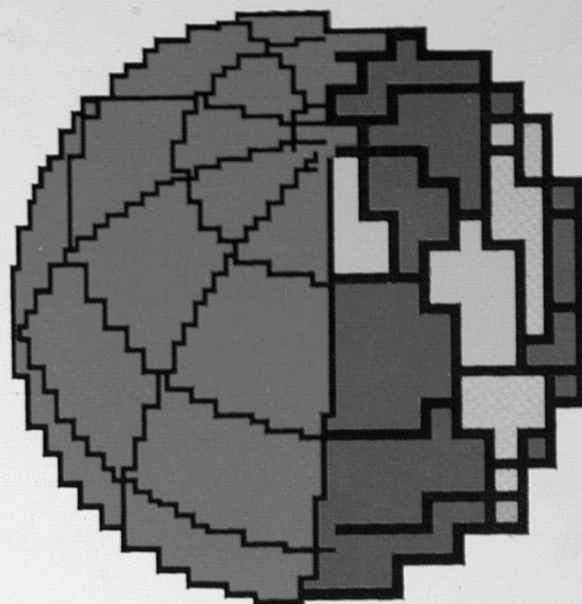


**Istituto Nazionale
di Geofisica**



**Caratteri sismologici dell'area vulcanica
dei Colli Albani**

Claudio Chiarabba

Pubblicazione n. 548

Caratteri sismologici dell'area vulcanica dei Colli Albani

Claudio Chiarabba

Istituto Nazionale di Geofisica
Via Di Vigna Murata
00143 Roma Italy

Maggio 1993



CARATTERI SISMOLOGICI DELL'AREA VULCANICA DEI COLLI ALBANI

CLAUDIO CHIARABBA

Istituto Nazionale di Geofisica

PREMESSA

I Colli Albani (o Vulcano Laziale) sono uno dei principali complessi vulcanici quaternari della fascia tirrenica tosco-laziale. L'elevata sismicità dell'area e l'alta esplosività che ha caratterizzato le manifestazioni vulcaniche (tra 0.7 e 0.027 Ma) insieme all'alta densità di popolazione della regione e alla vicinanza alla città di Roma, rende estremamente importante la definizione dei processi attivi al vulcano. In particolare, l'area è interessata da sequenze sismiche dalla durata di qualche giorno fino a 1 - 2 anni, che si verificano a intervalli di tempo variabili, seguiti da periodi di quiescenza. Le intensità massime degli eventi osservate negli ultimi 300 anni sono relative al VII-VIII grado della scala M.C.S., pari a Magnitudo = 4 - 5. L'analisi dei dati strumentali relativi alle sequenze del 1981 e del 1989 - 1990 ha mostrato che la sismicità si verifica in sciame di durata variabile. L'area maggiormente interessata è quella occidentale del vulcano (Lago di Albano - Lago di Nemi) che coincide con la zona interessata dalle più recenti eruzioni vulcaniche (circa 0.027 Ma). Le profondità degli ipocentri sono superficiali, principalmente comprese tra 3 e 6 km; per questo motivo, anche se l'intensità delle scosse non è particolarmente elevata, i terremoti vengono avvertiti fortemente dalla popolazione. L'analisi di dettaglio dei meccanismi focali (indicatori del meccanismo di deformazione) e della struttura profonda del vulcano ha permesso di riconoscere le principali caratteristiche della sismicità albana. Il presente lavoro vuole fornire un contributo alla comprensione delle cause che generano i terremoti nell'area, proponendo una visione originale dell'attività sismo- e vulcano-tettonica dei Colli Albani.

CENNI GEOLOGICI E SISMICITÀ STORICA

I Colli Albani (o Vulcano Laziale) sono uno dei principali complessi vulcanici quaternari della fascia tirrenica tosco-laziale, appartenenti alla Provincia Comagmatica Romana (Washington, 1906). L'intera area laziale costiera ha subito dal Pliocene, dopo l'orogenesi appenninica, una intensa tettonica distensiva collegata all'apertura del bacino tirrenico che ha portato alla nascita di un vulcanismo diffuso (Locardi et al., 1975; Funicello e Parotto, 1978).

Il Vulcano Laziale è costituito da un apparato centrale ad attività mista le cui prime eruzioni risalgono ad età inferiori a 0.7 Ma (De Rita et al., 1984) ed è rimasto attivo fino a 0.027 Ma (Alessio et al., 1966; Fornaseri, 1985). A seguito di ingenti emissioni di materiale vulcanico si è avuto un collasso della struttura con uno sprofondamento calderico (De Rita et al., 1984). L'attività successiva è caratterizzata dalla costruzione di un edificio vulcanico interno alla principale struttura di collasso (Campi di Annibale) e da eruzioni di centri periferici al Tuscolano

Artemisio (Bertagnini et al., 1985).

L'attività vulcanica dei Colli Albani può essere suddivisa in tre fasi principali precedute da episodi vulcanici scarsamente conosciuti (De Rita et al., 1984).

La prima fase o del Tuscolano Artemisio, compresa tra 0.53 e 0.36 Ma, è costituita da quattro episodi esplosivi durante i quali sono stati eruttati i maggiori volumi magmatici (superiori a 270 km^3). Le eruzioni consistevano in ingenti colate piroclastiche provenienti dal vecchio edificio centrale e si sono estese in ampie zone della campagna romana e pontina, raggiungendo anche la città di Roma. Alla fine di questa prima fase i ripetuti svuotamenti della camera magmatica hanno prodotto un collasso dell'edificio con la formazione di una vasta depressione calderica (circa 12 km di diametro) della quale oggi rimangono ben visibili i contorni orientali e meridionali (figura 1). Durante lo sprofondamento calderico avveniva la messa in posto di coni di scorie lungo fratture generate dal collasso (De Rita et al., 1984).

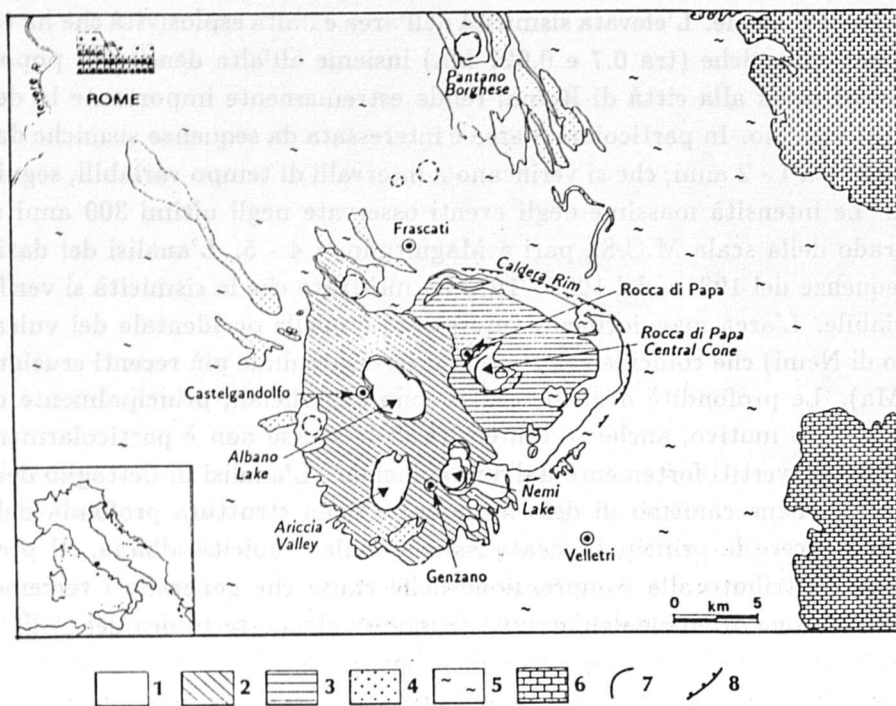


Fig. 1 Carta geologica semplificata dei Colli Albani. 1) depositi continentali recenti 2) unità freatomagmatiche del ciclo finale, 3) unità del ciclo Campi di Annibale, 4) colate laviche 5) unità piroclastiche e laviche del Tuscolano Artemisio (TA), 6) unità carbonatiche della catena, 7) orli dei crateri, 8) cono di Rocca di Papa e cinta calderica del TA.

Durante la seconda fase, fase dei Campi di Annibale, compresa tra 0.36 e 0.28 Ma (Bernardi et al., 1982) l'attività si è concentrata all'interno della caldera del Tuscolano-Artemisio con la formazione di un secondo edificio centrale. I volumi emessi sono minori ($\sim 6 \text{ km}^3$) e i prodotti sono maggiormente effusivi. Un intenso lancio di scorie ed effusioni ha prodotto il collasso dell'apparato, con la formazione di diversi coni di scorie lungo le fratture generate dal collasso (M.Cavo, Colle Iano).

La fase finale del vulcanismo albano è caratterizzata da eruzioni durante le quali il magma ha interagito con i fluidi contenuti nella crosta. Si sono formati numerosi centri, principalmente situati nel settore occidentale del complesso (Crateri di Albano, Nemi, Ariccia).

L'attività attuale della zona è legata a fenomeni idrotermali nel settore occidentale e nella zona di Tivoli.

Numerosi documenti riportano terremoti nell'area dei Colli Albani fin dagli insediamenti di epoca romana (vedi il Catalogo Sismico dell'I.N.G.). La documentazione storica assume, comunque, caratteri di sistematicità e affidabilità solo a partire dal 1700 per la bassa intensità degli eventi (Amato et al., 1989). Prima di tale data si ha notizia certa di soli tre eventi nel 1256, 1577 e 1582 con intensità non superiore al VI grado della scala Mercalli. Dal 1700 al 1975 sono riportate più di 3000 scosse con una massima frequenza nel periodo 1870-1890 (Molin, 1981). I terremoti tendono a raggrupparsi in sequenze che durano da pochi giorni a qualche anno separate da quiescenze più o meno lunghe. In tabella 1 sono riportate le principali sequenze sismiche storiche di maggior durata.

Le intensità massime degli eventi albani sono relative a VII o VIII grado M.C.S. riscontrate principalmente nell'area occidentale dei Castelli. Una particolarità riscontrata è che per eventi di intensità simile le aree di egual risentimento del sisma risultano particolarmente differenti (vedi Amato et al., 1993). Le diverse dimensioni delle isosisme potrebbero indicare l'esistenza di due sorgenti sismiche a differenti profondità.

A partire dal 1940 si registra una lunga quiescenza sismica, almeno fino al 1975. Da allora si è assistito ad un risveglio dell'attività con intensità massime del VI e VII grado M.C.S. coronato nel 1981 e nel 1987 da due sequenze. Lo sciame del 1981 iniziato ad Aprile si è protratto fino a Giugno con più di 200 eventi localizzati da una rete temporanea dell'I.N.G. (Amato et al., 1984). La sismicità interessava l'area occidentale del vulcano con profondità degli eventi inferiore ai 5 km.

Dal 1987 eventi isolati venivano registrati nell'area albana dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata (R.S.N.C.) dell'I.N.G. (stazioni di Rocca di Papa, RDP e Monte Porzio, RMP) fino all'Aprile 1989 quando venne installata una rete sismica locale.

CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE

L'Istituto Nazionale di Geofisica installò una rete sismica locale nell'Aprile 1989 per studi sulla struttura profonda del vulcano. Subito dopo l'installazione una crisi sismica interessò il vulcano, protraendosi fino a Marzo 1990. La possibilità di studiare una sequenza sismica fin dal suo inizio spinse l'I.N.G. ad incrementare il numero di stazioni per seguire in dettaglio lo sviluppo dell'attività. La rete sismica comprendeva 12 stazioni digitali equipaggiate prevalentemente con terne di sismometri a corto periodo e a larga banda. Gli strumenti permisero di registrare più di 3000 terremoti locali (Amato et al. 1993).

Le magnitudo locali degli eventi sono state calcolate dalla durata dei sismogrammi registrati su carta alla stazione RDP della Rete Nazionale dell'I.N.G. I valori minimi di magnitudo osservate sono relativi agli eventi con $M \leq 0$ registrati dalle stazioni più vicine, mentre la soglia di magnitudo degli eventi successivamente localizzati è $M_D \sim 1.5$. I terremoti più forti della sequenza hanno avuto magnitudo fra 3.5 e 4.0. Tali valori, validi per la sequenza 1989-1990, sono in accordo con le intensità massime riscontrate per i terremoti storici (vedi Molin, 1981).

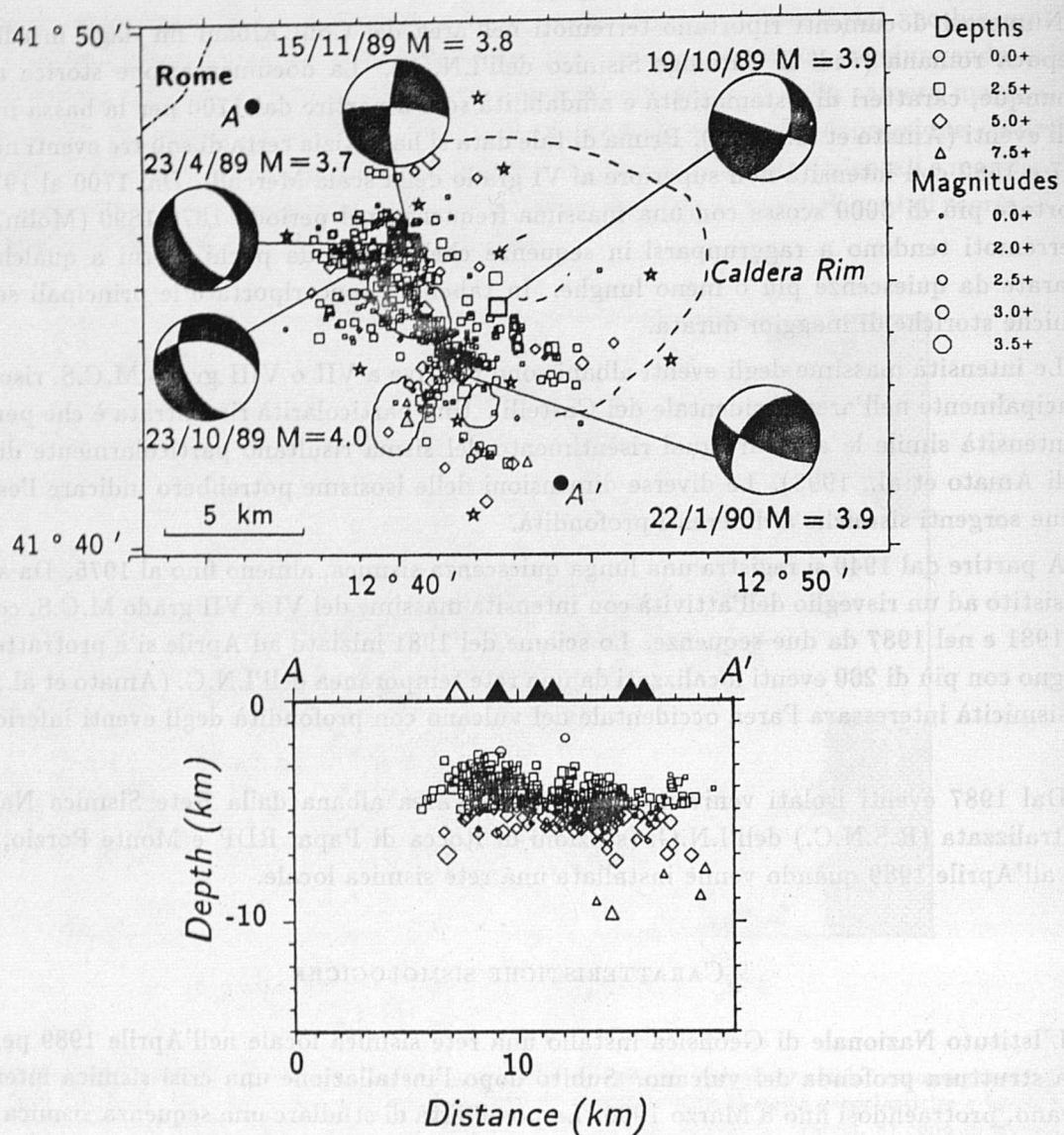


Fig. 2 Mappa e relativa sezione verticale (traccia AA') degli eventi localizzati con errori ipocentrali inferiori a 1 km. Da notare l'assenza di terremoti a profondità inferiori di 2 km e maggiori di 10 km. La sismicità risulta divisa in due cluster principali e in altri piccoli volumi. Sono riportati i meccanismi focali degli eventi di maggior magnitudo. A tratto continuo sono rappresentati i crateri freatomagmatici, a tratteggio i limiti del cono centrale e della cinta calderica.

L'andamento temporale della sismicità mostra un primo periodo (aprile- settembre 89) caratterizzato da un tasso di sismicità basso, con circa due eventi localizzati al giorno, e pochi terremoti di magnitudo superiore a 3.5. Durante questo periodo, la sismicità ha interessato settori ristretti, mostrando inoltre una "migrazione". A partire da ottobre '89, il tasso di sismicità è raddoppiato, e nello stesso periodo sono avvenuti i terremoti più forti, fino a $M \sim 4.0$. In concomitanza di questi, sembra che l'intera fascia sismica sia attivata simultaneamente (in poche ore o giorni), con moltissimi terremoti di piccola entità, per una lunghezza complessiva di 8-10 km e per tutto il suo spessore (da 3 a 8 km di profondità).

La sismicità, nel suo complesso (vedi figura 2), ricade entro una regione di circa 6×12 km² che coincide con la zona dove l'orlo calderico si presenta morfologicamente ribassato, sede delle ultime manifestazioni freato-magmatiche avvenute fino a circa 27 mila anni fa (Fornasari, 1985). Dalla figura 2 si può, inoltre, osservare come l'area occupata dal cono centrale non sia interessata da sismicità, così come la parte orientale dell'orlo calderico. Si osservi, anche, come le zone sismicamente attive siano quelle dove si riscontra la maggiore concentrazione di sorgenti di acqua termale della zona. Ciò suggerisce che la sismicità potrebbe essere in qualche modo connessa con la circolazione di fluidi negli acquiferi profondi.

La sismicità è superficiale, principalmente localizzata tra 3 e 6 km di profondità, e si approfondisce da NW verso SE. Nessun terremoto è stato localizzato a profondità superiori a 10 km. Si noti come gli eventi siano concentrati in due distinti gruppi, a profondità leggermente differenti (figura 2).

Le profondità ipocentrali sono caratteristiche di molte aree a vulcanismo recente, come ad esempio i vulcani californiani di Long Valley (Hill, 1989) o le aree geotermiche dei Monti Vulsini e del Monte Amiata (Batini et al., 1990). Il brusco interrompersi della sismicità a profondità maggiori di circa 6 km differenzia queste aree di giovane vulcanismo da quelle "appenniniche", nelle quali il *cut off* degli ipocentri è generalmente più profondo (15-20 km). Il motivo è probabilmente da ricercarsi nel flusso termico, maggiore nelle aree a vulcanismo recente (Mongelli & Zito, 1991). La presenza di temperature relativamente alte a piccole profondità ($\sim 600^\circ$ a 6 km) tende a favorire il comportamento plastico delle rocce, inibendo la possibilità di generare terremoti (Hill, 1989). Nei Colli Albani la profondità alla quale si nota il brusco *cut off* della sismicità è in accordo con alte temperature al di sotto dei 6 km, come indicato dalle stime di temperatura nel sottosuolo (vedi Mongelli & Zito, 1991).

MECCANISMI FOCALI

L'analisi del campo degli spostamenti generato dal terremoto può chiarire il meccanismo di generazione degli eventi e il campo di sforzo attivo nell'area. Dall'analisi delle polarità del primo impulso P lette sui sismogrammi si possono calcolare i meccanismi focali e, quindi, risalire alle direzioni dei piani di faglia e del campo di sforzo.

I meccanismi focali degli eventi di maggior magnitudo ($M_D \geq 3.6$) sono riportati in figura 2. Le soluzioni mostrano un asse di estensione T prevalentemente orizzontale con direzione NE-SW. I meccanismi di faglia sono principalmente distensivi e trascorrenti (vedi anche Amato et al., 1993).

Sono stati calcolati, inoltre, i meccanismi focali di circa 70 eventi di magnitudo compresa tra 1.5 e 3.0. Le soluzioni (figura 3) mostrano una forte variabilità nell'orientazione dei piani nodali e

dei meccanismi di sorgente. Alcuni eventi presentano compressione su ampie porzioni della sfera focale, testimoniando una possibile deviazione dalla soluzione di doppia coppia. Simili soluzioni, osservate in aree geotermiche e vulcaniche, sono state collegate alla formazioni di fratture per contrazione termica di una sorgente ad alta temperatura, operata dalla circolazione di fluidi più superficiali (come ad esempio al vulcano Hengill; Foulger, 1988). L'esiguo numero di polarità non ha permesso, comunque, studi più approfonditi. Le soluzioni calcolate comprendono prevalentemente meccanismi distensivi e trascorrenti con assi di compressione e di estensione distribuiti su differenti azimuth. L'orientazione prevalente dell'asse T risulta prossima all'orizzontale, con direzione approssimativamente NE-SW.

La complessa distribuzione dei piani nodali dei microterremoti può riflettere una forte eterogeneità crostale. I terremoti si verificano lungo faglie, anche preesistenti, di piccole dimensioni e a diversa orientazione. La riattivazione di faglie a diversa orientazione, oblique rispetto al campo di sforzo, viene favorita da una forte pressione dei fluidi (Sibson, 1990).

PROCESSI SISMOGENETICI DEI COLLI ALBANI

Sebbene sia particolarmente difficile stabilire le cause della sismicità albana, si possono, comunque, avanzare alcune ipotesi speculative basate sulle informazioni sismologiche disponibili. La struttura sismogenetica è confinata a profondità tra i 3 e i 6 km al di sotto della parte occidentale del vulcano, in coincidenza con un rialzamento del substrato carbonatico (Chiarabba et al., 1993a). La parte più profonda potrebbe essere costituita da rocce metamorfosate e ricristallizzate in prossimità di una zona calda (camera magmatica?, vedi Chiarabba et al., 1993b). La sismicità si distribuisce attorno all'alto strutturale del substrato limitandone i bordi secondo un *pattern* allungato in direzione NW-SE.

La struttura carbonatica è interessata da numerose faglie con differente direzione, lungo le quali si concentra l'attività dello sciame, attivando piccoli volumi focali. In occasione dei terremoti più forti la dislocazione avviene lungo faglie dalle dimensioni del chilometro con meccanismi di scorrimento distensivi e trascorrenti. La distribuzione degli assi di tensione rivela una generale estensione in direzione NE-SW dell'area, in accordo con l'orientazione del campo di sforzi regionale appenninico ottenuto da dati sismologici (Amato & Cocco, 1992). L'asse T risulta perpendicolare alla direzione dell'allungamento ipocentrale dello sciame (NW-SE).

La sismicità interessa solamente l'area vulcanica, terminando bruscamente esternamente al vulcano. Una sismicità più diffusa e meno caratterizzata dal *data set* disponibile si concentra a NW del complesso, verso Ciampino, in una fascia più superficiale, e a N, verso Pantano Borghese. I terremoti di questa zona sembrano essere più profondi.

L'estrema localizzazione dell'attività nel settore occidentale è probabilmente dovuta alla presenza nella zona di fluidi in pressione che, per processi fisici e chimici, diminuiscono drasticamente la resistenza delle rocce facendo sì che il carico di stress, non necessariamente maggiore di quello esterno all'area, produca la fratturazione. Il carattere casuale nel tempo, tipico dello sciame, riflette l'eterogeneità locale della resistenza. La presenza di fluidi nel sottosuolo è indicata sia dalle numerose eruzioni freatomagmatiche che hanno interessato in passato il settore occidentale dei Colli, che testimoniano una cospicua massa di acqua nel sottosuolo, sia da dati idrogeologici e geochimici recenti (Lombardi, 1980; Duchi et al., 1991). Una evidente anomalia di CO_2

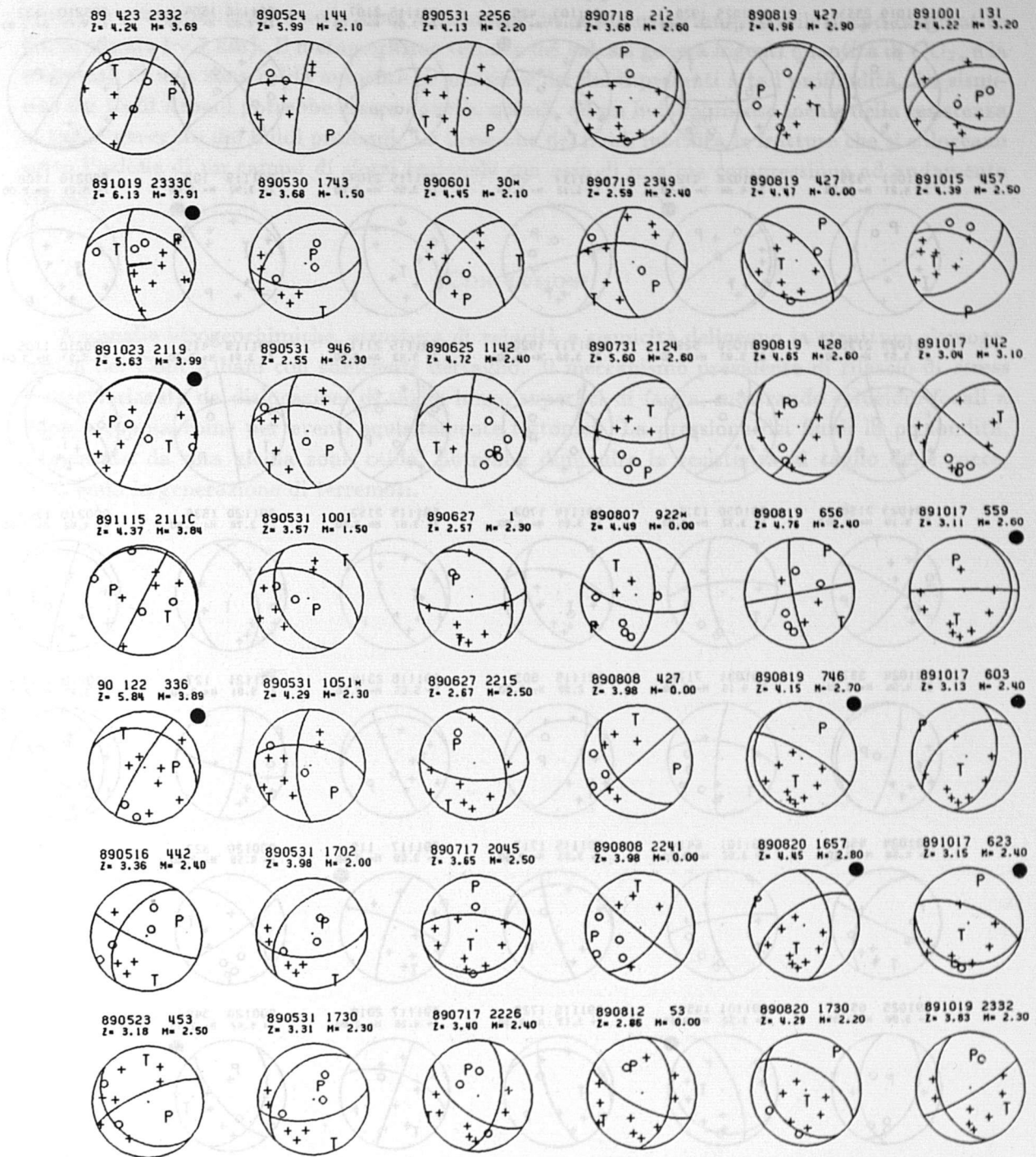


Fig. 3 Meccanismi focali dei microterremoti della sequenza. Sono indicati con un punto nero gli eventi che presentano compressione su gran parte della sfera focale.

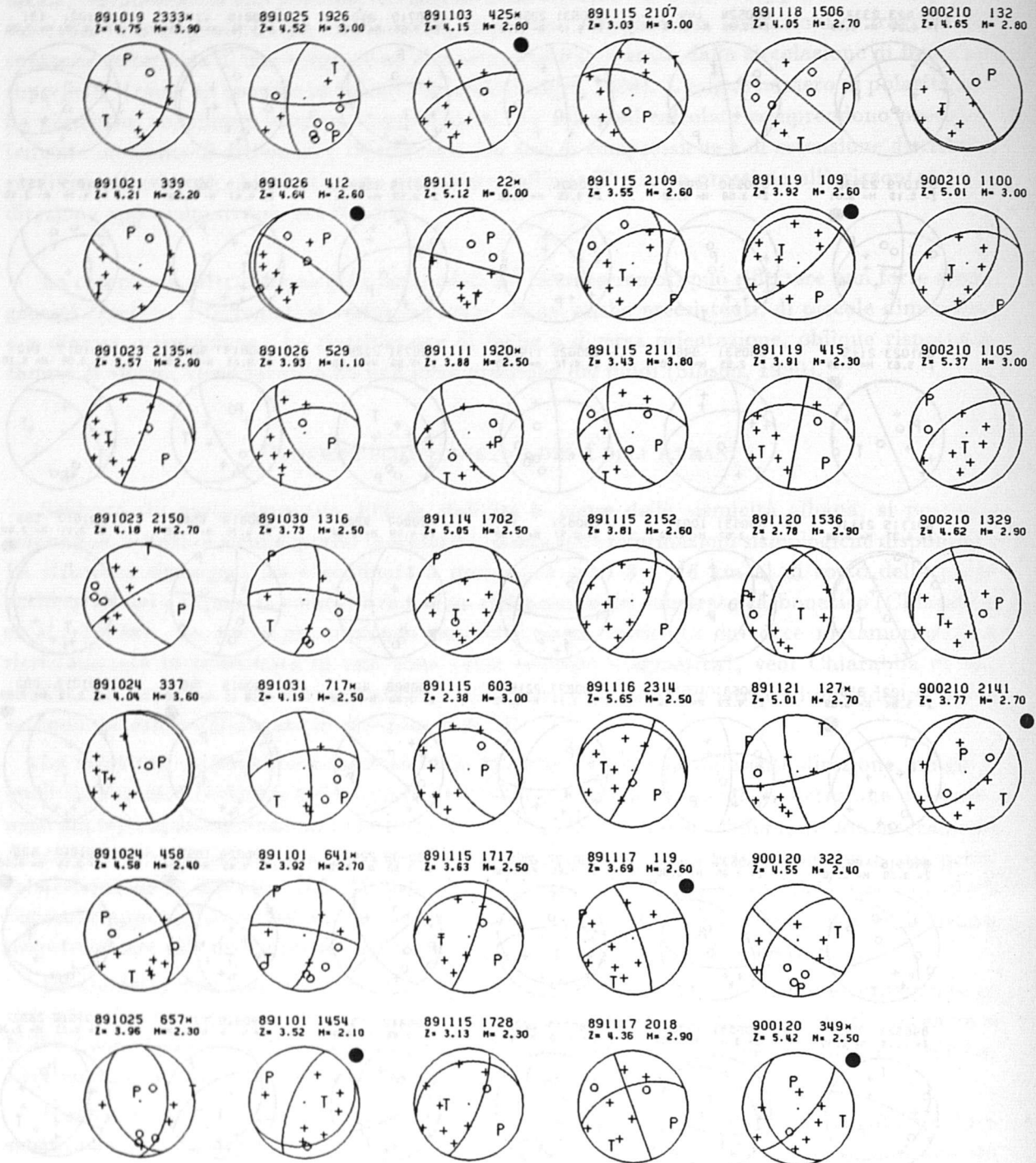


Fig. 3 Continua.

in falda, inoltre, interessa l'area occidentale del vulcano (Civitelli et al., 1975; F. Quattrocchi, comunicazione personale). Reazioni chimiche che sviluppano un forte contenuto di fluidi si concentrano presumibilmente nella zona occidentale, in relazione ad un possibile corpo magmatico più profondo (~ 7 km). Il metamorfismo termico dei calcari genera ingenti quantità di CO_2 , e la vicinanza di una zona calda aumenta la pressione dei fluidi presenti a tali profondità. La sismicità dei Colli Albani potrebbe essere dovuta, quindi, ad un indebolimento locale della resistenza al taglio generato dai fluidi profondi. La pressione dei fluidi lubrifica le fratture che si sbloccano sotto l'azione di un campo di sforzi regionale con asse di minima compressione ad andamento NE-SW.

CONCLUSIONI

Anomalie idrogeochimiche, struttura di velocità e sismicità delineano la struttura sismogenetica dei Colli Albani con sufficiente dettaglio. Il meccanismo prevalente di rilascio di *stress* è caratterizzato da dislocazioni di taglio lungo superfici di faglia, mostrando soluzioni focali a doppia coppia come per eventi squisitamente tettonici. La pressione dei fluidi in profondità, aumentata da una vicina zona calda, potrebbe diminuire la resistenza al taglio delle rocce, favorendo la generazione di terremoti.

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A., DE SIMONI B. & GASPARINI C. (1984). Considerazioni sulla sismicità dei Colli Albani. Il periodo sismico del 1981. Atti del III Conv. del Gruppo. Naz. Geofis. Terra Solida, 965-976.
- AMATO A., BASILI A., BOSCHI E., COCCO M., DI BONA M., FUNICIELLO R. (1989). La sequenza sismica dei Colli Albani iniziata nell'Aprile 1989. Pubbl. I.N. G. - Ed. Il Cigno Galileo Galilei-Roma.
- AMATO A. & COCCO M. (1992). Monitoring seismic areas with local networks, a basic tool for earthquake prediction: seismicity patterns and faulting mechanisms in Italy, *Earthquake Prediction*, Boschi E. and Dragoni M. ed., Il Cigno Galileo Galilei, 237-266.
- AMATO, A., C. CHIARABBA, M. COCCO, M. DI BONA AND G. SELVAGGI (1993). The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, Central Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal res.*, in press.
- BATINI F., FIORDALISI A. & MOYA F. (1990). Main features of seismicity in the Monte Amiata and Latera geothermal areas (Italy), XXII General Assembly E.S.C., abstract.
- BERNARDI A., DE RITA D., FUNICIELLO R. E VILLA M.I. (1982). Chronology and structural evolution of Alban Hills volcanic complex, Latium, Italy, Workshop on explosive volcanism, abstract, S. Martino al Cimino.
- BERTAGNINI, A., DE RITA D., FUNICIELLO R., SBRANA A., AND R. TRIGILA (1985). The Latium volcanism. Excursion Guidebook IAVCEI, 32-39.
- CHIARABBA C, L. MALAGNINI AND A. AMATO (1993 a). Three-dimensional velocity structure and earthquake relocation in the Alban Hills Volcano, Central Italy, in preparation.
- CHIARABBA C., G.B. CIMINI, A. AMATO AND H.M. IYER (1993 b). Large teleseismic P-wave residual variation in the Alban Hills volcano, Central Italy, in preparation.
- CIVITELLI G., R. FUNICIELLO, M. PAROTTO, S. LOMBARDI (1975). Il ruolo dell'idrologia nei confronti del vulcanismo freatico albano, appendice in: Caratteri deposizionali dei prodotti del vulcanismo freatico nei Colli Albani, *Geol. Rom.*, XIV, 1-39.
- DE RITA D., FUNICIELLO R., PAROTTO M. & SALVINI F. (1984). Geologia dei Colli Albani. Joint Venture ENEL-AGIP.
- DUCHI V., M. PAOLIERI AND A. PIZZETTI (1991). Geochemical study on natural gas and water discharges in the southern Latium (Italy): circulation, evolution of fluids and geothermal potential in the region, *It. J. Vol. Geotherm. Res.*, 47, 221-235.
- FORNASERI, M. (1985) Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy), *Rend. Soc. It. Min. Petrol.*, 4, 73-106.

- FOULGER G.R. (1988). Hengill triple junction, SW Iceland 2. Anomalous earthquake focal mechanisms and implications for processes within the geothermal reservoir and at accretionary plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13,507-13-523.
- FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1978). Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino centrale. *Geol.Rom.*, **17**, 233-287.
- HILL D.P. (1989). Temperatures at the base of the seismogenic crust beneath Long Valley Caldera, California, and the Phlegrean Fields Caldera, Italy. Volume on Volcanic Seismology; Sprenger-Verlag, July 25.
- LOCARDI E., G. LOMBARDI, R. FUNICIELLO AND M. PAROTTO (1975). The main volcanic groups of Latium (Italy): Relations between structural evolution and petrogenesis, *Geol. Rom*, **17**, 279-300.
- LOMBARDI S. (1980). Idrogeologia dei Colli Albani, studi UNIGEO.
- MOLIN D. (1981). Sulla sismicità storica dei Colli Albani. CNEN - RT/AMB **81**, 11.
- MONGELLI F & G. ZITO (1991). Flusso di calore nella regione Toscana, *Stud. Geol. Cam.*, vol. spec. CROP 03, 91-98.
- SIBSON R.H. (1990). Rupture nucleation on unfavourably oriented faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 6, 1580-1604.
- WASHINGTON, H. S. (1906). The Roman Comagmatic Region, Carnegie Inst., Washington, Publ. No. 57.