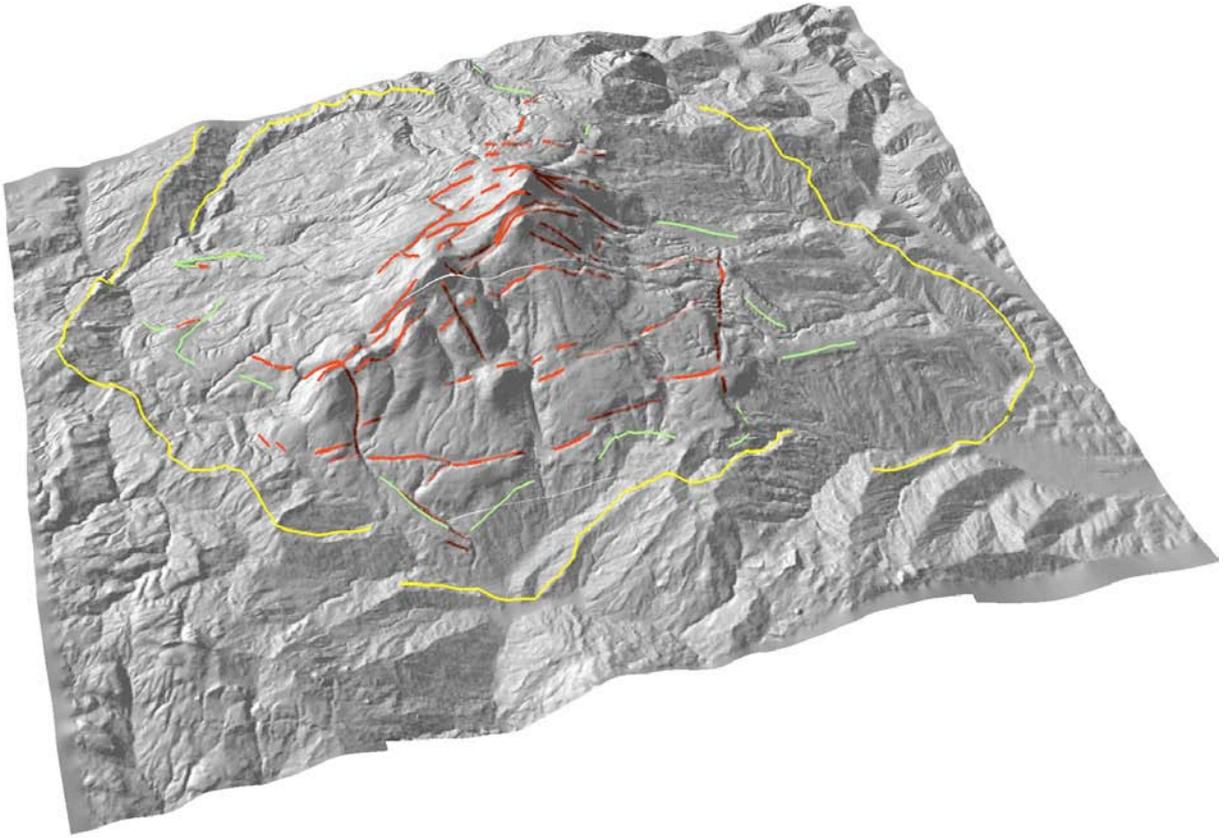


Fig. 2.1c. DEM con sovrimposte le strutture rilevate; vista da SSO.

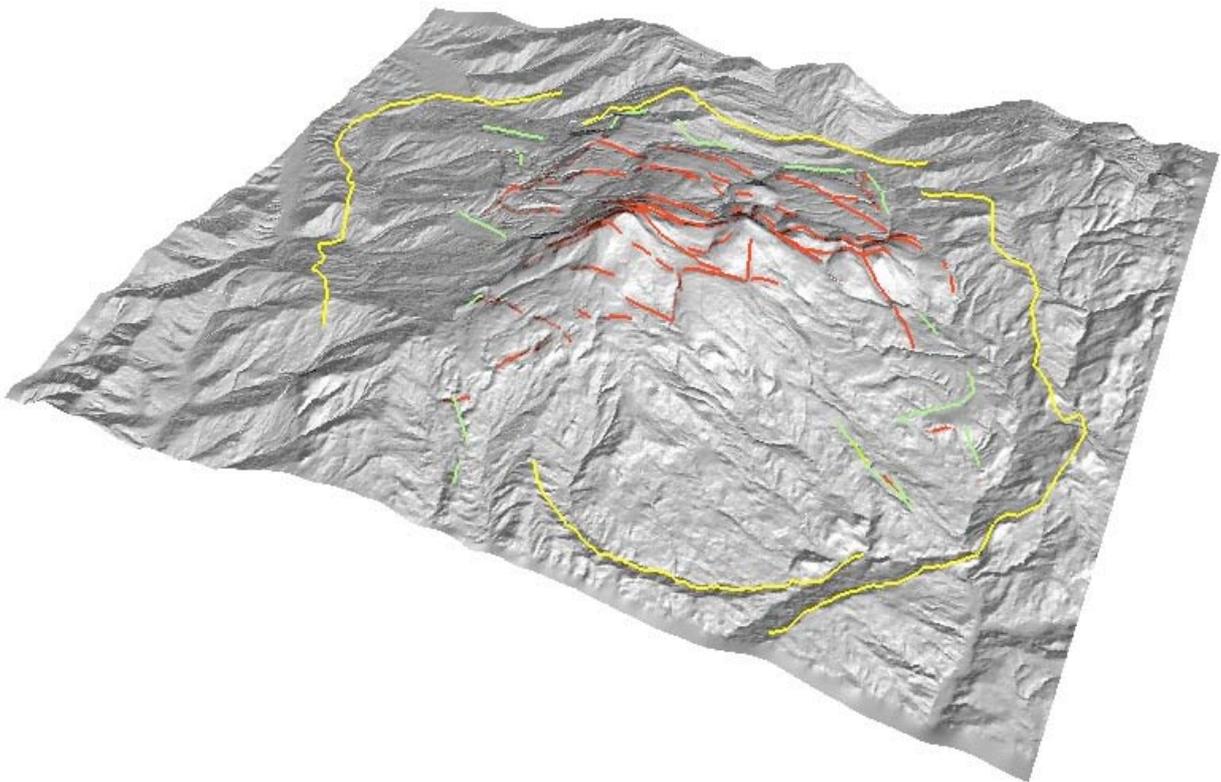


Fig. 2.1d. DEM con sovrimposte le strutture rilevate; vista da NNO.

2.2 Le strutture di collasso dell'edificio vulcanico

Le strutture di collasso gravitativo dell'edificio vulcanico erano già ben note ed in buona parte cartografate negli studi precedenti (Calamai et al., 1970; Ferrari et al., 1996; RT, 2006; Conticelli, 2006, comunicazioni personali). Esse sono prevalentemente costituite da faglie normali che in genere ribassano verso le aree topograficamente più elevate. Vi sono tre principali fasce di tali strutture: 1) il graben sommitale, 2) i graben "a foglia" e horst "a cuneo" intermedi e 3) il graben basale.

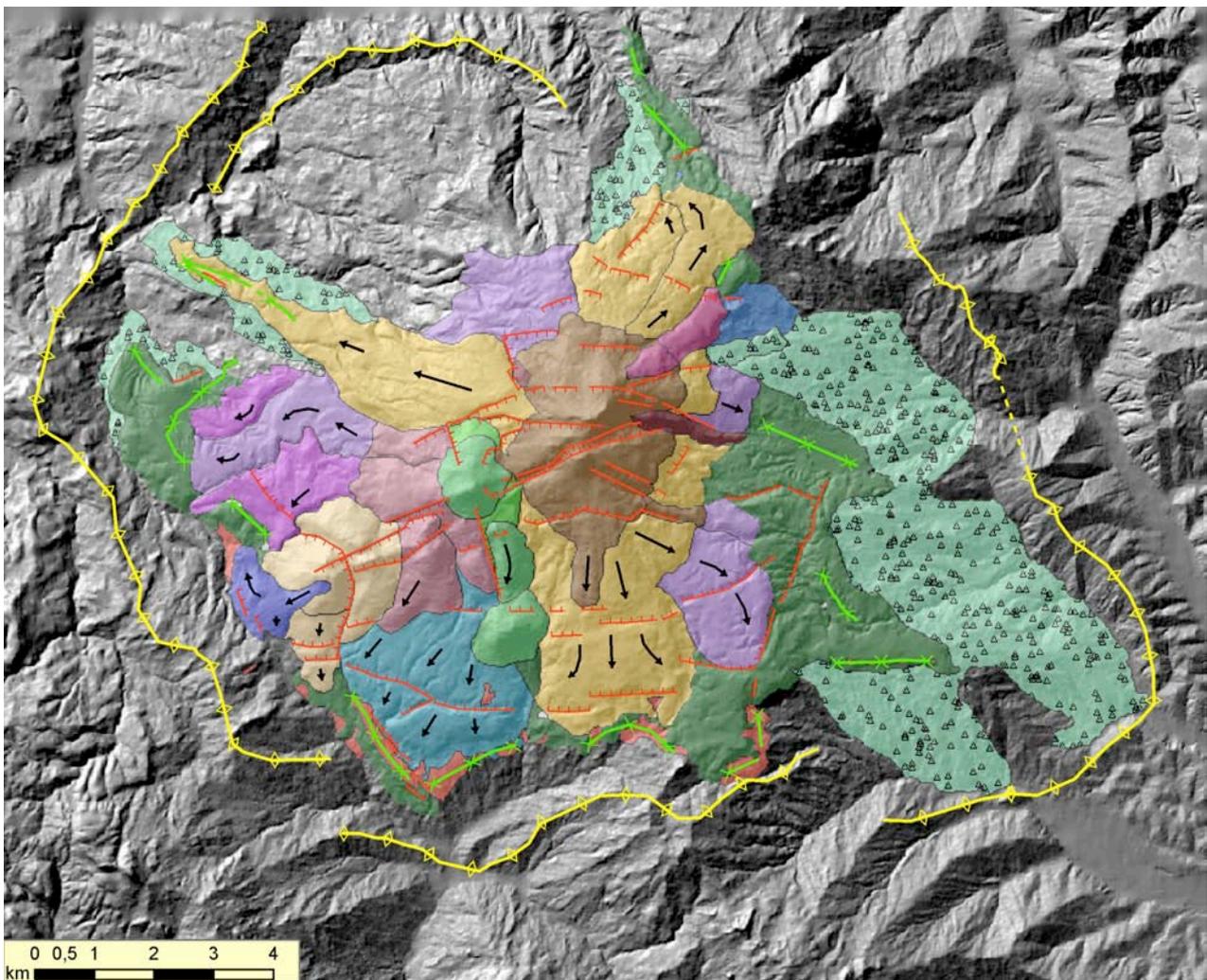
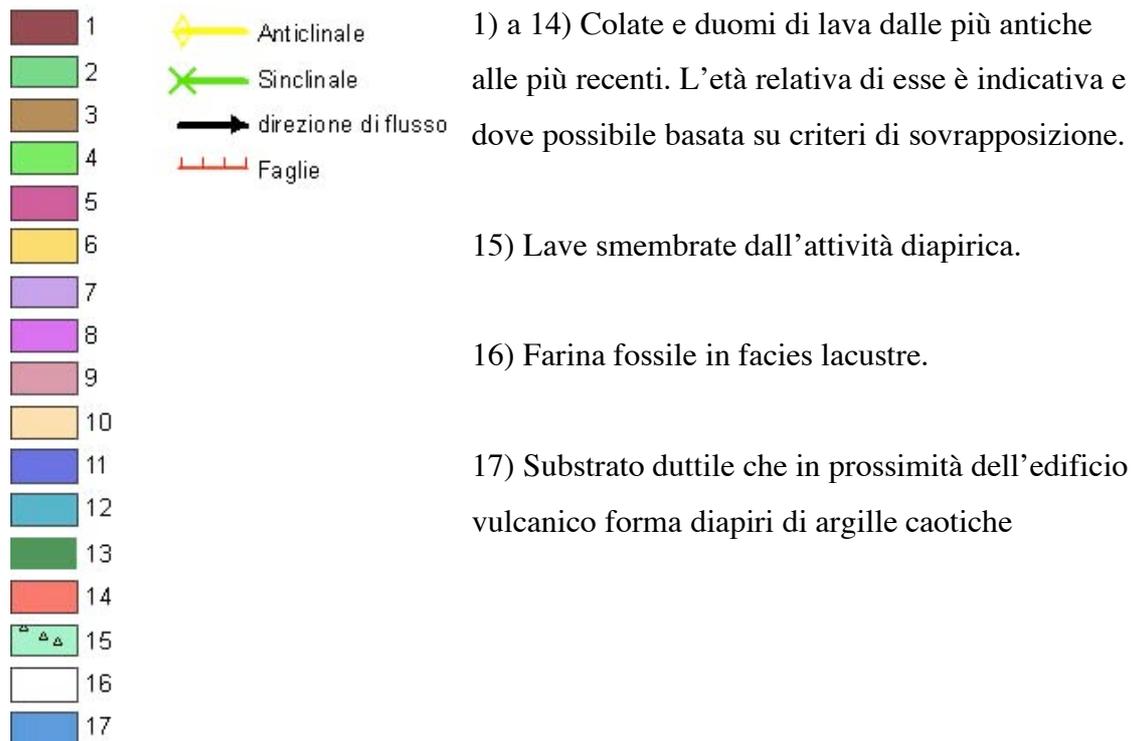


Fig. 2.1e. Le colate di lava sono state distinte utilizzando per quanto possibile il criterio di sovrapposizione. Non sono però stati fatti controlli di campo specifici nè datazioni per verificare l'esattezza di quanto indicato nella stratigrafia di Fig. 2.1f.

Fig. 2.1f. Legenda.

Nella parte sommitale le strutture di collasso tagliano in direzione ENE-OSO tutto il complesso vulcanico. Esse, partendo circa dal fosso dell'Ermata ad est, arrivano fino a Poggio Pino ad ovest e creano un graben la cui morfologia di fondo è in parte determinata dall'accumulo in situ di blocchi di materiale vulcanico formati durante il collasso stesso. Su questo graben, a limite ovest della Valle dell'Inferno lungo faglia che lo identifica a sud, vi è un'area fortemente fratturata che pur presentandosi con una morfologia simile alle aree limitrofe è anomala rispetto a queste in quanto priva di vegetazione boschiva. Questo fatto potrebbe indicare che vi sono state, e vi potrebbero essere tuttora, fuoriuscite di gas in qualche modo derivanti dall'attività geotermica dell'Amiata; gas che arriva in superficie lungo le faglie del graben sommitale.

Unica fra le strutture sommitali che ribassa verso l'esterno dell'edificio vulcanico è la faglia a geometria listrica che taglia il cono vulcanico di Poggio Pino. Questa faglia potrebbe essere originata dalla presenza di rocce poco viscosi sotto il cono stesso che hanno ceduto sotto il carico dopo la sua messa in posto. Dalle relazioni geometriche si deduce che tale faglia è stata attiva prima della messa in posto delle colate di lava

locate a nord del cono, in quanto esse fluiscono sul piano di faglia; perciò, il cono di Poggio Pino dovrebbe essere anch'esso più antico delle colate.

Oltre il vero e proprio graben sommitale, vi è una serie intermedia e più complessa di strutture di collasso che possono essere ricollegate a strutture simili ai graben “a foglia” e horst “a cuneo” descritti da Merle e Borgia (1996) per l'Etna, Van Wyk de Vries e Borgia (1996) per Maderas (Nicaragua) e da Borgia et al. (2005) per il Vesuvio. Tali strutture sono particolarmente visibili nel versante NO dell'edificio vulcanico, dove tagliano le colate di lava più recenti ma sembrano essere coperte dai depositi dell'attività terminale dell'Amiata, che formano il cono sommitale della Montagnola.

Continuando verso la base dell'edificio vulcanico, le faglie normali formano una struttura pressoché continua tutt'intorno al vulcano, con andamento tangente, tagliando e ribassando le colate di lava verso la parte alta dell'edificio stesso, e che identifica un'ulteriore struttura a graben. Questa struttura basale a graben, a differenza di quella intermedia dei graben “a foglia” e horst “a cuneo” precedentemente descritta, è particolarmente visibile sul versante SE dell'edificio vulcanico.

La presenza di questa dicotomia in cui i graben “a foglia” e horst “a cuneo” sono presenti particolarmente sul versante NO, mentre i graben basali sono presenti in particolare sul versante SE suggerisce che lo sfiancamento dell'edificio vulcanico dell'Amiata è stato prevalentemente in direzione dei settori S, SE ed E.

Anche se non sono stati fatti calcoli specifici in merito, da un'analisi sommaria della geometria delle faglie, si può supporre che il collasso gravitativo dell'Amiata abbia portato ad un abbassamento dell'area sommitale, rispetto alla base dell'edificio vulcanico Amiatino, di varie centinaia di metri.

Come in molti altri vulcani, le ragioni della formazione delle strutture di collasso gravitativo vanno ricercate nella presenza di un basamento duttile, in questo caso costituito dalle formazioni Liguridi, sotto all'apparato vulcanico. Anche se tali formazioni, in particolare le argille caotiche, hanno viscosità elevate che possono

essere anche di circa 10^{18} Pa s (cf. Carena et al., 2000; Borgia et al., 2006). Le deformazioni che si osservano nell'apparato vulcanico hanno avuto molte decine di migliaia di anni di tempo per formarsi, in quanto le ultime eruzioni sono avvenute più di 100.000 anni fa.

2.3 Le strutture basali diapiriche, sinclinali e colate di lava smembrate.

Il collasso gravitativo e l'affondamento della parte centrale dell'edificio vulcanico nel substrato argilloso ed evaporitico sottostanti, provoca lo strizzamento verso l'esterno del substrato stesso. In particolare, le formazioni di Argille Caotiche ed in misura minore di Pietraforte, sotto le pressioni differenziali imposte dal vulcano, sono state “strizzate” radialmente verso le aree periferiche dell'edificio dando origine ad una serie di diapiri. L'esistenza di tali strutture derivate da “volcanic spreading” era stata già ipotizzata sulla base di calcoli teorici nella Relazione preliminare (vedi Eq. 3.3.2). I diapiri, in numero di almeno 7, sono molto ben evidenziati dai festoni di affioramenti di lava in parete che, concavi verso l'esterno, bordano tutta la base del vulcano (Fig. 2.1e). Essi sono altrettanto ben visibili nella Carta Idrogeologica del Monte Amiata redatta da Calamai et al. (1970; Fig. 2.2) dove vengono identificati dalle curve di livello del substrato vulcanico. La loro posizione e spaziatura sembra essere determinata non solo dalla “viscosità” delle formazioni duttili, ma anche dalla posizione delle antiche colate di lava, le quali sono state probabilmente messe in posto lungo specifiche paleovalli (Ferrari et al., 1996).

In affioramento, le litologie con maggiore componente argillosa dei diapiri frequentemente intrudono e sembrano le colate di lava, particolarmente quelle relative alle colate più antiche (Fig. 2.1e).

Il dislivello morfostrutturale della superficie superiore dei diapiri è di oltre 700 m andando da quote intorno ai 450 m s.l.m. a quote superiori ai 1150 m s.l.m., con gradienti topografici che possono superare anche il 15%.

L'attività delle strutture diapiriche è particolarmente evidente laddove le colate di lava della zona periferica sono state sollevate provocando un'inversione del rilievo e,

quindi, un'immersione delle stesse non più verso la base esterna del vulcano (come era originariamente) ma verso l'area centrale dell'edificio stesso.

Conseguenza diretta alla formazione di diapiri discreti, individuati attorno alla base del vulcano, è la formazione di blande pieghe sinclinali tra i diapiri e la zona centrale dell'edificio vulcanico, e tra un diapiro e l'altro (Fig. 2.1b e 2.1e). Le lunghe e strette lingue di lava che caratterizzano la base dell'Amiata sono, in effetti, strutture sinclinali radiali di lava contenute tra i diapiri d'argilla caotica adiacenti.

Un'altra conseguenza di quest'attività diapirica è la formazione e l'accumulo, alle falde dell'apparato vulcanico, di grandi quantità di blocchi di lava provenienti dallo smembramento di colate, che un tempo dovevano estendersi per aree ben superiori a quelle attuali (Fig. 2.1e).

2.4 Le strutture anticlinali di propagazione di faglia.

Come già indicato nel capitolo precedente il collasso gravitativo della parte centrale dell'edificio vulcanico è compensato non solo dallo strizzamento delle formazioni Liguridi, ma anche di quelle evaporitiche ed in particolare delle Evaporiti triassiche (Calcere Cavernoso). Il comportamento reologico di quest'ultime formazioni più rigido delle prime ha portato alla formazione di strutture anticlinali legate alla propagazione verso l'esterno di faglie inverse di scollamento (tipo fault-propagation folds). Queste caratteristiche strutture anticlinali circondano ad anello praticamente tutto l'edificio vulcanico amiatino (Fig. 2.1b e 2.1e). La loro presenza era già stata ipotizzata semplicemente sulla base di calcoli teorici nella Relazione Preliminare (vedi Eq. 3.3.2).

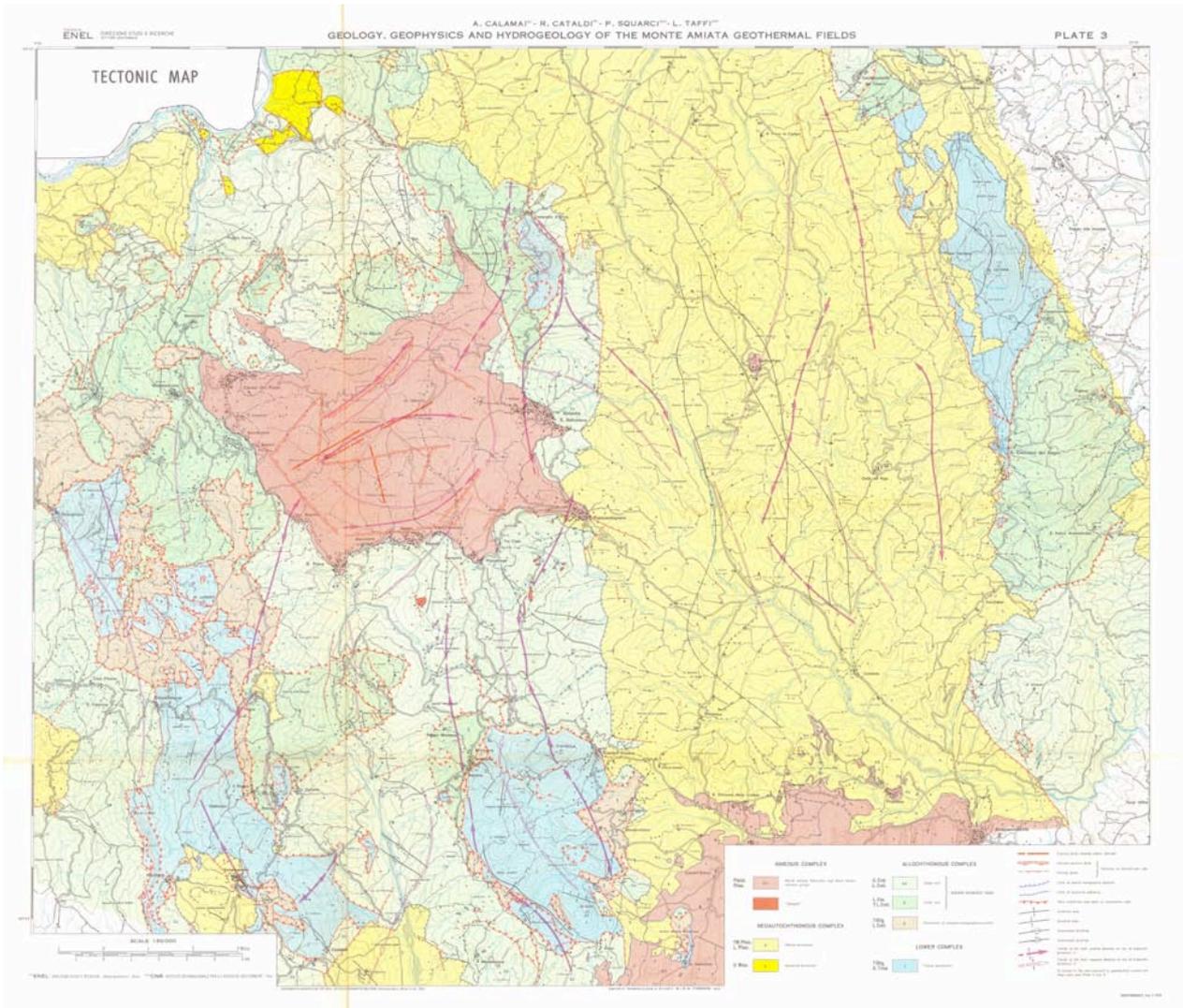


Fig. 2.2. Mappa geostrutturale dell'area del Monte Amiata (Calamai et al., 1970). Si noti come già nel 1970 fosse evidente l'interferenza delle strutture di collasso vulcanotettonico (faglie, sinclinali ed anticlinali con andamento radiale e tangenziale al vulcano) con quelle derivate dalla tettonica regionale (con andamento approssimativo N-S). Le prime di queste strutture sono ora interpretate come dovute allo sfiancamento gravitativo (volcanic spreading) dell'Amiata.

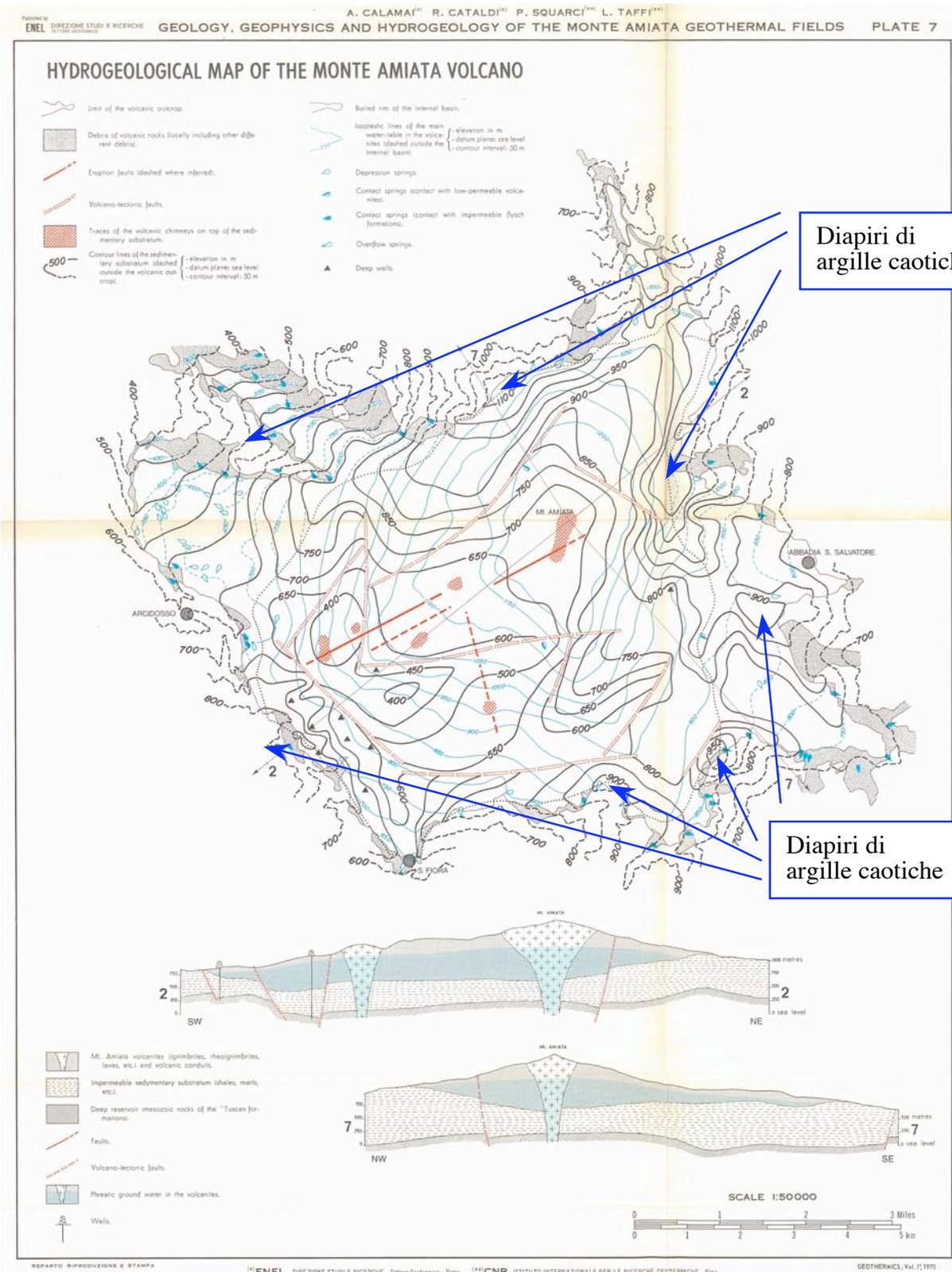


Fig. 2.3. Mappa della topografia del basamento subvulcanico (isopse nere) e della falda freatica (isofreatiche celesti; Calamai et al., 1970). Si notino i diapiri di argille caotiche tutt'intorno al perimetro del vulcano. Notare gli alti del basamento vulcanico che corrispondono a diapiri di argille caotiche, e le sinclinali tra strutture diapiriche adiacenti.

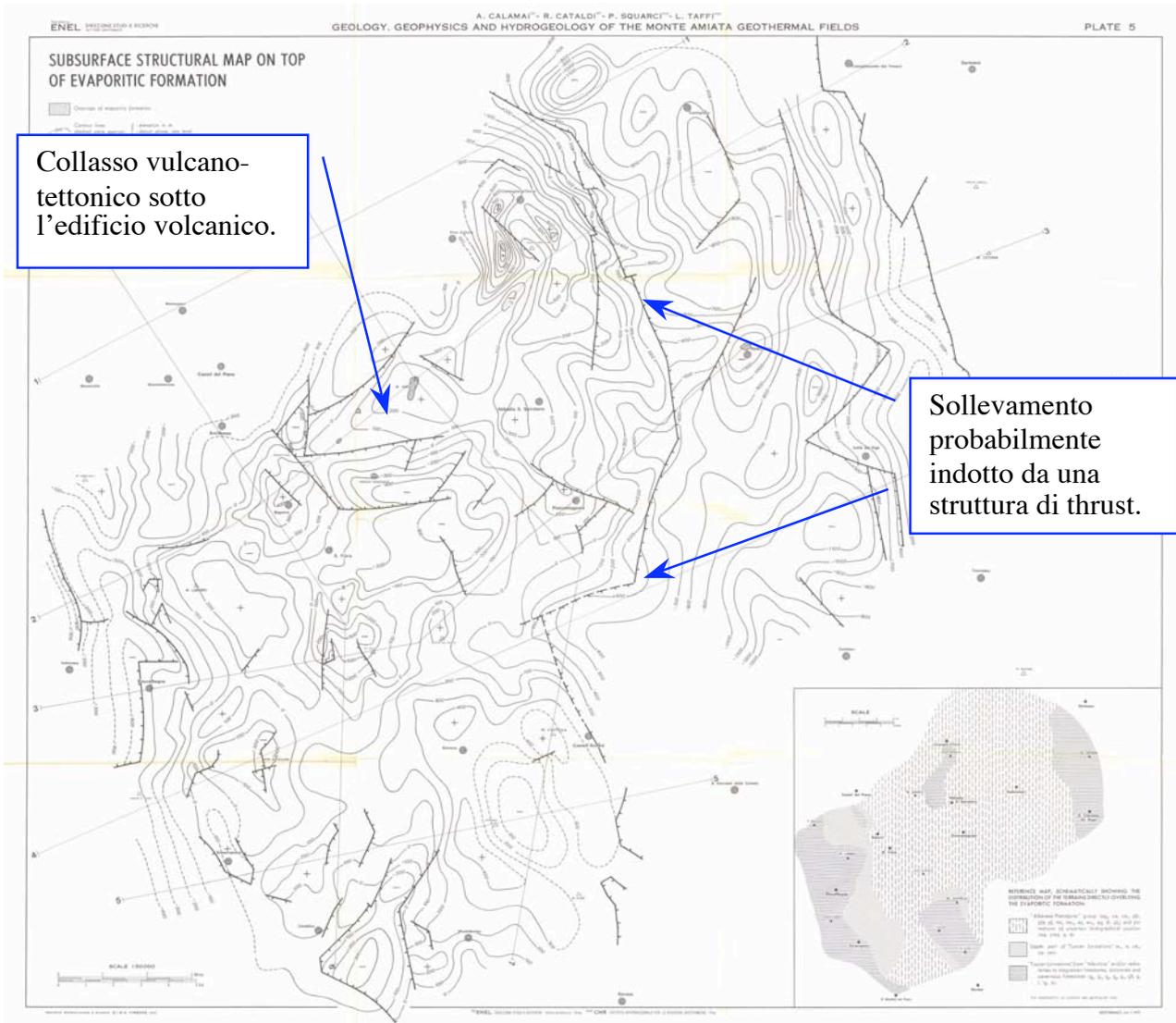


Fig. 2.4. Mappa della struttura della superficie superiore delle evaporiti (Calamai et al., 1970). Si noti la depressione vulcano-tettonica prodotta dallo sprofondamento del vulcano nelle evaporiti stesse e la struttura di thrust attorno alla base orientale del vulcano (precedentemente interpretata come una faglia normale), che corrisponde al fronte est dell'anticlinale basale (linea gialla in Fig. 2.1e). Queste strutture sembrano prodotte dal "volcanic spreading" dell'Amiata.

3. Definizione del livello di attività dei processi gravitativi

Come già indicato nella relazione preliminare, la tettonica gravitativa fragile-duttile dell'Amiata può essere in prima approssimazione esemplificata tramite un modello bidimensionale con simmetria radiale a tre strati (Borgia et al., 2000; Borgia et al., 2005), composto dall'alto verso il basso da:

- 1) un “cono” fragile superiore costituito dal vulcano, con densità ρ_v , raggio geometrico R_v , altezza H_v e topografia $h_v(r, t)$ approssimabile dall'equazione:

$$\bullet \quad h_v = H_v e^{-\frac{r}{R_v}} \quad (3.1)$$

- 2) uno strato anche questo fragile costituito da strati orizzontali, vulcanici o sedimentari, con densità ρ_b e spessore costante H_b , su cui poggia il cono vulcanico, e
- 3) uno strato duttile inferiore, costituito da formazioni argillose con densità ρ_d e viscosità μ_d , originariamente orizzontale e di spessore costante H_d , il quale, a sua volta, ha come condizione al contorno inferiore una superficie indeformabile (Fig. 3.1).

All'Amiata, lo strato fragile al di sotto del cono vulcanico (anch'esso a comportamento fragile) potrebbe essere praticamente assente o, se presente, costituito da spessori ridotti di unità sabbiose marine Plioceniche o dalle unità a comportamento fragile della Falda Toscana (ad esempio la Maiolica). Vi sono, inoltre, almeno due livelli a comportamento duttile: le rocce a prevalente componente argillosa appartenenti alle unità del dominio Ligure e le rocce della serie evaporitica dove è presente il campo geotermico superficiale. Il limite indeformabile inferiore, potrebbe essere rappresentato dalla base della Falda Toscana ed in particolare dal Verrucano, ma nel caso specifico per modellare il comportamento dei diapiri di formazioni caotiche è stato preso al tetto delle evaporiti. Il limite superiore del modello è comunque libero e sottoposto alla pressione atmosferica.

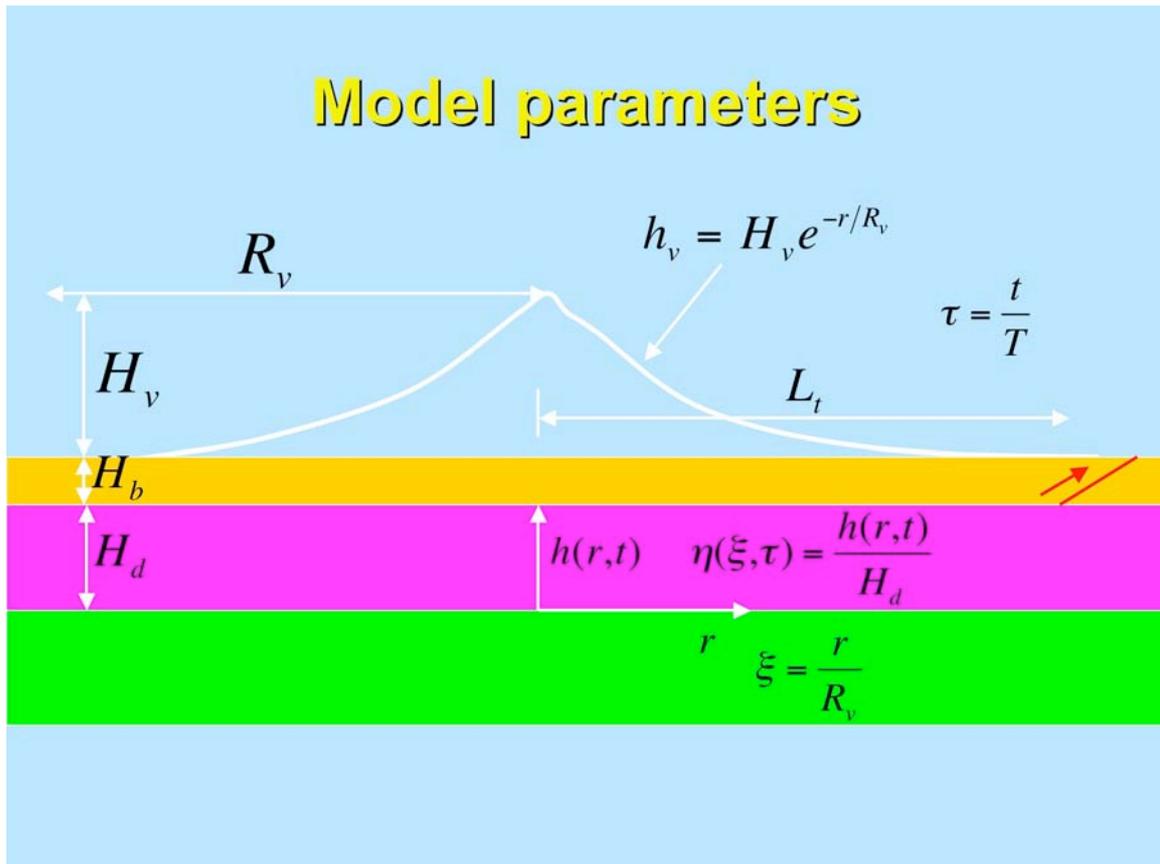


Fig. 3.1. Schema del modello a tre strati fragile-duttile. Il vulcano è rappresentato dalla linea bianca, lo strato fragile è indicato in arancione, lo strato duttile in tinta unita rosa, il limite inferiore indeformabile è in verde. Le variabili sono definite nel testo.

3.1 Analisi dinamica

Nella relazione preliminare è stata derivata l'equazione che descrive la deformazione delle unità duttili nel tempo (t) sotto il peso del vulcano:

$$\frac{\partial \eta}{\partial \tau} = \frac{1}{\xi} \frac{\partial}{\partial \xi} \left[\xi \eta^3 \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\rho_d H_d}{\rho_v H_v} \eta_d + \eta_v \right) \right] \quad (3.2).$$

Questa equazione utilizza le seguenti variabili adimensionali:

$$\xi = \frac{r}{R_v}; \quad \tau = \frac{t}{T}; \quad \eta_d = \frac{h_d}{H_d}; \quad \eta_v = \frac{h_v}{H_v}; \quad (3.3),$$

in cui T è il tempo in cui avviene la maggior parte della deformazione. La soluzione dell'Eq. (3.2) è rappresentata in Fig. 3.1 a vari tempi adimensionali. Può essere notato che al trascorrere del tempo il vulcano “affonda” nello strato duttile, mentre un'onda di strato duttile si propaga radialmente verso l'esterno.

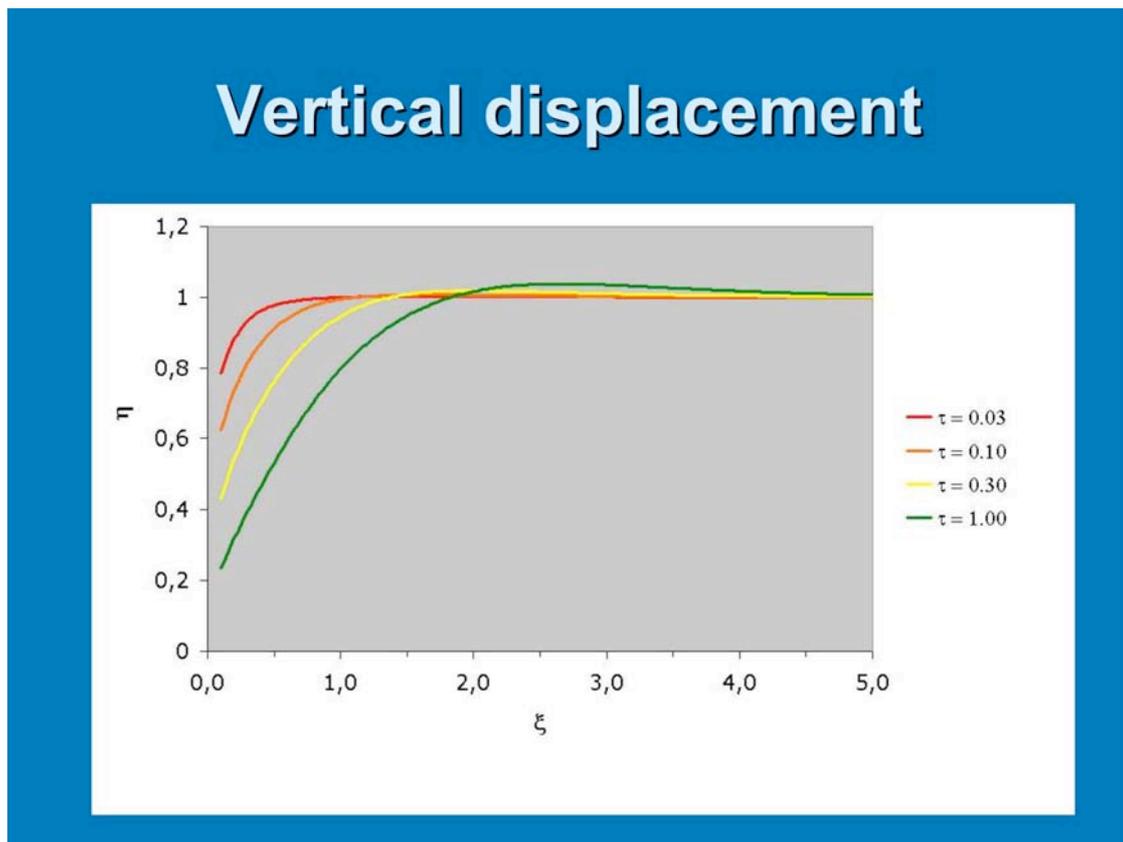


Fig. 3.1. Deformazione in scala del substrato duttile in funzione del raggio e del tempo anch'essi in scala.

Per paragonare la soluzione trovata ai valori ricavati in campagna, sono state usate le carte redatte da Calamai et al. (1970) e riportate in Figure 2.6, 2.7 e 2.8. In queste figure sono stati tracciati 7 profili che dalla zona sommitale dell'Amiata si dirigono radialmente verso la base del vulcano. Tre di essi da SE a SSO sono: 1-Piancastagnaio (SE), 2-Bagnolo (S) e 3-Santa Fiora (SSO). Gli altri quattro da E a NO sono: 4-

Abbadia S.S. (ESE), 5-Poggio Seragio (NE), 6-Fonte Capo Vetra (NNO), 7-Castel del Piano (NO). Dalla differenza tra le quote della topografia del vulcano e la topografia del substrato si ricava lo spessore effettivo delle lave. Dalla differenza tra le quote della topografia del substrato e la topografia del campo geotermico si ricava lo spessore effettivo del substrato duttile.

Assumendo, in prima approssimazione, che il vulcano abbia iniziato a deformarsi dopo la messa in posto della maggior parte delle lave, si desume che la topografia originaria del vulcano corrisponde allo spessore effettivo delle lave stesse. Tale topografia originaria è stata interpolata all'Eq. 3.1 in modo da ricavare R_v e H_v per ogni singolo profilo. È stato poi usato il valore di R_v per scalare il raggio come indicato nell'Eq. 3.3, mentre per il valore di scala H_d è stato utilizzato il valore massimo degli spessori di substrato duttile in modo da ottenere spessori scalati massimi pari ad 1 (Tab. 3.1). D'altronde, non è possibile scalare con i valori degli spessori lontano dal vulcano, perché non si conoscono i valori originari degli spessori di substrato, né può essere valutata con certezza la diminuzione di spessore per erosione.

Tab. 3.1.

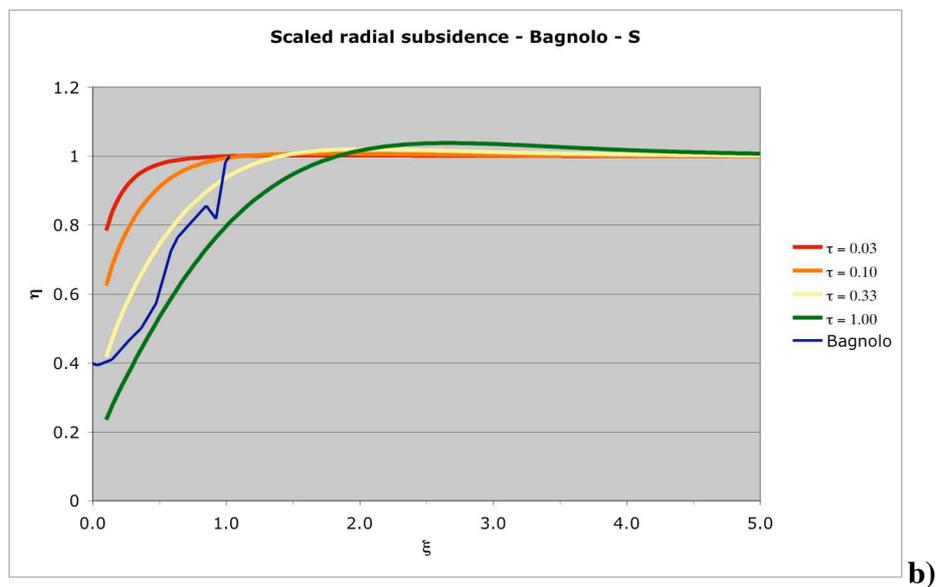
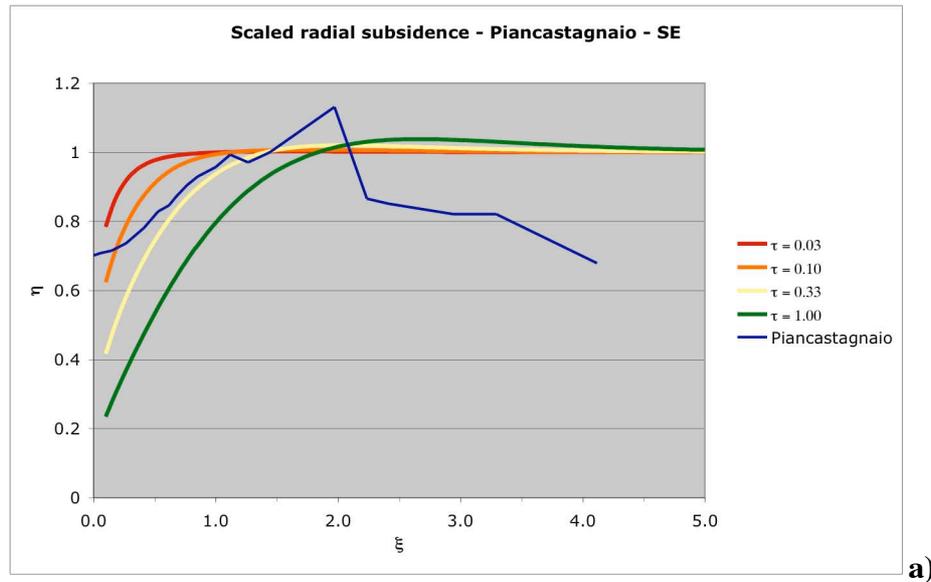
Profilo	H_v	R_v	H_d
Piancastagnaio - SE	1100	1700	670
Bagnolo - S	850	4000	1180
Santa Fiora - SSO	1000	2500	710
Abbadia S.S. - ESE	1200	950	920
Poggio Seragio - NE	1400	1100	930
Fonte Capo Vetra - NNO	1300	1200	1015
Castel del Piano - NO	1000	1500	1030

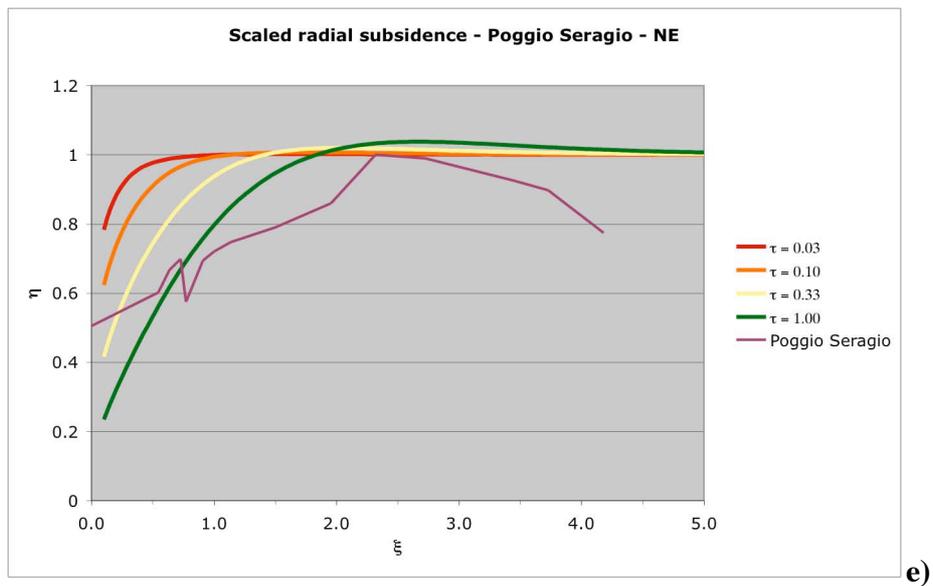
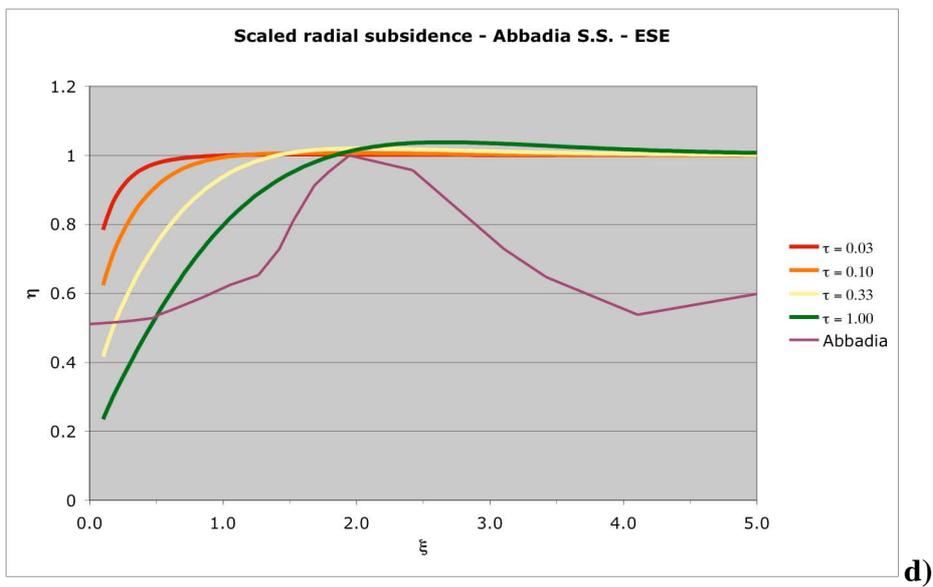
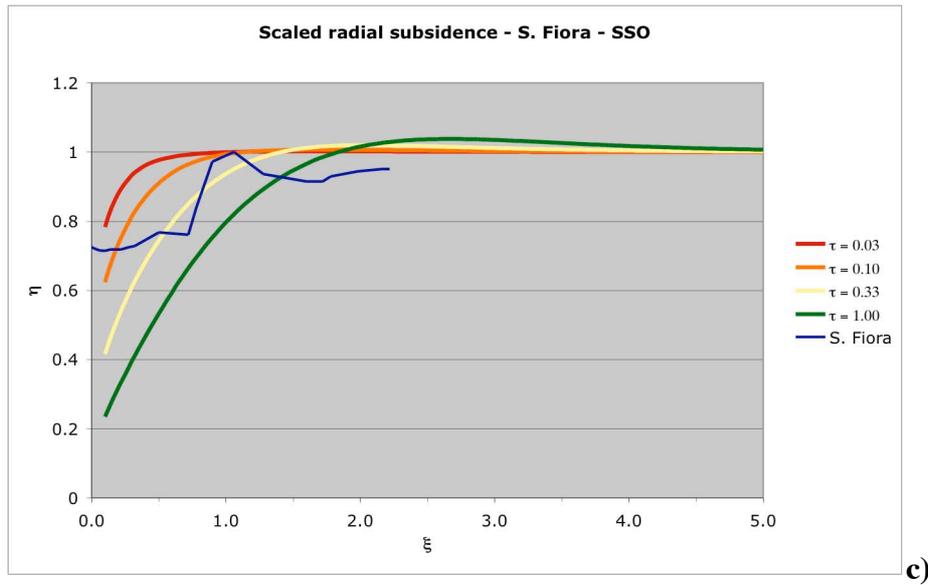
Le interpolazioni dei profili in scala con la soluzione dell'Eq. 3.2 sono indicate in Fig. 3.3. Dall'analisi delle figure può essere osservato che la corrispondenza tra le curve che rappresentano gli spessori reali e quelli teorici tende ad essere buona nella parte centrale di esse. Lo spessore reale del substrato tende ad essere sempre superiore a quello teorico nelle zone centrali del vulcano, mentre gli spessori reali tendono ad essere inferiori a quelli teorici nelle zone distali del vulcano.

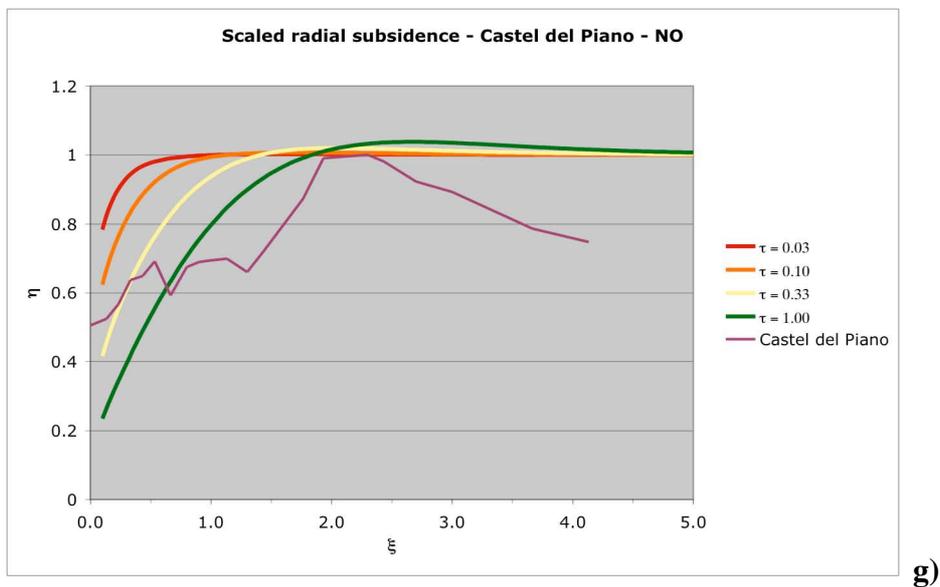
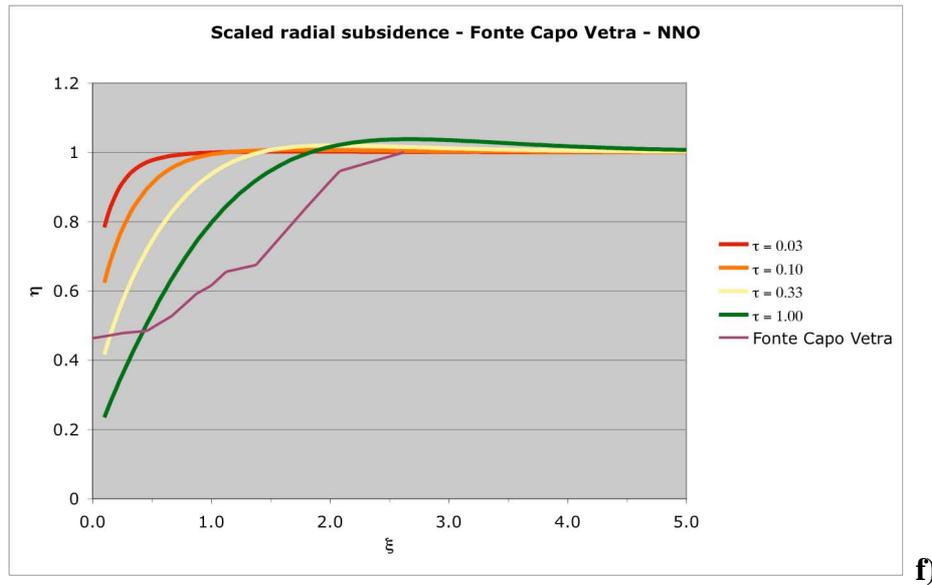
Nelle zone centrali del vulcano lo spessore effettivo del substrato è sovrastimato in quanto sono stati attribuiti al substrato anche gli spessori relativi ai “camini vulcanici” ed alle zone di collasso gravitativo sommitale che avrebbero dovuto invece essere attribuite più propriamente alle lave. Nelle zone distali lo spessore effettivo del substrato potrebbe essere sottostimato a causa dei fenomeni erosivi che nei lunghi intervalli eruttivi (anche di circa 100.000 a) potrebbero aver ridotto gli spessori di substrato duttile. Le discrepanze riscontrate potrebbero essere in parte legate al fatto che la deformazione gravitativa coinvolge anche le evaporiti, fatto questo non contemplato nel modello analitico.

L'analisi delle curve comunque indica la presenza di due gruppi di profili. I profili verso sud (Fig. 3.2 a, b, c) tendono tutti ad essere a sinistra della curva $\tau = 1$, cioè tendono a corrispondere ad un tempo inferiore a quello per il quale la deformazione è praticamente completa. Invece, i profili verso est, nord e nordovest (Fig. 3.2 d, e, f, g) tendono tutti ad essere a destra di tale curva, suggerendo che la deformazione in questi casi tende ad essersi ormai esaurita.

Fig. 3.2. Interpolazione tra le curve teoriche ed i profili degli spessori effettivi del substrato duttile. Si noti che nelle figure **a)**, **b)** e **c)** i profili rimangono sempre a sinistra della curva verde, corrispondente al tempo scalato 1 (cioè al tempo in cui la deformazione è praticamente avvenuta), mentre per le figure **d)**, **e)**, **f)** e **g)** i profili rimangono a destra della curva verde. Ciò potrebbe indicare che per i primi tre profili la deformazione non è ancora conclusa.







È quindi plausibile supporre che il vulcano Amiata stia ancora “affondando” e sfiancandosi verso il versante meridionale, mentre risulterebbe più stabile verso il versante settentrionale. Questa affermazione è supportata anche dal fatto che il versante meridionale dell’Amiata rispetto al settentrionale è caratterizzato da un maggiore e più evidente numero di elementi strutturali riconducibili alla tettonica gravitativa (cf. Fig. 2.1b). Essa è consistente anche con quanto supposto semplicemente su base teorica nella Relazione Preliminare (vedi Eq. 3.3.3).

È in ogni caso certo che la tettonica gravitativa ha profondamente fratturato e fagliato l'edificio vulcanico ed il suo substrato, incluso le formazioni evaporitiche che ospitano il campo geotermico superficiale. **Questa tettonica, nelle zone sottostanti i collassi sommitali, ha probabilmente portato le vulcaniti stesse in diretto contatto con le rocce evaporitiche. Questi contatti, oltre ai condotti vulcanici e alle fratture, costituiscono una naturale connessione tra acquifero superficiale e campo geotermico.**

Un altro elemento da non sottovalutare è l'esistenza dei rilievi diapirici di argille caotiche tutto intorno al vulcano, ma particolarmente nella fascia meridionale dove i processi di "volcanic spreading" innescati dalla gravità sembrano essere tuttora attivi. Tali diapiri formano la copertura del campo geotermico superficiale e sono attraversati dai pozzi di coltivazione dello stesso campo. Ne segue che alcuni pozzi potrebbero essere in condizioni critiche sia rispetto alle deformazioni diapiriche che rispetto a quelle relative al loro successivo smottamento. Forse non a caso i tre incidenti con immissione di fluidi geotermici nell'ambiente sono associati a pozzi (Senna 1, PC4 e PC3) ubicati sui versanti di uno di questi diapiri.

A questo riguardo si può calcolare l'ordine di grandezza della massima velocità orizzontale che ha caratterizzato la formazione dei diapiri utilizzando l'Eq. (3.1.13) della prima relazione:

$$V_r = \frac{\rho_d g H_d^3}{\mu_d R_v} = \frac{2500 \text{ (kg m}^{-3}\text{)} * 9.8 \text{ (m s}^{-2}\text{)} * 1180^3 \text{ (m}^3\text{)}}{10^{18} \text{ (Pa s)} * 4000 \text{ (m)}} \approx 0.3 \text{ (m a}^{-1}\text{)}$$

Ovviamente dato che il processo di spreading è vicino alla conclusione, il valore attuale effettivo della velocità è significativamente inferiore a quello sopra indicato. **Si deve però insistere sul pericolo che le deformazioni gravitative possano nel tempo sottoporre i casing dei pozzi a stress tali da poterli mettere in crisi**, come per altro già indicato da uno dei CTU della Procura di Montepulciano specificatamente per il pozzo PC4 (Boni, 2001).

4. Correlazione tra falda superficiale e geotermica

Dallo studio strutturale del Vulcano Amiata, è stato evidenziato che esiste una “connessione” ad alta permeabilità tra le vulcaniti dell’Amiata, in cui è presente l’acquifero freatico, e le evaporiti in cui è presente l’acquifero del campo geotermico superficiale. Tale “connessione” è data fondamentalmente da tre elementi:

- 1) il contatto diretto delle vulcaniti con la serie Toscana, dovuto al fatto che le prime sono state messe in posto direttamente sulla seconda;
- 2) la presenza di condotti vulcanici che attraversano tutta la serie Toscana;
- 3) i contatti tettonici legati alle deformazioni fragili ed al collasso gravitativo dell’edificio vulcanico.

Per valutare meglio quanto questo “collegamento” possa influenzare la ricarica dell’acquifero geotermico da parte dell’acquifero superficiale, è stato messo a punto un modello idrogeologico preliminare che utilizza i dati geologici ed idrogeologici attualmente disponibili.

Il modello idrogeologico del monte Amiata è stato realizzato adoperando il programma MODFLOW dello United States Geological Survey con l’interfaccia utente GMS (Groundwater Modeling System) dello United States Department of Defence, nella versione 6.0 del 2006. GMS è una delle più complete e articolate interfacce di MODFLOW e, insieme ad altri programmi di calcolo come MODPATH, consente di costruire modelli del flusso delle acque sotterranee e di riprodurre i processi fondamentali che avvengono nei sistemi idrogeologici.

Il primo passo per la costruzione del modello è lo sviluppo del modello concettuale: un’astrazione e semplificazione della realtà idrogeologica, ma che tuttavia mantiene intatta la complessità topologica e meccanica presente in natura. Al modello concettuale segue il modello numerico che, basandosi su di una discretizzazione dello spazio e del tempo, permette una soluzione numerica delle equazioni che descrivono il flusso sotterraneo.

I limiti di questo modello sono di due tipi:

- 1) esso non include la possibilità di modellare l'advezione termica, la presenza di fluidi polifasici, le reazioni fluido-fluido e fluido-roccia;
- 2) esso non include la possibilità di modellare la zona insatura, nè rocce con permeabilità dipendente da entrambi i fattori di porosità e fratturazione.

Per modelli che includano tali complicazioni viene usata ad esempio la famiglia di modelli TOUGH2, ITOUGH2, TOUGHREACT. Nonostante queste limitazioni il modello rappresenta con buona approssimazione il comportamento della falda freatica, mentre il campo geotermico è modellato come condizione al contorno.

4.1 Sviluppo del Modello Concettuale

Il primo gradino per realizzare un modello concettuale è dato dalla creazione di un modello geologico, anch'esso concettuale, che approssimi per quanto possibile la realtà naturale. Ovviamente tale modello deve integrare tutte le conoscenze acquisite nell'area in esame, ma allo stesso tempo deve costituire una rappresentazione sufficientemente schematica, omogenea e razionale della realtà geologica locale.

Lo sviluppo del modello concettuale è avvenuto utilizzando i dati geologici ricavati dalle carte geologiche ed idrogeologiche pubblicate dall'ENEL (Calamai et al., 1970):

- Tectonic Map
- Map of the resistive substratum
- Subsurface structural map on top evaporitic formation
- Hydrogeological map of the Monte Amiata volcano

Tali carte sono state per prima cosa importate in GIS e georeferenziate. Da esse sono state poi digitalizzate le principali formazioni geologiche, le faglie e la topografia delle principali superfici caratterizzanti il Monte Amiata ed il suo substrato. In particolare (Fig. 4.1):

- la topografia;
- la superficie inferiore delle lave, corrispondente alla superficie superiore del substrato vulcanico;
- la superficie superiore delle evaporiti, cioè del campo geotermico;
- la superficie piezometrica.

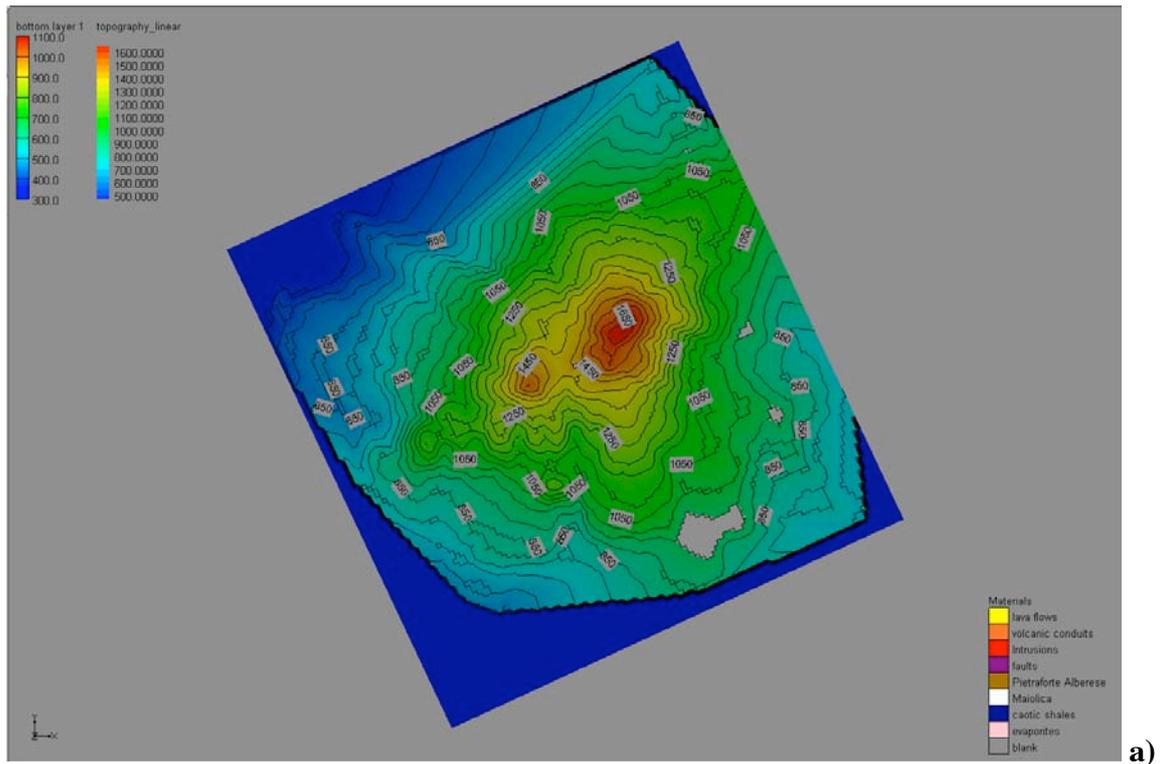
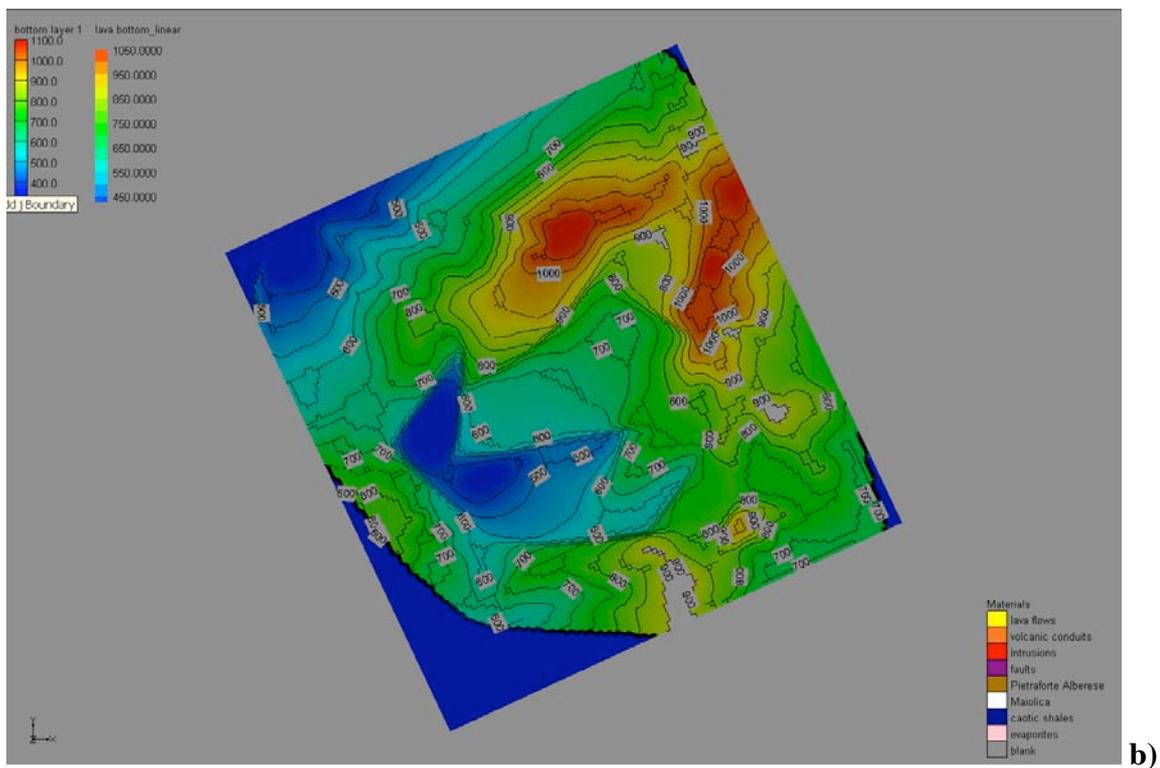
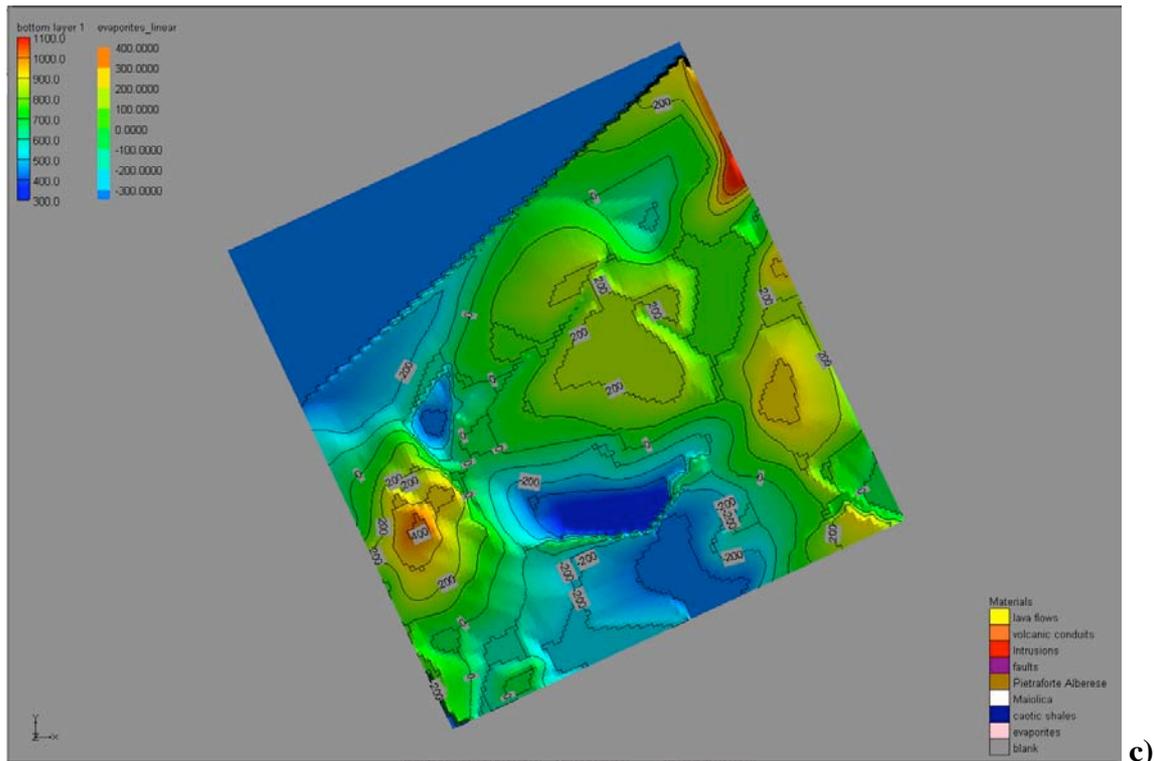


Fig. 4.1. Superfici utilizzate per identificare i tre strati del modello geologico concettuale. Il nord è verso l’alto; i lati del rettangolo sono di 11.7 km verso destra e di 12.5 km verso l’alto.

- a) Topografia del vulcano.
- b) livello inferiore delle lave e superficie superiore del basamento subvulcanico.
- c) Livello superiore delle evaporiti dove è locato il campo geotermico.





Le prime tre di queste superfici permettono di descrivere le caratteristiche fondamentali del modello. Tra la prima e la seconda superficie si collocano le rocce vulcaniche con il loro acquifero freatico. Tra la seconda e la terza superficie si colloca il substrato vulcanico costituito da diverse litologie appartenenti alla Serie Toscana (Maiolica) ed al domino Ligure (Pietraforte e Complessi Caotici). Tra la terza superficie e la quota arbitraria di -500 m slm si collocano le evaporiti del campo geotermico. Dato che il campo geotermico è simulato unicamente per generare una condizione al contorno ragionevole per l'acquifero freatico, lo spessore effettivo del campo geotermico tende ad avere un effetto secondario ed è quindi preso a quota costante. Il modello è quindi costituito da tre strati: il vulcano, il substrato vulcanico ed il campo geotermico (Fig. 4.2 e 4.3).

Per rendere, per quanto possibile, non soggettiva la scelta delle strutture da rappresentare, si è preferito limitare le faglie ed i condotti vulcanici ai dati già noti in letteratura, rappresentando solo quelli già indicati nelle carte di Calamai et al. (1970) senza includere le faglie rilevate nel presente lavoro. Tali faglie e condotti si estendono dalla superficie al fondo del modello.

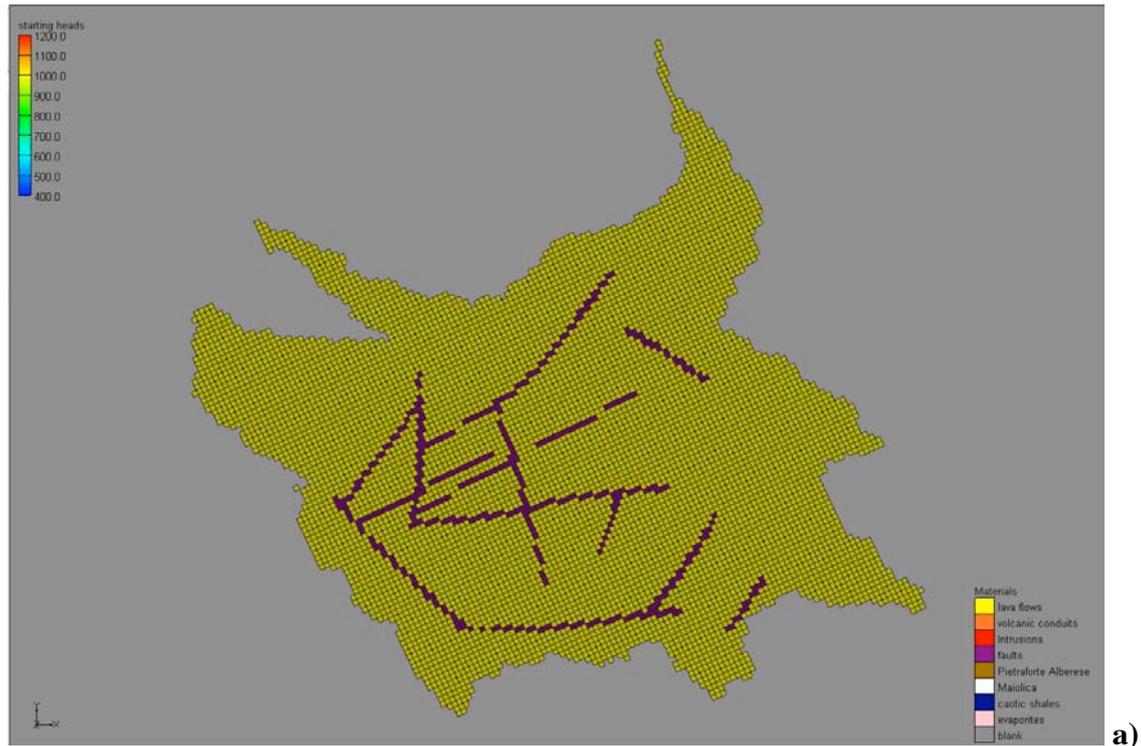
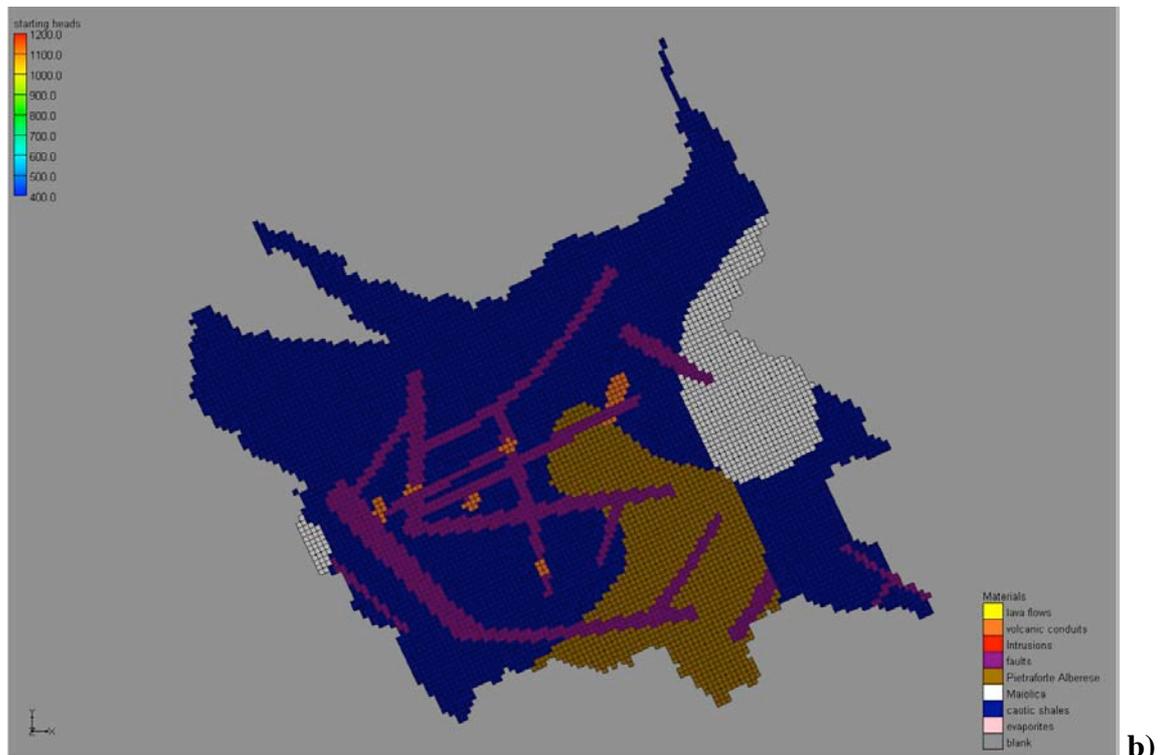
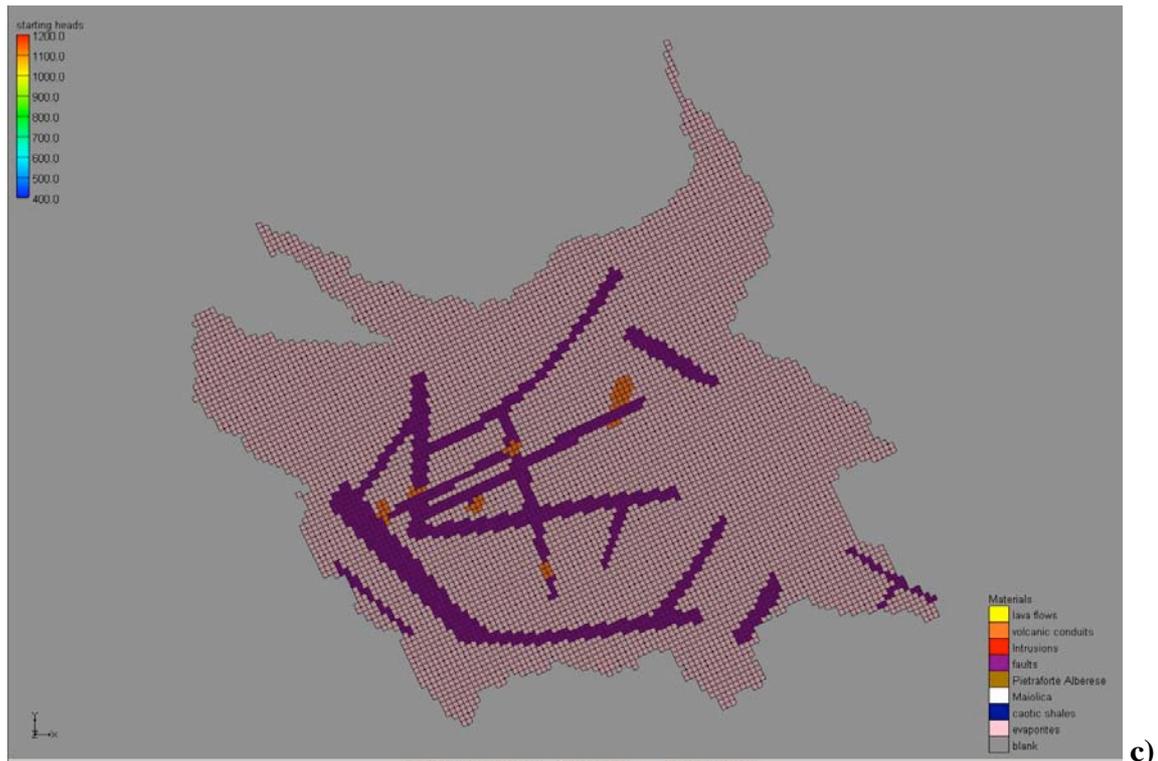


Fig. 4.2. Strati del modello geologico concettuale. Il nord è verso l'alto; le dimensioni delle celle sono di 100 m per 100 m. **a)** Primo strato, costituito dalla lave del vulcano Amiata (giallo); le faglie sono indicate in viola. **b)** Secondo strato, costituito dalle rocce del basamento subvulcanico: bianco = Maiolica, marrone = Pietraforte, blu = argille caotiche, arancione = condotti vulcanici. **c)** Terzo strato, costituito dalle evaporiti del campo geotermico (rosa).





Inoltre nel modello concettuale sono state definite le opportune condizioni al contorno.

In particolare:

- Intorno alla base dell'edificio vulcanico nel primo strato vi è un confine drenante, vale a dire tutte le volte che la falda raggiunge alla base il livello dei drenaggi, essa alimenta i drenaggi e l'acqua esce dal sistema. Un'altra serie di drenaggi è stata posizionata sull'edificio vulcanico in modo che i drenaggi siano alimentati tutte le volte che la falda supera la superficie topografica. I drenaggi sono, in effetti, un modo conveniente per rappresentare i torrenti e la loro funzione idraulica di drenaggio della falda. Tutti i drenaggi sono stati posizionati a 10 m sotto la superficie topografica ed è stata loro attribuita una conduttanza di 0,001 m/s.
- Lungo i perimetri del secondo e terzo strato e alla base del modello sono state imposte condizioni a flusso nullo in modo che non vi sia perdita di acqua dal sistema.
- Infine sulla superficie superiore sono state imposte condizioni di ricarica che simulano le precipitazioni mediate durante tutto un anno. I dati della ricarica sono stati ricavati da Brazzuoli et al. (1993) e sono rappresentati da tre aree

concentriche con la topografia del vulcano: dalla base fino a quota 1000 è stata usata una ricarica di $1,0 \cdot 10^{-8}$ m/s; tra le quote 1000 e 1300 è stata applicata una ricarica di $2,7 \cdot 10^{-8}$ m/s; dalla quota di 1300 fino alla vetta la ricarica è di $3 \cdot 10^{-8}$ m/s. Nella zona basale la ricarica è stata diminuita ulteriormente per simulare un maggiore effetto del ruscellamento superficiale.

4.2 Sviluppo del Modello Numerico.

Per lo sviluppo del modello numerico è stata costruita una griglia di calcolo su tutti e tre gli strati, costituita da celle di 100 m per 100 m con una altezza minima di 50 m (Fig. 4.3 e 4.4).

Ad ognuna delle celle della griglia sono stati poi assegnati i valori di permeabilità orizzontale e verticale sulla base dei materiali di cui sono costituite. Tali valori di permeabilità sono stati poi raffinati tramite uno schema iterativo, durante la successiva fase di calibrazione del modello (Tab. 4.1).

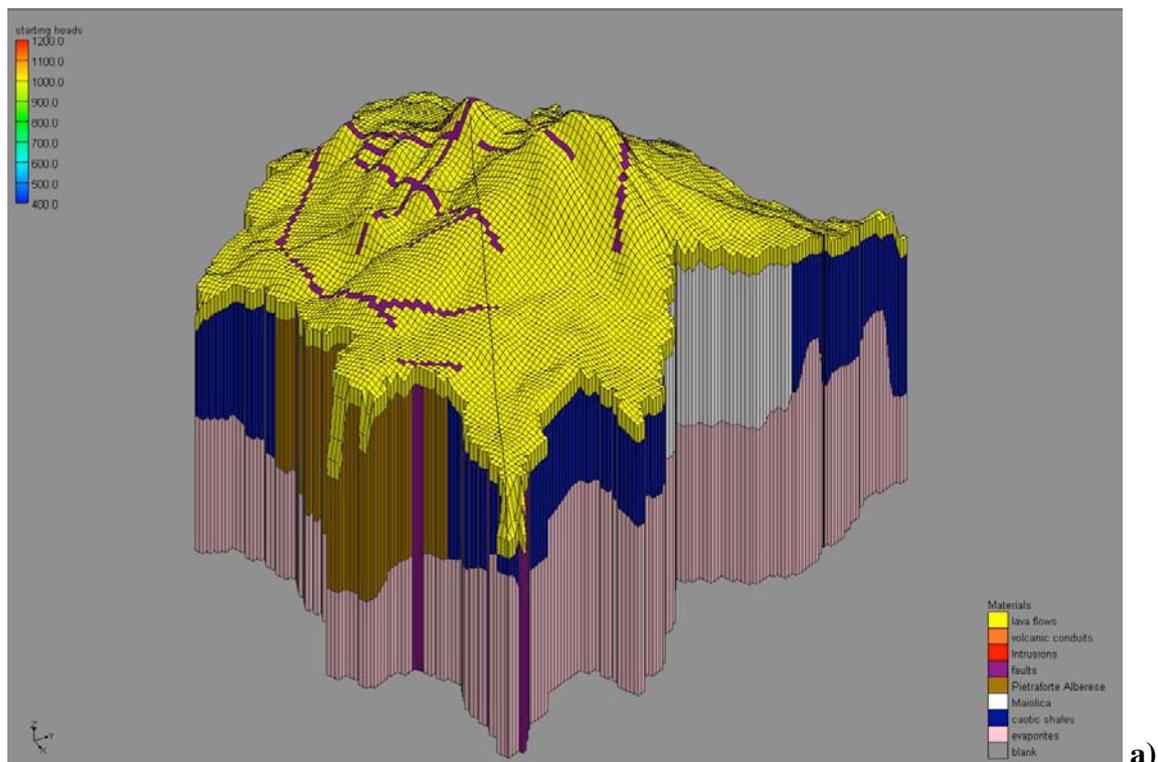


Fig. 4.3. Modello geologico tridimensionale a tre strati del vulcano Amiata con la suddivisione di ogni strato in celle di calcolo di 100 m per 100 m. La corrispondenza tra colori e formazioni geologiche è indicata in Fig. 4.2. **a)** Vista da SE (Piancastagnaio). **b)** Vista da NO (Castel del Piano).

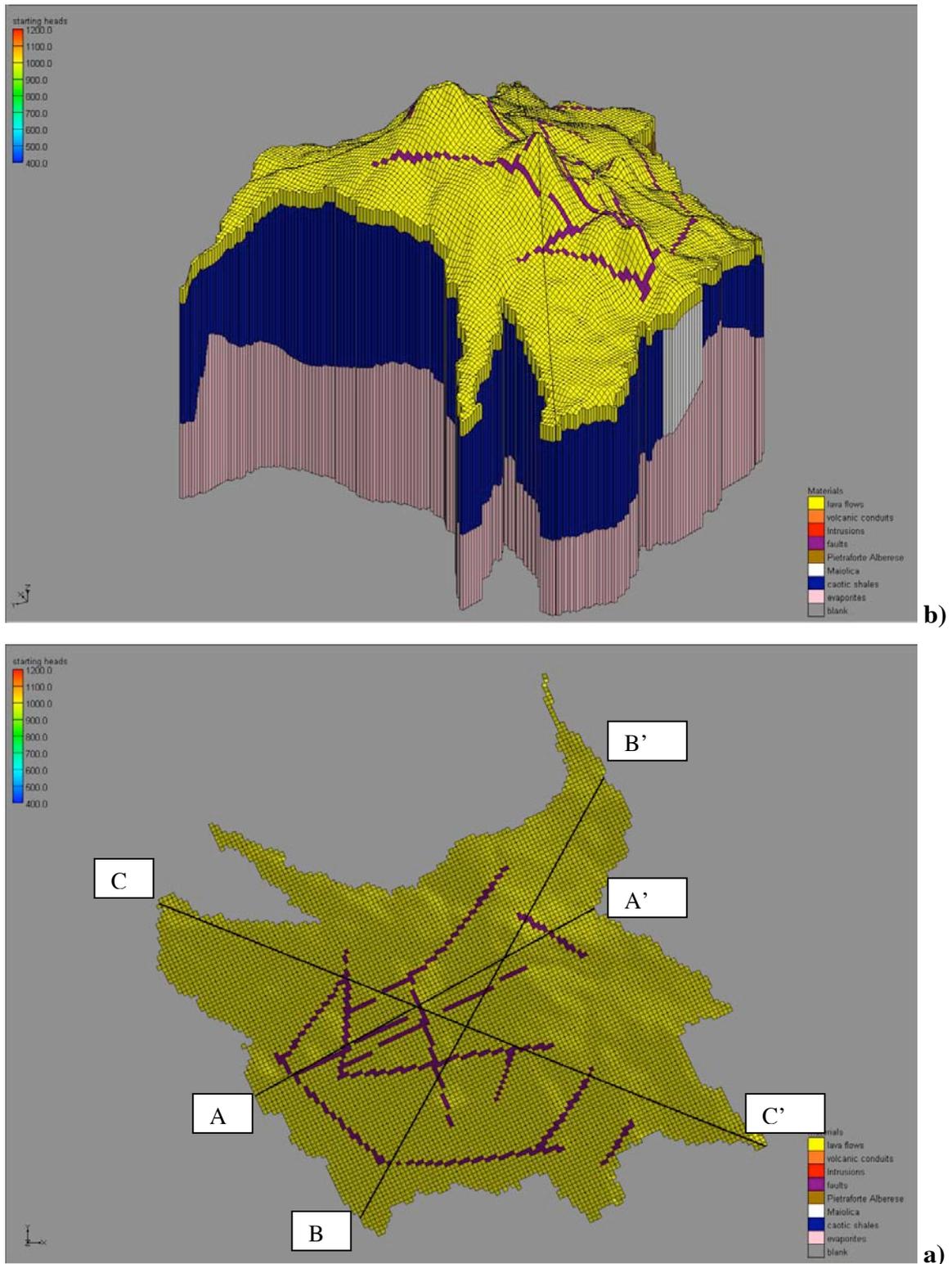
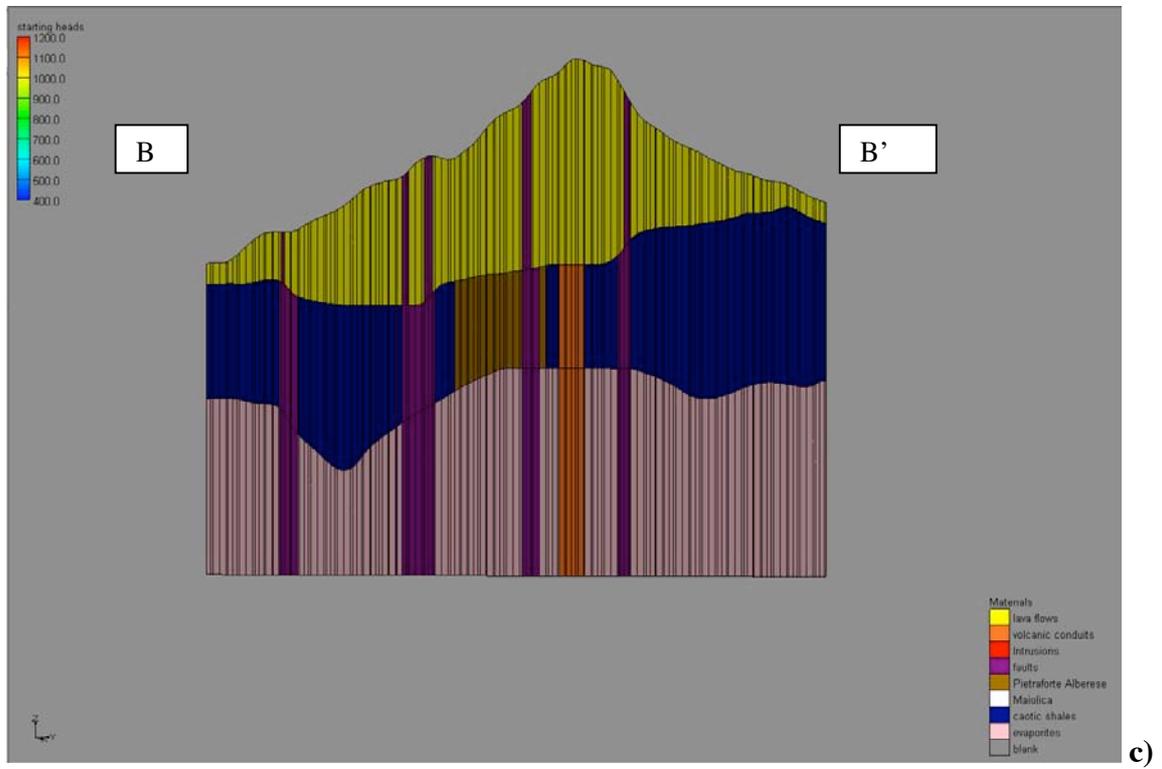
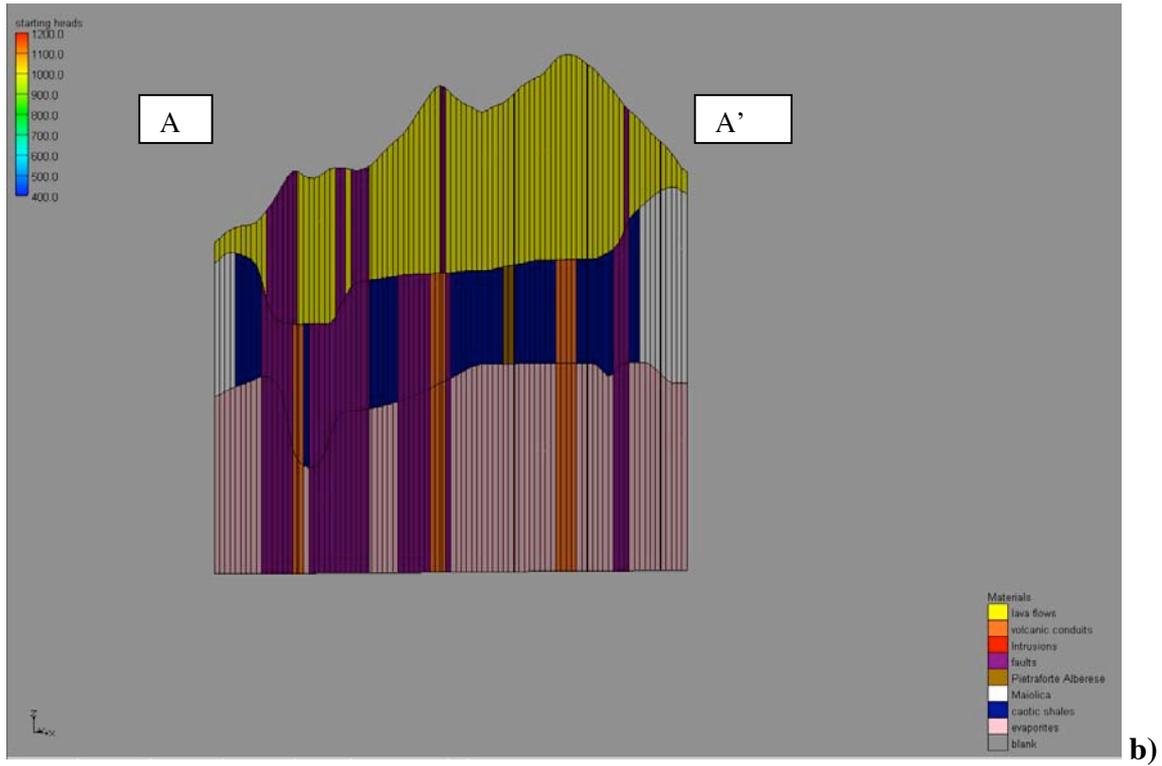
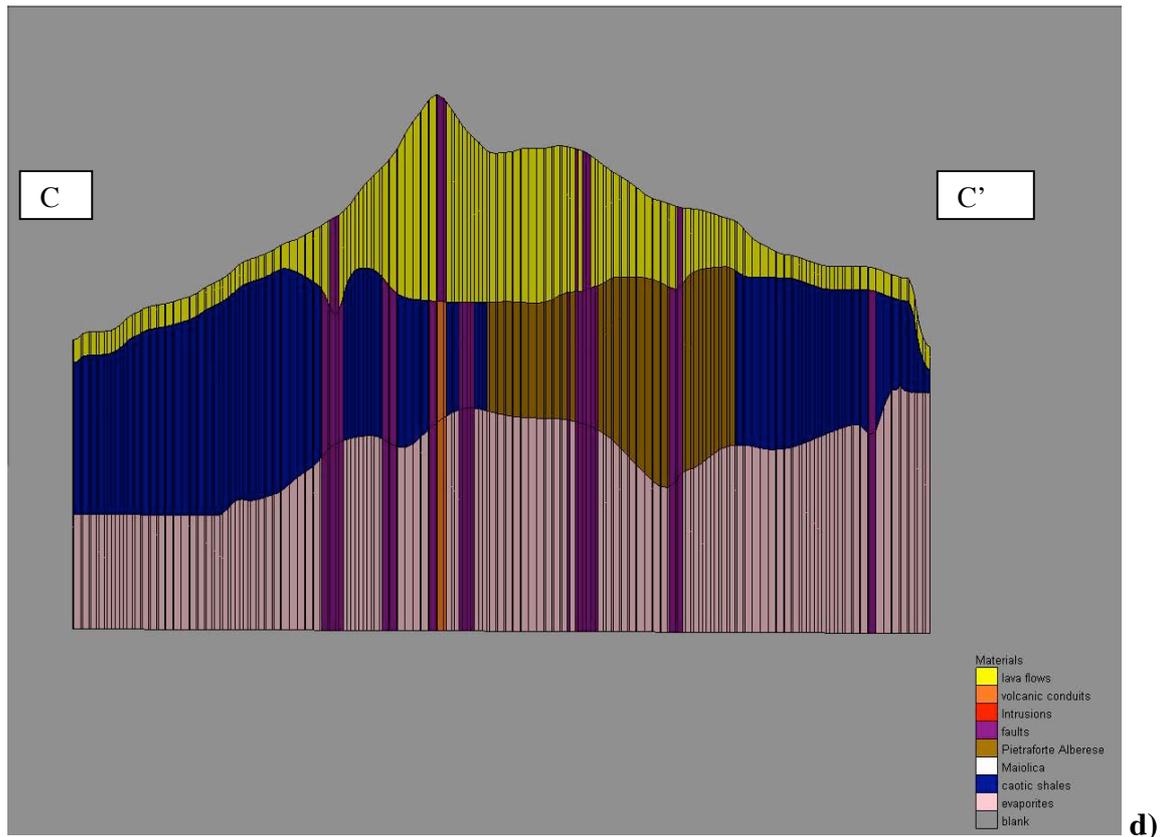


Fig. 4.4. Sezioni del modello geologico utilizzato per il calcolo numerico. La corrispondenza tra i colori e le rocce è indicata in Fig. 4.2; il nord è verso l'alto. **a)** Localizzazione delle sezioni. **b)** Sezione lungo le vette dell'Amiata (A-A'), notare gli alti strutturali dove il vulcano è fondato sulla Maiolica. **c)** Sezione tra Santa Fiora e Vivo D'Orcia (B-B'), notare come il basamento si infletta formando una conca verso il lato SO. **d)** Sezione tra Castel del Piano e Piancastagnaio (C-C').





Tab. 4.1. Valori di permeabilità

Materiale	Permeabilità orizzontale (m/s)	Permeabilità verticale (m/s)
1 Flussi di lava	$1.0 \cdot 10^{-6}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$
2 Condotti vulcanici	$5.0 \cdot 10^{-6}$	$5.0 \cdot 10^{-6}$
3 Intrusioni	$1.0 \cdot 10^{-6}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$
4 Faglie	$5.0 \cdot 10^{-6}$	$5.0 \cdot 10^{-6}$
5 Pietraforte Alberese	$1.0 \cdot 10^{-7}$	$1.0 \cdot 10^{-7}$
6 Maiolica	$5.0 \cdot 10^{-7}$	$5.0 \cdot 10^{-7}$
7 Argille caotiche	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-8}$
8 Evaporiti	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$

4.3 Risultati del modello numerico

Il calcolo converge ad una soluzione che è stabile anche utilizzando condizioni iniziali leggermente diverse. Si riscontra una certa instabilità nel modello partendo da condizioni iniziali molto distanti dalla soluzione. Tale instabilità è prevalentemente legata ai forti gradienti topografici della base delle vulcaniti, i quali possono essere anche superiori al 5%. Durante le iterazioni del calcolo numerico, tali gradienti possono rendere “secche”, cioè svuotate di acqua, alcune celle, che vengono così ad essere automaticamente escluse dalle iterazioni successive. Questo è un limite intrinseco del programma MODFLOW nella versione utilizzata, che non è in grado di risolvere le equazioni di flusso per la zona insatura.

L’instabilità riscontrata nel modello numerico riflette però la fragilità intrinseca dell’acquifero dell’Amiata che, dati i forti gradienti topografici e l’alta permeabilità delle lave, tende a “svuotarsi” facilmente qualora non sia alimentato in modo sufficiente dalla ricarica o qualora sia artificialmente estratta acqua da questo.

Per un modello come quello in esame, il cui dettaglio geologico e le cui condizioni al contorno sono fondamentalmente semplici il processo di calibrazione consiste essenzialmente nel variare la ricarica e le permeabilità fintanto che la superficie piezometrica non risulta simile a quella riportata nella Hydrogeological Map of the Monte Amiata Volcano (A. Calamai et al., 1970). Il risultato delle simulazioni è illustrato in Fig. 4.5a. La superficie freatica risulta abbastanza regolare, inflettendosi però lungo le zone di faglia in risposta al fatto che queste, essendo a permeabilità più alta, fungono da linee di deflusso e di ricarica del campo geotermico. Si notano altresì, aree in cui la superficie freatica è ad una quota superiore alla topografia; queste aree particolarmente nella zona sud ed ovest, corrispondono in genere a quelle dove si sono formati piccoli bacini caratterizzati da depositi a diatomiti, che sono stati coltivati fino a qualche decennio fa.

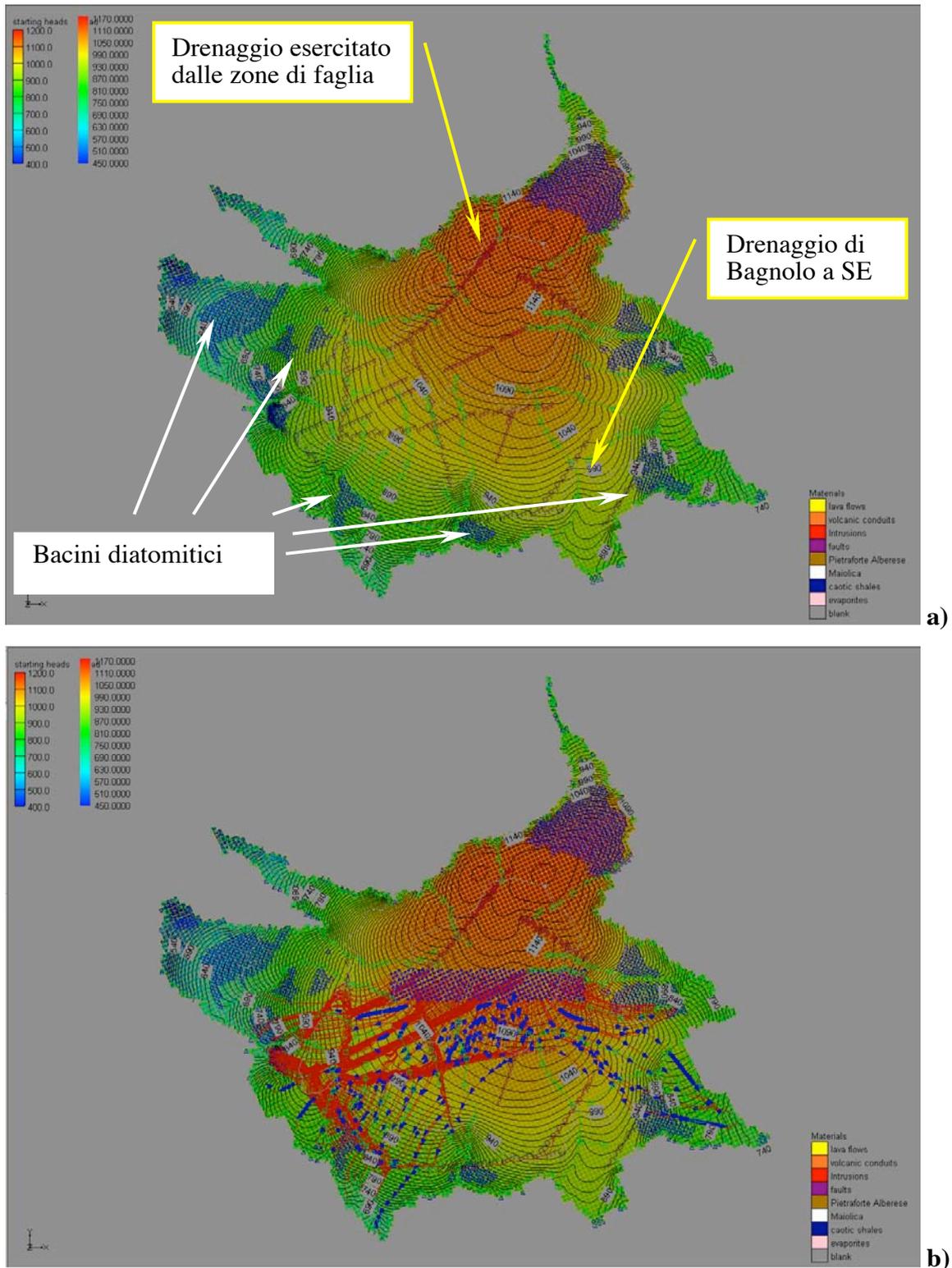


Fig. 4.5. a) Mappa delle isofreatiche dell’acquifero contenuto nelle vulcaniti del Monte Amiata. Le celle marcate dai triangoli blu indicano che la superficie freatica è sopra la superficie topografica. **b)** Le linee di flusso partono dall’area rettangolare a pallini blu e terminano nei drenaggi superficiali. Le frecce blu indicano intervalli temporali di flusso di 1000 anni.

Una volta calcolate le superfici piezometriche in ogni strato del modello numerico è possibile ricostruire le linee di flusso, ed i tempi di percorrenza lungo le stesse, tramite il codice di calcolo del United States Geological Survey MODPATH. Un esempio delle linee di flusso risultanti dal modello è indicata in Fig. 4.5b. Le linee di flusso iniziano nel rettangolo (settore centrale) del vulcano e terminano nei drenaggi. Si nota come essi si concentrino all'interno delle zone di faglia, ma vi sono molte linee di flusso che tendono ad avere una traiettoria generalmente radiale fino ad arrivare al bordo del vulcano ed anche alle sorgenti del Fiora. Ad esclusione delle zone di faglia dove i tempi di percorrenza sono relativamente brevi, i tempi di percorrenza più direttamente legati alla permeabilità delle lave, risultano essere anche di qualche centinaio di anni.

L'estrazione di vapore dal campo geotermico è stata simulata tramite una serie di pozzi che pompano acqua dal campo stesso. Ovviamente tale forma di simulazione della coltivazione del campo è approssimata e non può rappresentare correttamente nei dettagli il flusso polifasico (acqua e vapore) del sistema. Essa dà però un'idea abbastanza vicina alla realtà dell'influenza tra l'acquifero superficiale e l'acquifero geotermico. Durante questa seconda simulazione viene ancor più messa in evidenza la fragilità dell'acquifero. Infatti, con una permeabilità alta delle lave, già regimi di estrazione di 100 l/s fanno entrare l'acquifero superficiale in crisi, rendendolo per molta parte "secco" ed impedendo a MODFLOW di convergere ad una soluzione ragionevole. Ottimizzando la permeabilità a questo fine si possono al massimo ottenere regimi di estrazione di circa 500 l/s, oltre cui le simulazioni non convergono più.

La simulazione rappresentata in Fig. 4.6a mostra che l'estrazione di fluidi dal campo geotermico comporta un'abbassamento superiore ai 50 metri della superficie freatica. In particolare (confrontare figure 4.5a e 4.6a), viene ulteriormente evidenziato l'effetto di drenaggio esercitato dalla faglie sulla superficie freatica, tendono a scomparire le aree a sud ed ovest dell'Amiata dove la superficie freatica stessa era a quota superiore di quella topografica (le aree dei bacini diatomitici), il drenaggio superficiale di Banolo a SE non è più attivo mentre è esaltata la funzione drenante della zona di faglia. Infine, le linee di flusso tendono ora a concentrarsi unicamente

nelle fratture, riducendo il flusso radiale verso il margine meridionale di Santa Fiora (confrontare figure 4.5b e 4.6b). La Fig. 4.6c rappresenta la differenza tra le superfici freatiche dei due modelli numerici appena descritti, senza e con estrazione di acqua dal campo geotermico. Si nota la forte depressione dell'acquifero (maggiore di 50 m) in corrispondenza del versante SE (verso il campo geotermico di Piancastagnaio) che è legata alla presenza, nel substrato vulcanico di questo versante, di formazioni maggiormente permeabili rispetto al versante SO (Pietraforte e Maiolica in paragone ad Argille caotiche).

La superficie di falda rappresentata dal modello con estrazione di acqua è ancora ben al di sopra della superficie rilevata tramite le misure di geoelettrica e magnetotelluriche (Manzella, 2006); quest'ultima superficie (Fig. 4.6d) mostra, infatti, una serie di depressioni ben maggiori di quella calcolata con il semplice modello numerico sopra descritto. Per esempio, rispetto alla superficie della falda freatica misurata da Calamai (1970) nei minimi di “Prato della Contessa” e “Le fonde” (versante sud di Poggio Falco) la falda è stata abbassata di circa 250 m e 500 m rispettivamente. Tale accentuata depressione può essere unicamente il frutto di un maggiore drenaggio della falda acquifera superficiale verso il campo geotermico, rispetto a quanto calcolato dal modello esposto in questo lavoro.

È doveroso sottolineare nuovamente che il modello simula con buona approssimazione relativamente piccoli prelievi di acqua dal campo geotermico. Nel caso in cui dal campo geotermico è estratto vapore, bisogna considerare che il volume di vapore a bassa densità estratto viene sostituito da acqua fredda con densità molto maggiore; **perciò la massa di acqua che entra nel campo geotermico dagli acquiferi superficiali è in genere molte volte maggiore all'equivalente massa di vapore estratta.** Inoltre il modello non tiene conto dei processi indotti dalla convezione termica del sistema, né tanto meno di quelli indotti dalla presenza delle due fasi acqua e vapore.

Il vapore (ed i gas incondensabili ad esso abbinati), infatti, essendo meno denso, meno viscoso ed avendo una tensione superficiale inferiori a quelle dell'acqua tende a salire facilmente lungo le fratture verso l'alto, a meno che superiormente non vi sia un

adeguato effetto di contenimento dato dalla pressione o dalla capacità di far condensare il vapore e disciogliere i gas incondensabili prima che questi raggiungano ed inquinino l'acquifero freatico, di acqua potabile, contenuto nelle vulcaniti.

A questo riguardo è bene enfatizzare che il campo geotermico superficiale si trova attualmente ad una pressione di circa 21 bar (corrispondente approssimativamente ad una colonna di acqua di 210 m). **Pertanto in tutte le aree dove l'acquifero freatico ha uno spessore inferiore a 210 m vi sono le condizioni per permettere non solo ai gas, ma anche alla fase liquida dei fluidi geotermici di risalire verso la superficie, superando la barriera di pressione imposta dall'acquifero freatico. Questa situazione di pericolo sembra già essere verificata nell'area del minimo di "Le Fonde". Infatti, già da qualche tempo il contenuto di arsenico e boro nell'acqua delle sorgenti del Fiora è aumentato notevolmente.** Quanto affermato è consistente con quanto rilevato nelle indagini magnetotelluriche e di resistività (Manzella, 2006), che evidenziano come in alcuni punti la falda sia scesa al livello del basamento subvulcanico e come vi possano essere risalite dei fluidi geotermici (Fig. 4.7). Altre aree a rischio molto elevato sembrano essere le aree intorno alla zona di collasso sommitale di "Prato della Contessa", alla "Valle dell'Ermeta" e forse anche alla zona di "Valle Gelata" in tutte queste aree si riscontra una superficie piezometrica praticamente quasi "piatta" (Fig. 4.6d). Unicamente studi più approfonditi possono mettere in evidenza altre eventuali aree a rischio.

Deve essere, infine, tenuto presente che le gallerie delle miniere tuttavia aperte, tendono da un lato a drenare ulteriormente l'acquifero superficiale, dall'altro a permettere la diretta degassazione dell'acquifero geotermico in atmosfera tramite i vecchi sfiati delle gallerie stesse. Ovviamente il modello presentato non tiene conto neppure di questi ulteriori effetti.

Unicamente tramite una modellistica numerica che utilizzi codici di calcolo con le caratteristiche di quelli della serie TOUGH2, iTOUGH2 e TOUGHREACT si può arrivare a determinare con maggiore dettaglio l'effettiva situazione di rischio ed eventualmente di danno.

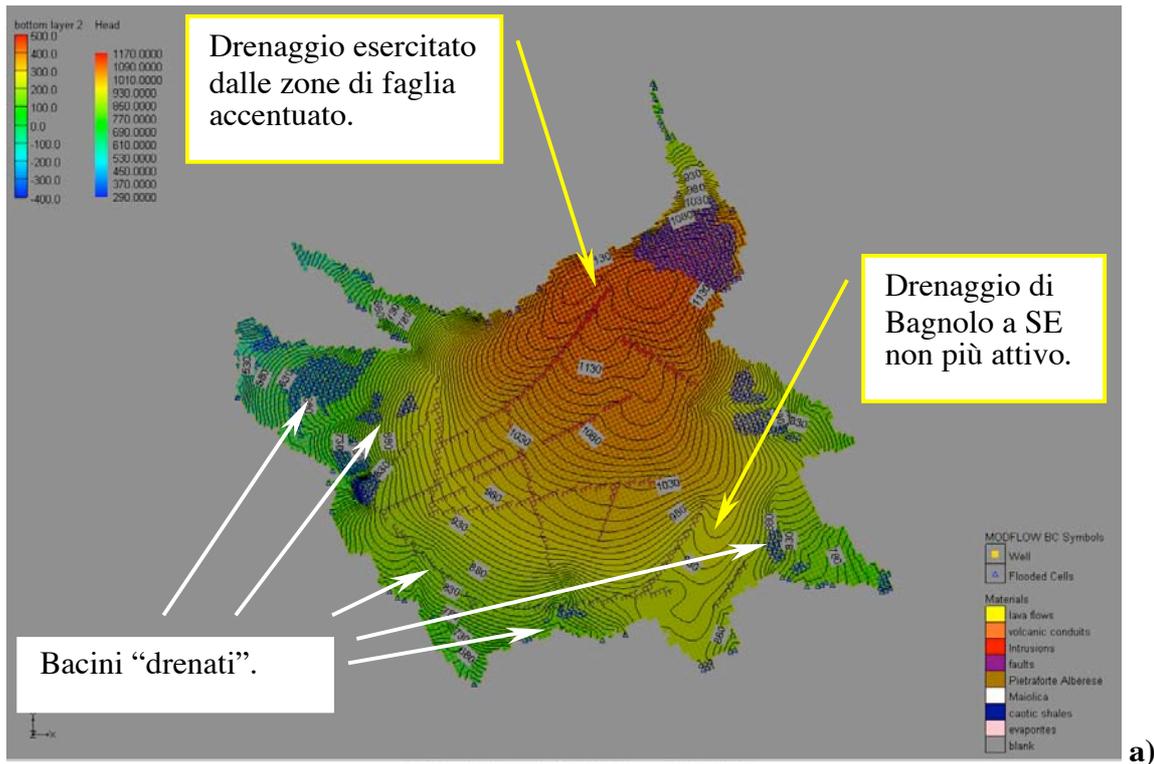
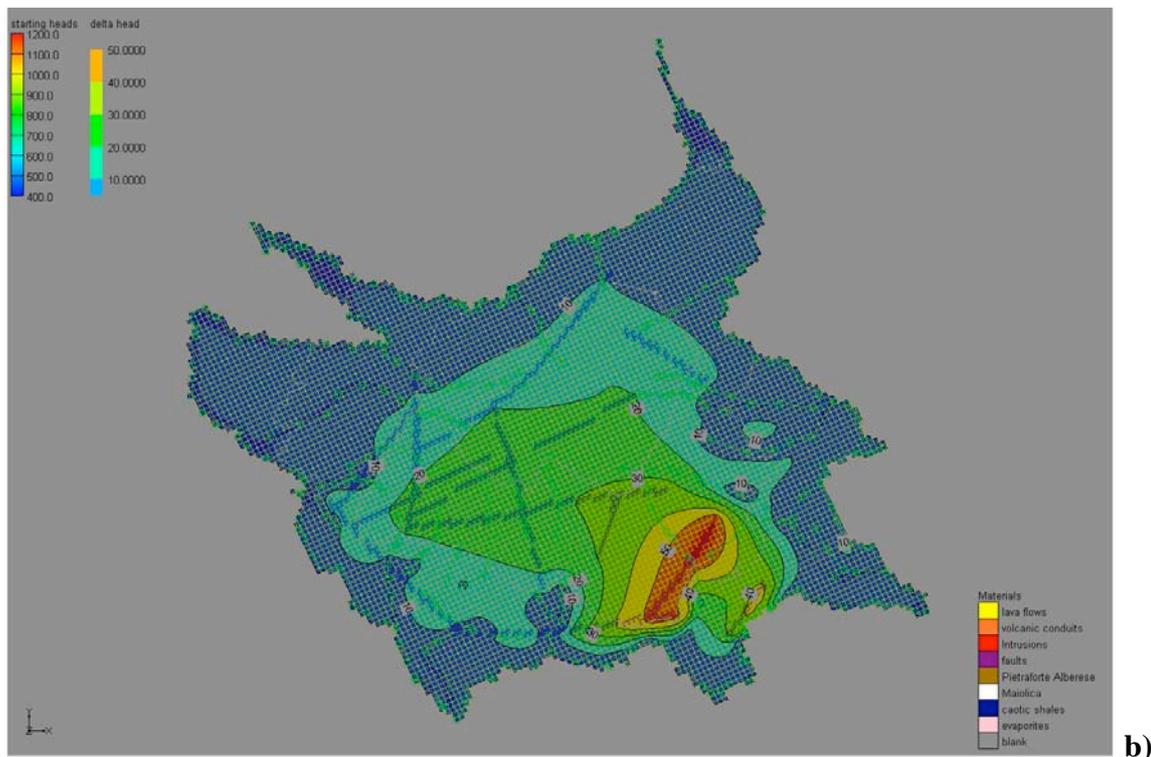


Fig. 4.6. a) Mappa della superficie dell'acquifero freatico nel caso in cui sia estratta acqua dal campo geotermico per la condizione in cui la permeabilità delle varie formazioni è ottimizzata per permettere la massima estrazione dal campo geotermico (500 l/s). **b)** Differenza tra le superfici freatiche in Fig. 4.5a e 4.6a. **c)** Mappa delle linee di flusso per il caso rappresentato in Fig. 4.6a. **d)** Mappa della superficie piezometrica misurata tramite rilevamenti geoelettrici e magnetotellurici (Manzella, 2006).



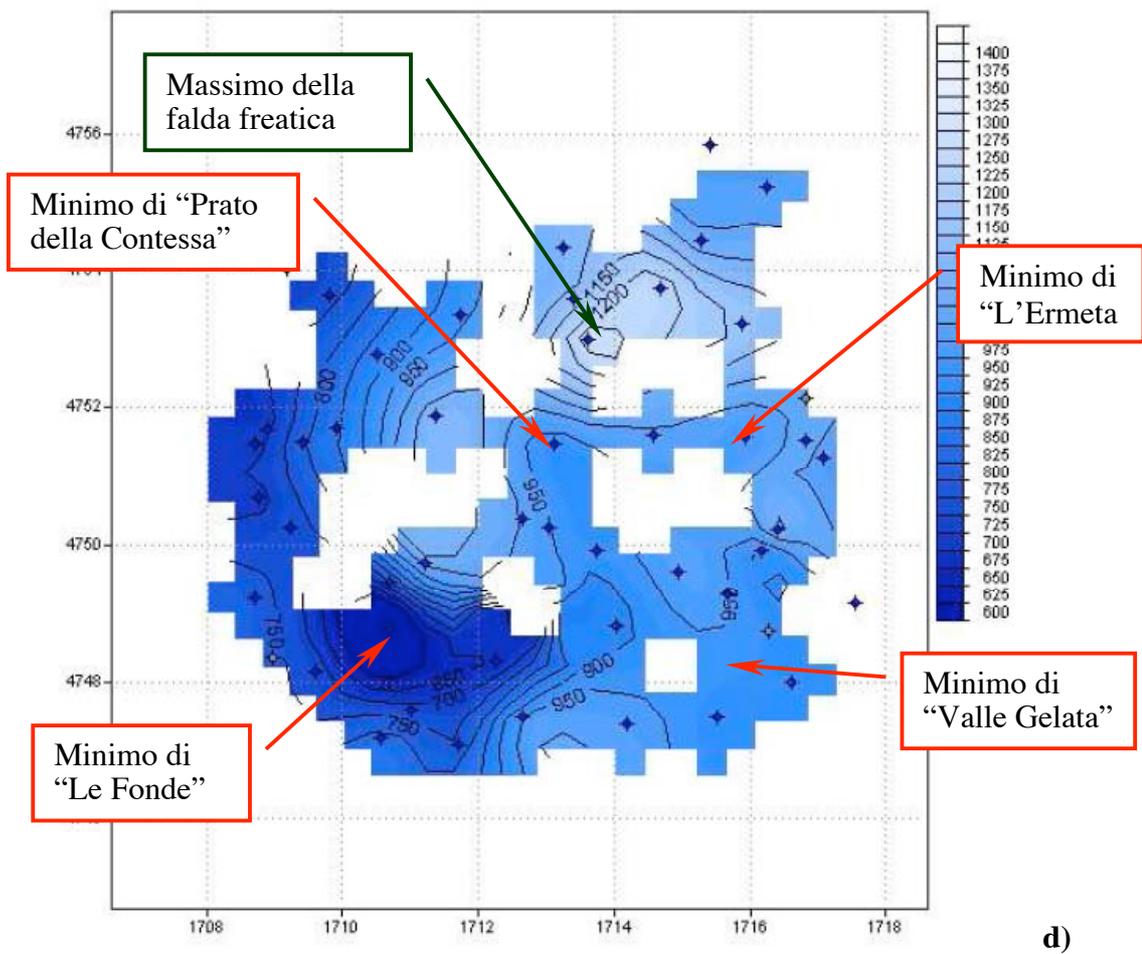
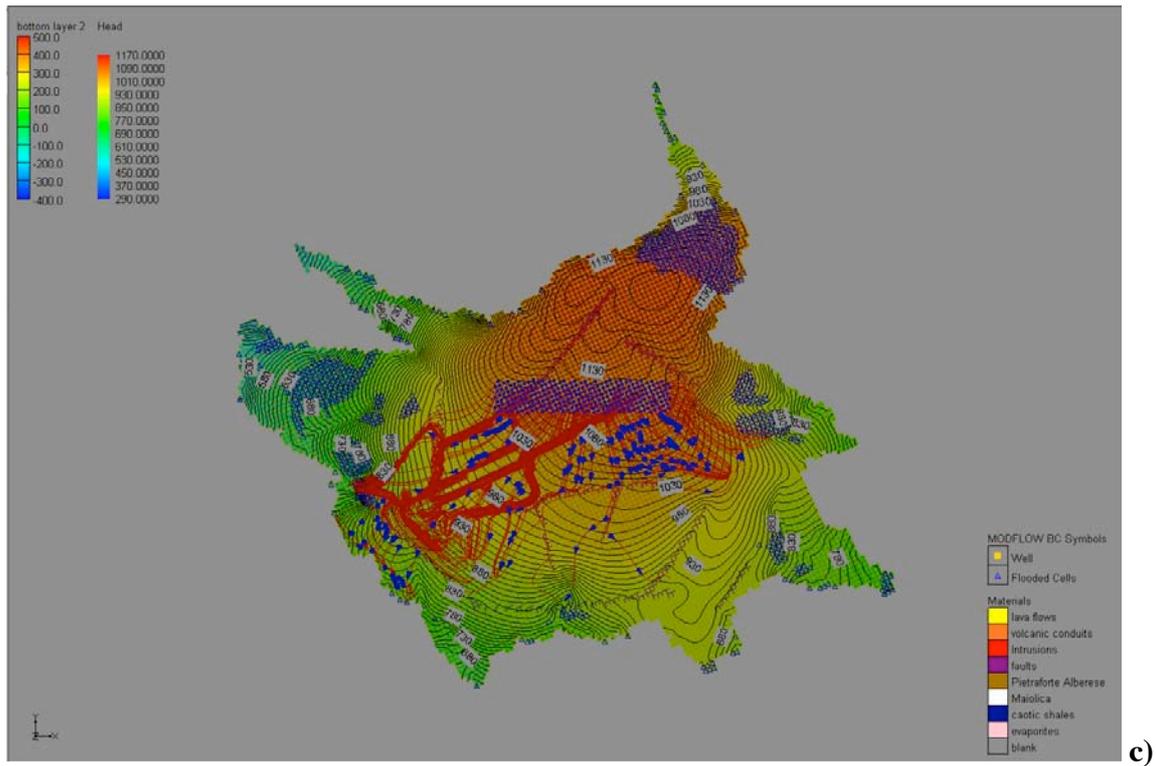
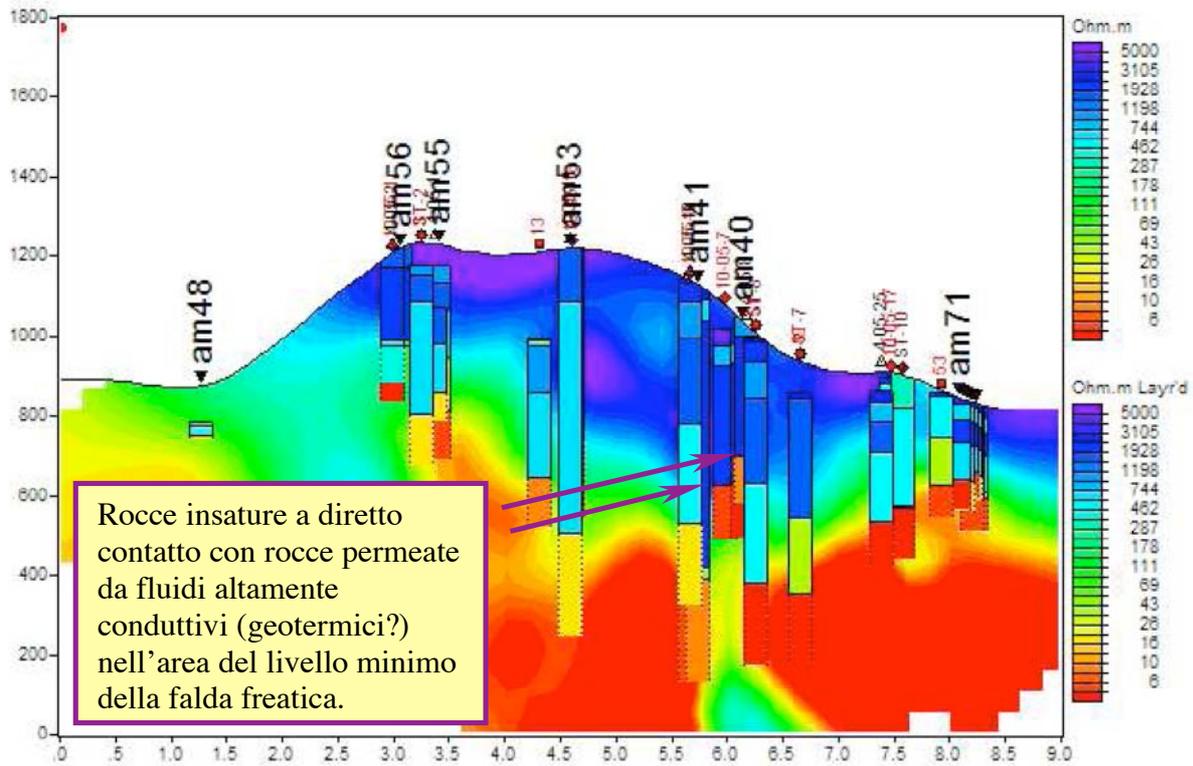
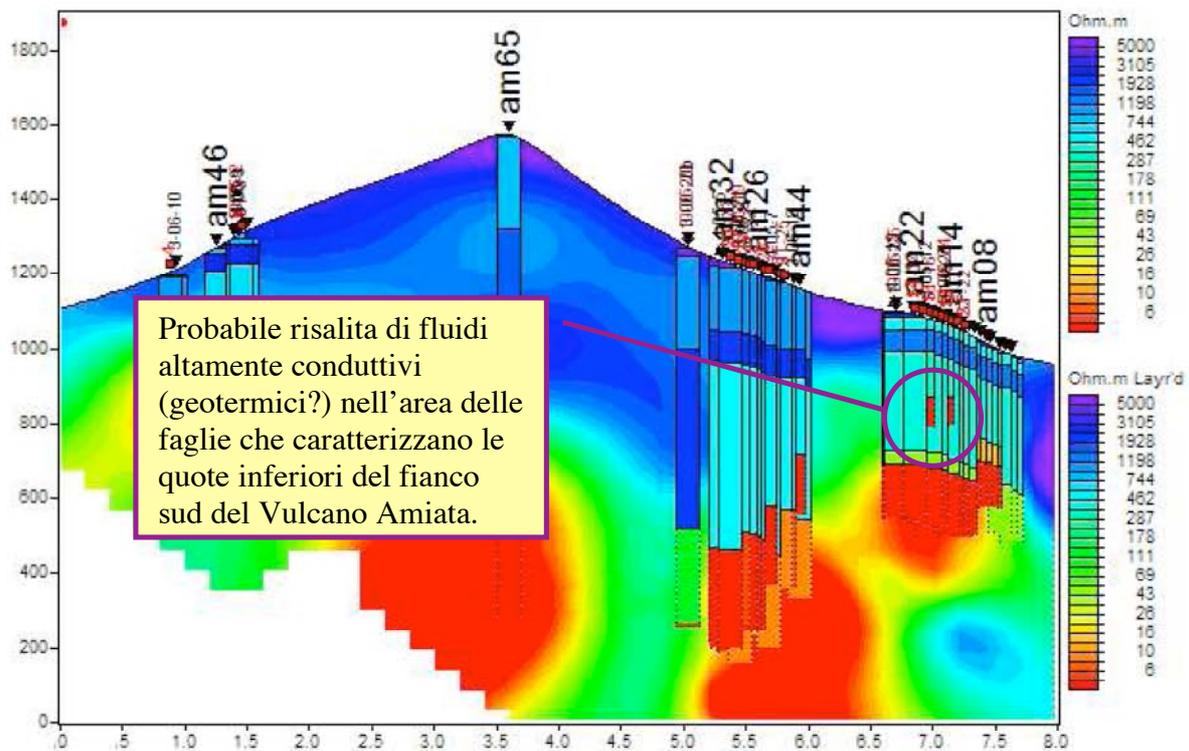


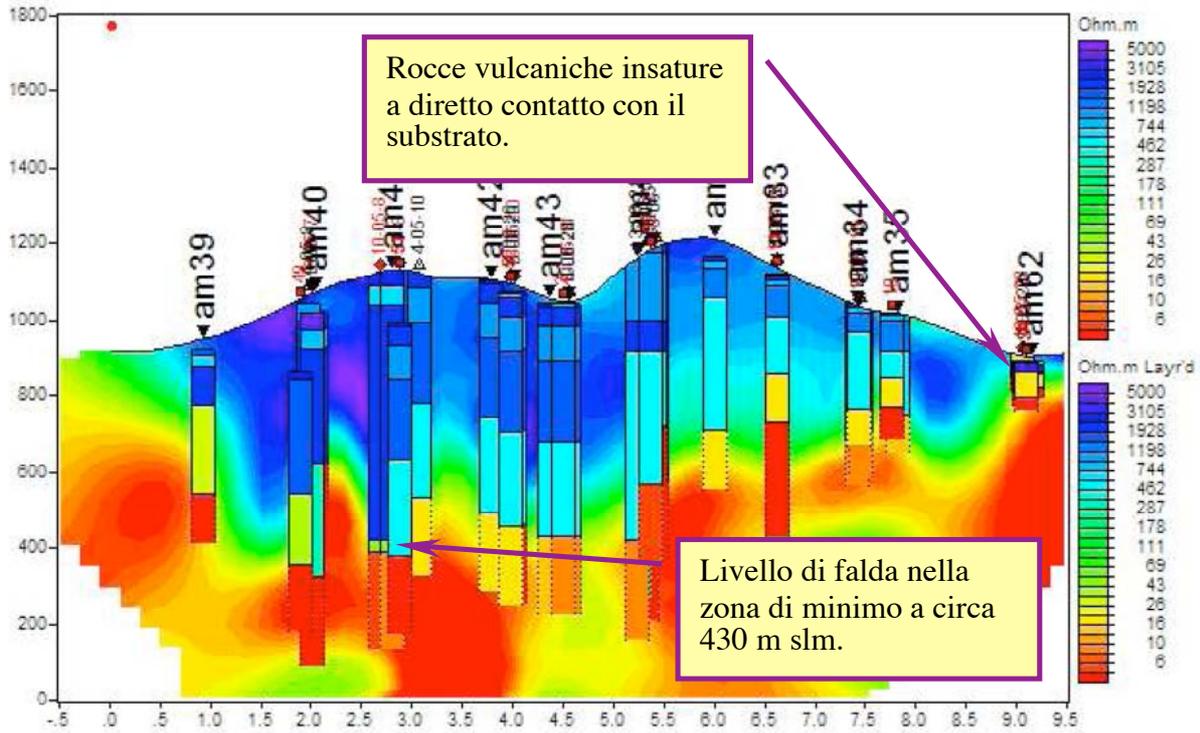
Fig. 4.7. Profili di resistività rilevati tramite magnetotellurica da Manzella (2006) con alcune interpretazioni eseguite alla luce del presente studio.



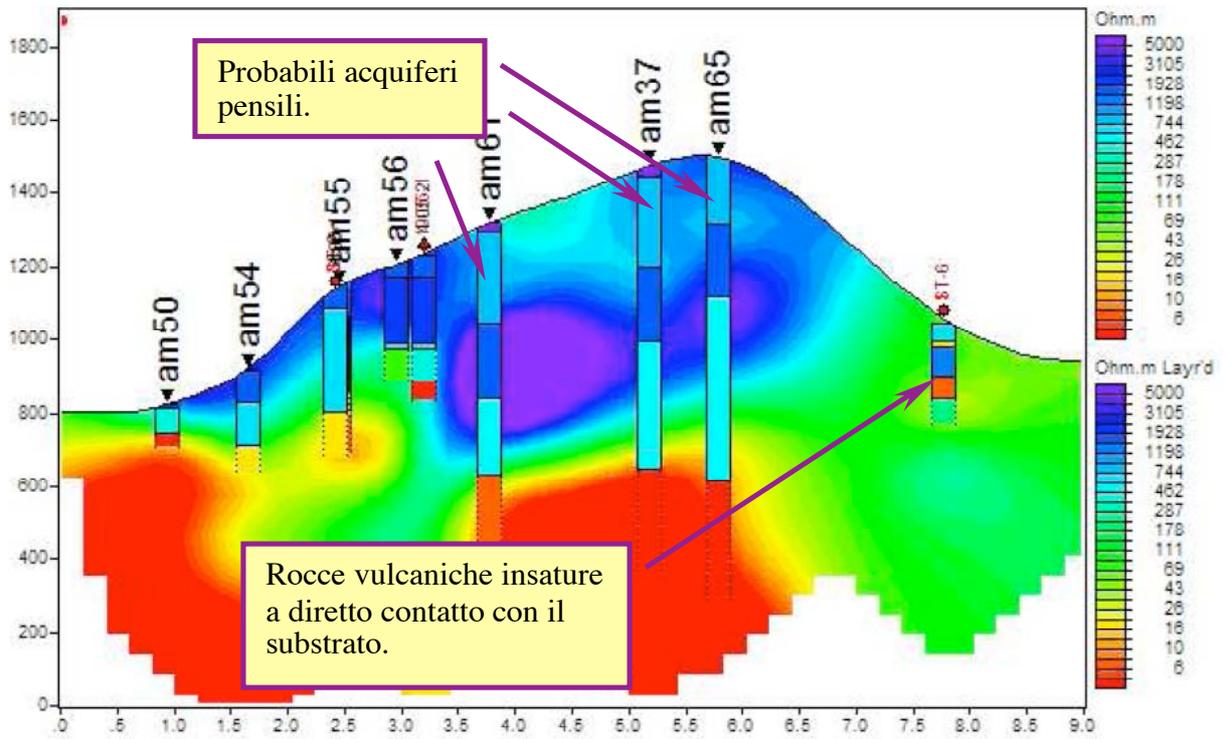
Profilo NS-1.



Profilo NS-2



Profilo WE-1.



Profilo WE-2.

5. Conclusioni

Il presente lavoro è stato focalizzato in due direzioni principali, la prima verso l'interpretazione vulcanologica strutturale del Monte Amiata, la seconda verso l'identificazione delle relazioni tra acquiferi freatico e geotermico. Per quanto si ritenga che i risultati riportati siano stati dimostrati, almeno per le idee generali che essi comportano, è altresì evidente che le conseguenze di tali risultati debbano essere ulteriormente approfondite prima che possano essere considerate definitive.

Il primo concetto importante evidenziato è che l'Amiata può essere considerato uno stratovulcano, il cui edificio è quasi completamente costituito da colate di lava messe in posto con una viscosità paragonabile a quella delle colate di lava andesitiche.

Il secondo concetto fondamentale è che l'edificio vulcanico è caratterizzato da evidenti strutture di collasso gravitativo ("volcanic spreading") con formazione di un evidente serie di graben a "foglia" e horst a "cuneo" sommitali, di una serie di almeno 7 strutture diapiriche basali che circondano l'edificio vulcanico, intervallate ad altrettante strutture sinclinali, e di strutture anticlinali di propagazione di faglia. Tale vulcano-tettonica gravitativa potrebbe essere tuttora attiva, almeno per il versante meridionale.

Una conseguenza diretta delle strutture diapiriche potrebbe essere particolarmente significativa per i pozzi locati sulle strutture diapiriche. Infatti, questi potrebbero venirsi a trovare in condizioni critiche sia rispetto alle componenti deformative legate alla risalita dei diapiri che a quelle relative al loro successivo smottamento.

Lo spreading vulcanico ha profondamente fratturato e fagliato l'edificio ed il suo substrato, incluso le formazioni evaporitiche che ospitano il campo geotermico superficiale, portando le vulcaniti stesse in diretto contatto con le rocce evaporitiche. Questi contatti, oltre che i condotti vulcanici e le fratture, formano una naturale connessione tra acquifero superficiale e campo geotermico.

L'acquifero freatico del Vulcano Amiata, a causa dei forti gradienti topografici nel basamento subvulcanico e dell'alta permeabilità delle lave, risulta essere

particolarmente fragile tendendo a “svuotarsi” facilmente qualora non sia alimentato in modo sufficiente dalla ricarica o qualora sia artificialmente estratta acqua da esso.

La superficie di falda rappresentata dal modello numerico rispecchia quella pubblicata nel lavoro di Calamai et al. (1970), ma è molto diversa dalla superficie recentemente misurata con metodi di geoelettrica e magneto tellurica (Manzella, 2006).

Quest’ultima superficie è caratterizzata da una serie di depressioni della falda che implicano un abbassamento della stessa di circa 500 m rispetto a quella originaria misurata prima dello sfruttamento dell’energia geotermica. Tale abbassamento registra la ricarica del campo geotermico da parte dell’acquifero superficiale. Esso è talmente spinto da costituire una situazione di rischio effettivo di inquinamento della falda acquifera idropotabile superficiale, particolarmente rispetto alle sorgenti del Fiora.

5. Ringraziamenti

Si ringrazia il contributo alla discussione ed alle indagini di campagna dato dal Prof. Sandro Conticelli. Le indagini di campo sono state eseguite anche con il supporto logistico di Abies Alba della Riserva Naturale del Pigelleto (Piancastagnaio, Siena).

6. Bibliografia

- Barazzuoli P., Gasparri G. e Salleolini M., 1993. Il clima. In *La storia naturale della Toscana meridionale*, a cura di Folco Giusti, Monte dei Paschi di Siena, Amilcare Pizzi Editore, p. 140-171.
- Boni C., 2001. Relazione di CTU. Procura della Repubblica presso il Tribunale di Montepulciano, pp. 18.
- Borgia A., Delaney P.T., Denlinger R.P., 2000, Spreading volcanoes, *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v. 28, p. 539-70.
- Borgia A., Tizzani P., Solaro G., Manzo M., Casu F., Luongo G., Pepe A., Berardino P., Fornaio F., Sansosti E., Riciardi, Fusi N., Di Donna G., Lanari R., 2005. Volcanic spreading of Vesuvius, a new paradigm for interpreting its volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, v. 32, L03303, doi:10.1029/2004GL022155.
- Borgia A., Grieco G., Brondi F., Badali M., Merle O., Pasquarè G., Martelli L., di Nardo T., 2006. Shale diapirism in the Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennine, Bologna, Italy. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, B08406, doi:10.1029/2004JB003375.
- Calamai A., Cataldi R., Squarci P., Taffi L., 1970. *Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata Geothermal Fields*. *Geothermics*, v. 1, 150 pp.
- Carena S., Borgia A., Pasquarè G., Battaglia A., Ferrarsi M., Martelli L., De Nardo M.T., 2000. Gravity synclines. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 21819-21833.

- Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L., Manetti P., 1996. Volcanological Evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: New geological and Petrochemical data. *Acta Vulcanologia*, v. 8, n. 1, p. 41-56.
- Linneman S.R. e Borgia A., 1993. Morphology and dynamics of emplacement of block lava flows at Arenal Volcano, Costa Rica. *Monitoring lava flows*, C.R.J. Kilburn and G. Luongo Editors, UCL Press, London, p. 25-72.
- Merle O., Borgia A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 13805-13817.
- Manzella A., 2006. Convenzione tra la Regione Toscana e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata. Regione Toscana, pp. 56.
- RT (Regione Toscana) 2006. Carta geologica regionale in scala 1:10.000, in stampa.
- Van Wyk De Vries B., Borgia A., 1996. The role of basement in volcano deformation. In McGuire W.J., Jones A.P., Neuberg J., eds, *Volcano Instabilities on Earth and other Planets*, Geological Society of London Special Publication, v. 110, p. 95-110.