

APAT

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

**GEOLOGIA DELL'APPARATO VULCANICO DEI
COLLI ALBANI A SUD DI ROMA:
IL BACINO DEL FOSSO DELL'INCASTRO**

Dr. Mauro Patti

TUTOR: *Dr. Mario Aversa*

Servizio per la Promozione della Formazione Ambientale

PREFAZIONE

Il presente lavoro è il risultato di una *indagine sperimentale* impostata su linee di ricerca da tempo avviate nell'ambito delle attività afferenti al *Settore Rischi Naturali di Tipo Lento* del *Dipartimento per la Difesa del Suolo*.

La linea di indagine nasce dall'assunto che le condizioni fisico-ambientali, ove l'insediamento storico umano si è oggettivato nel tempo, siano di fatto molto cambiate.

La quantificazione di questa variazione passa attraverso una *Metodologia* che consiste nella conoscenza della *Geografia Generale* del territorio intesa come visione d'insieme dei caratteri fisici, biologici ed antropici e nella conoscenza degli elementi di interazione.

L'assetto attuale nel caso specifico di analisi è rappresentato dalla caratterizzante presenza di una importante regione vulcanica considerata attiva le cui problematiche di rischio diventano sempre più evidenti.

Pertanto, la conoscenza squisitamente geologica di un'area delimitata e concepita come unità territoriale, ma avente nel nostro caso come elemento determinate l'*elemento acqua* ed il suo scorrere a valle nel "bacino idrografico", è elemento nuovo e trasversale di analisi che rende affascinante la visione fisica d'insieme.

L'accurata *esplorazione del territorio* ha consentito in ogni caso approfondimenti in una direzione che è stata espressione della professionalità dell'allievo ricercatore specializzato in Scienze della Terra ed in particolare in Vulcanologia al quale va senza dubbio indirizzato un encomio per l'impegno profuso.

Ci si è soffermati infatti sugli affascinanti aspetti di quest'ultima disciplina la quale ci fa oggi osservare il territorio italiano con occhi diversi avendo non ultimo il compito di definirne la Pericolosità oggettiva.

ABSTRACT

The city of Rome lies between two Quaternary potassic volcanic districts, one is the Sabatini Mounts to the **NW** and the other is the Alban Hills 15–25 *km* to the **SE** whose contemporaneous activities have characterized the geological history of the area over the past 600 ka.

The Alban Hills, belonging to the Roman Comagmatic region, has produced approximately 290 km³ of eruptive deposits since the inception of volcanism at 580 ka.

The style of activity of the Alban Hills volcano has been characterized mainly by explosive activity throughout its volcanic history. The volcanic stratigraphy has been subdivided therefore in three main successions corresponding to three epochs of activity.

The final epoch of activity, has been characterized by several, small volume, monogenetic phreatomagmatic eruptions from eccentric Albano, Nemi and Ariccia maars, whose products covered parts of the Alban Hills. Phreatomagmatic eruptions and lahar occurred from single and coalescent craters.

The activity of the Albano polygenetic maar lake, Peperino Albano ignimbrite, has been dated at around 25 ka. FUNICIELLO R. et al. 2003 describes a lahar deposits younger than the Peperino Albano. He determined that the most recent volcanic activity of the Albano maar is therefore much closer to the present day than previously believed.

Furthermore, the youngest deposits of the Alban succession are several lahar deposits, distributed mainly in the Ciampino plain, younger than the phreatomagmatic products and distributed to the **NW** of the Albano maar lake.

In this paper we analyze the morphology and geology of a restricted area of the Alban Hills complex that is an hydrological basin located in the **SW** part of the complex, this is the Incastro River Basin. We determined that the Incastro River Basin is characterized by many anomalies, among which the recent seismic activity, the relief amplitude, the drainage density, the presence of several gas emission sites and the probable presence of recent lahar deposits, morphologically similar to the Ciampino lahar.

Would be interesting to identify the areal distribution of this lahar deposit, their mode of emplacement and a detail chronology of the event also, crucial informations to determinate local natural hazards in a volcanic-tectonic context and for recognizing whether the volcanoes may erupt again in the future.

Therefore, accurate assessment of volcanic hazards, and estimation of possible future volcanic activity, is necessary for the safety of people living in the Incastro River Basin.

ABSTRACT

La Città di Roma si trova tra due distretti vulcanici quaternari potassici, il primo dei quali è quello dei Monti Sabatini a NW e l'altro è quello dei Colli Albani a 15-25 Km a SE le cui attività, pressoché contemporanee, hanno caratterizzato la storia geologica dell'area negli ultimi 600 ka.

I Colli Albani, appartenenti alla *Provincia Comagmatica Romana*, hanno dato luogo a circa 290 Km³ di depositi eruttati sin dall'inizio dell'attività databile intorno a 580 ka. Lo stile eruttivo è stato principalmente di tipo esplosivo. La stratigrafia del complesso vulcanico è suddivisibile in tre successioni principali corrispondenti a tre epoche di attività.

Quella dell'epoca finale è stata caratterizzata da diverse eruzioni monogeniche freatomagmatiche con volumi modesti in fuoriuscita dai *maar* di Albano, Nemi ed Ariccia e i cui prodotti hanno coperto buona parte delle stesse morfologie presenti. Le eruzioni freatomagmatiche ed i *lahar* sono state originate da crateri sia singoli che coalescenti.

In particolare, l'attività del *maar* poligenico in cui adesso è impostato il Lago di Albano ha dato luogo alla formazione dell'ignimbrite detta *Peperino di Albano*, datata a circa 25 ka. Alcuni autori (FUNICIELLO R. et al., 2003) descrivono depositi da *lahar* più recenti dello stesso *Peperino di Albano*. Viene dimostrato che l'attività vulcanica dei Colli Albani è dunque più recente di quanto si supponesse. I depositi più giovani della successione sono appunto depositi da *lahar*, distribuiti nella Piana di Campino, più recenti rispetto ai prodotti freatomagmatici e messi in posto nell'area NW del *maar* di Albano.

Nella presente indagine viene analizzata la morfologia e la geologia di un'area circoscritta dei Colli Albani che corrisponde ad un bacino idrografico localizzato nella porzione SW del complesso vulcanico, il *Bacino del Fosso dell'Incastro*. E' stato determinato che l'unità geomorfologica in parola è caratterizzata da diverse anomalie tra le quali l'attività sismica recente, l'energia del rilievo, la densità di drenaggio, la presenza di diversi punti di emanazione gassosa e la probabile presenza di recenti depositi da *lahar*, morfologicamente simili a quelli della Piana di Ciampino.

Sono auspicabili ulteriori approfondimenti finalizzati alla identificazione della distribuzione areale dei depositi da *lahar*, della modalità della loro messa in posto e dei dettagli sulla cronologia degli eventi, informazioni cruciali queste per determinare il *Rischio naturale locale* nel contesto vulcano-tettonico nonché valutare se il vulcano stesso possa in futuro nuovamente entrare in eruzione. Una stima accurata del *Rischio vulcanico* e della stessa *Probabilità* di attività futura nell'area oggetto di studio è necessaria per la sicurezza delle persone che abitano all'interno del *Bacino del Fosso dell'Incastro*.

INDICE

INTRODUZIONE	<i>pag. 01</i>
METODOLOGIA	<i>pag. 01</i>
CAPITOLO I	
<i>GEOLOGIA DEI COLLI ALBANI</i>	
• Geomorfologia generale	<i>pag. 01</i>
• Geologia generale e Stratigrafia	<i>pag. 01</i>
• Aspetti vulcanologici e petrografici	<i>pag. 01</i>
CAPITOLO II	
<i>IL BACINO DEL FOSSO DELL'INCASTRO</i>	
• Inquadramento morfologico e stratigrafico del Bacino	<i>pag. 01</i>
• Graben del bacino sedimentario di Ardea	<i>pag. 01</i>
• Vulcanismo recente e deformazione crostale	<i>pag. 01</i>
CAPITOLO III	
<i>IL RISCHIO GEOLOGICO</i>	
• Il rischio sismico	<i>pag. 01</i>
• Il rischio vulcanico	<i>pag. 01</i>
• Emanazioni gassose e radioattività	<i>pag. 01</i>
CONCLUSIONI	<i>pag. 01</i>
BIBLIOGRAFIA	<i>pag. 01</i>

INTRODUZIONE

Il margine tirrenico laziale e toscano della penisola italiana rappresenta una zona caratterizzata da crosta continentale assottigliata con spessore inferiore a 25 Km, elevato flusso di calore ed estese province vulcaniche.

In particolare, il margine tirrenico laziale è caratterizzato da un sistema di bacini sedimentari aventi direzione **NW-SE** colmati da sequenze clastiche marine che vanno dal Messiniano fino al Pliocene.

Durante questo periodo la tettonica distensiva migrò progressivamente verso **E-NE**, in accordo con la fase compressiva relativa alla formazione della catena appenninica.

L'attività vulcanica laziale accompagnò e seguì l'estensione crostale, raggiungendo il suo apice durante il Pleistocene medio e superiore, manifestandosi con la messa in posto di prodotti vulcanici ricchi in Potassio di cui è abbondante la cosiddetta *Provincia Comagmatica Romana*.

Tra i vari edifici presenti spicca quello dell'apparato vulcanico dei Colli Albani il quale si sviluppa su di un substrato sedimentario costituito principalmente di sabbie marine ed argille sabbiose del Plio-Pleistocene.

Questi sedimenti riempiono i bacini in estensione caratterizzati da zone con basse anomalie gravitative circondate da aree con valori elevati. Questi settori sono stati interpretati come alti strutturali formati durante la fase tettonica compressiva.

Il succedersi di attività vulcanica di tipo esplosivo ed effusivo ha quindi dato origine al complesso vulcanico in parola ove sono state riconosciute tre fasi principali contraddistinte da differenti stili eruttivi e volumi di vulcaniti messe in posto.

Al termine della prima fase, detta del *Tuscolano Artemisio*, vi fu la formazione di una caldera di notevoli dimensioni.

Dopo la seconda, detta delle *Faete*, la terza ed ultima fase, meglio conosciuta come *fase idromagmatica finale*, è stata caratterizzata da attività principalmente legata alla interazione esplosiva tra fluidi in cui ha giocato un ruolo fondamentale il contatto tra il magma e l'acqua di falda presente nel sottosuolo.

Le ultime eruzioni di questa fase hanno interessato il settore **W** del complesso vulcanico dando luogo alla formazione del *maar* di Albano, di Nemi e di Ariccia all'interno delle cui depressioni si sono impostati specchi lacustri.

Le ultime manifestazioni sono legate ad attività da *laar* con la fuoriuscita di ingenti colate di fango e detrito dal Lago di Albano in direzione della Piana di Ciampino (FUNICIELLO R. et al. 2002).

In analogia con la Piana di Ciampino il settore del Bacino del Fosso dell'Incastro, posto a **SW** dell'apparato dei Colli Albani, sembrerebbe essere stato colpito, durante lo stesso periodo, da tali tipo di colate di fango.

Le evidenze presenti all'interno del Bacino del Fosso dell'Incastro, di cui la presente indagine ha voluto essere una prima sintesi coordinata di conoscenze , ha indicato l'ulteriore presenza di anomalie geologiche tali da rendere interessanti ulteriori approfondimenti non ultimo per le problematiche di rischio esistente.

METODOLOGIA

Obiettivo della presente indagine conoscitiva è stato quello di ottenere un quadro generale dell'assetto geologico strutturale di una unità fisico-morfologico-territoriale di tipo particolare e cioè quella di un bacino idrografico, quello del Fosso dell'Incastro, l'antico fiume Numico conosciuto ai più per via delle virgiliane pagine dell'Eneide.

Il presente lavoro è stato eseguito tramite una raccolta esaustiva degli studi, delle pubblicazioni e degli articoli scientifici riguardanti l'apparato vulcanico dei Colli Albani, estrapolando in particolare dati e notizie specifiche arealmente ricadenti nella unità territoriale di interesse.

Successivamente, sono state analizzate, con un taglio squisitamente geologico, le risultanze dei dati con la finalità non ultima di comprendere le relazioni reciproche esistenti tra i vari aspetti emersi.

Infine, per ottenere un quadro esauriente è stato messo in luce come una serie di evidenze strutturali, morfologiche, cronologiche, litologiche nonché sismiche siano di fatto tra loro strettamente legate. Nella fattispecie, la conclusione cui si è giunti è che il bacino oggetto di studio ha un ruolo chiave nella comprensione della geologia stessa dell'apparato vulcanico dei Colli Albani poiché esso risulta essere attualmente uno dei settori di maggiore attività geologica.

La particolarità di tale ricerca scientifica è stata quella di dover raccogliere informazioni specifiche riguardanti un settore ben delimitato arealmente estrapolando da un insieme di dati concernenti l'intero complesso vulcanico le specificità oggettive. Le difficoltà riscontrate sono collegate alla nota consuetudine di studiare l'apparato vulcanico in oggetto nel suo insieme, senza mai però analizzare distintamente le porzioni che di fatto lo compongono geograficamente.

Questo nuovo approccio è risultato significativamente proficuo portando alle luce diversi aspetti peculiari precedentemente ancora non osservati.

CAPITOLO I

GEOLOGIA DEI COLLI ALBANI

1.1. GEOMORFOLOGIA GENERALE

La regione vulcanica dei Colli Albani è delimitata a **NW** dall'apparato Sabatino, a **E** ed a **SE** dalle formazioni sedimentarie Meso-Cenozoiche dell'Appennino centrale (Monti Lepini, Monti Prenestini e Monti Tiburtini), a **S** dalla Pianura Pontina ed a **W** dal Mar Tirreno. Il corso del fiume Tevere tende ad essere il limite di demarcazione tra i prodotti messi in posto dagli apparati laziali, Sabatino ed Albano (**FIG. 1**).

Le quote massime dei rilievi principali non raggiungono i 1000 *m* (949 *m* il Monte Cavo e 956 *m* il Maschio delle Faete). Un elemento morfologico di rilievo è rappresentato dalle tre cinte calderiche: la prima, la più esterna, si trova a circa 200 *m* sul livello del mare; la seconda è la cinta del Tuscolano-Artemisio che si sviluppa ad una quota di circa 800 *m* sul livello del mare ed è interrotta nel settore ad **W-SW** dove sono presenti crateri occupati dai laghi di Albano e Nemi nonché la piana di Ariccia prosciugata in tempi storici.

La terza cinta calderica, la più recente, si trova all'interno della cinta del Tuscolano-Artemisio ad una quota di circa 600 *m* sul livello del mare e prende il nome di Campi di Annibale o edificio delle Faete. Tra la cinta del Tuscolano-Artemisio (con diametro di circa 10- 12 *km*) e l'edificio delle Faete (con diametro di circa 2 *Km*) posto al suo interno, vi è una fascia depressa che prende il nome di *atrio*.

Tra i rilievi vi sono numerosi coni di scorie più o meno isolati che per genesi sono generalmente legati ad attività esplosiva di tipo monogenico.

Tra le depressioni le più importanti sono l'atrio, le depressioni calderiche e i laghi calderici (Albano e Nemi). In particolare il lago di Albano ha forma ovale con asse maggiore di circa 3,5 *Km* e asse minore di circa 2,4 *Km* tale forma sembra essere dovuta alla coalescenza di diversi centri esplosivi. L'orlo del lago di Albano è piuttosto irregolare, le quote più basse si trovano nel settore **NW**. Anche il lago di Nemi si è formato per coalescenza di almeno due centri eruttivi, mentre Valle Ariccia si suppone che un tempo ospitasse un lago. Un'altra depressione importante è rappresentata dal cratere di *Giuturna*, posto a **S**.

Il lago di Albano è caratterizzato da pareti interne a forte pendenza (circa 60%) dove si sviluppano intensi processi erosivi dovuti al dilavamento superficiale e processi gravitativi. Sulle pareti interne del lago si riconoscono diverse nicchie di distacco e talvolta anche i relativi corpi di accumulo nei casi in cui non sia finito all'interno del lago stesso. Tali fenomeni franosi si sviluppano nelle zone in cui vi sono salti litologici e di competenza dei corpi vulcanici.



FIG. 1 - Carta geologica semplificata dell'area di Roma tra i Colli Albani e l'apparato Sabatino (Estratto da DE RITA D. et al., 1992)

1=travertino; 2=unità sedimentarie del Plio-Pleistocene; 3=unità idromagmatica finale; 4=depositi da ricaduta; 5=colate di lava ; 6=unità da flusso piroclastico dei Colli Albani; 7= unità da flusso piroclastico dei Sabatini; 8=Flysch del Tortoniano; 9=orlo di caldera; 10=crateri da esplosione della fase finale (*a*: Ariccia, *b*: Nemi, *c*: Albano, *d*: Giuturna, *e*: Valle Marciana, *f*: Pantano Secco, *g*: Prata Porci, *h*: Castiglione); 11=Unità carbonatiche pelagiche del Meso-Cenozoico (facies Sabina); 12= Unità di piattaforma carbonatica del Meso-Cenozoico (facies Laziale-Abruzzese).

I processi in atto sono di tipo gravitativo e/o legati allo scorrimento delle acque superficiali. I fenomeni franosi si verificano generalmente nei punti in qui si hanno significative variazioni di litologia come, ad esempio, nel caso dei depositi da caduta e nel caso dei corpi idromagmatici i quali sono notevolmente meno competenti rispetto alle litologie messe in posto con meccanismi da flusso (corpi ignimbratici).

Tali salti litologici si riscontrano frequentemente in apparati vulcanici come i Colli Albani dove vi è alternanza di corpi da attività esplosiva e corpi da attività effusiva. Un altro elemento determinante e responsabile del verificarsi di fenomeni franosi è

rappresentato dalla copertura vegetale. La vegetazione con apparati radicali estesi tende difatti a mantenere il suolo compatto e stabile mentre il disboscamento dà luogo a denudazione dei versanti che divengono così più vulnerabili ai fenomeni franosi.

Le forme erosive che si osservano ovunque nell'apparato vulcanico, legate allo scorrimento diffuso delle acque superficiali, sono *sheet*, *rill* e *gully*, principalmente in corrispondenza dei corpi generati da attività esplosiva.

Le valli fluviali legate all'incanalamento delle acque superficiali hanno anch'esse differenti pendenze in funzione dei litotipi attraversati.

Vi sono anche forme generate dall'uomo legate all'attività estrattiva di materiali: sono infatti diffuse cave di tufo che hanno da sempre rappresentato un'importante risorsa nell'industria edilizia e cave di materiale lavico utilizzato per la pavimentazione stradale (i famosi *sampietrini* di Roma provengono principalmente dai basalti dei Colli Albani).

Il drenaggio delle acque superficiali è condizionato principalmente dalle pendenze locali, dalle litologie attraversate e dall'assetto tettonico della zona.

Nel complesso, si distinguono cinque differenti settori con *pattern* di drenaggio differente in funzione della variazione dei parametri sopra citati. La zona centrale dell'edificio è caratterizzata principalmente dalle morfologie del Tuscolano-Artemisio con drenaggio di tipo anulare nella zona dell'atrio. Nella zona **N** sono sviluppati reticoli di tipo parallelo che drenano verso il fiume Aniene. Un reticolo analogo si osserva anche nella zona a **SE**. Il bacino del Fosso Grande (Fosso dell'Incastro), posto a **SW**, ha invece un reticolo particolarmente sviluppato di tipo dendritico, mentre nel settore **NW** le acque drenano in direzione del fiume Tevere. In sintesi il reticolo idrografico è di tipo radiale e centrifugo e segue morfologie dell'edificio che nel nostro caso è di tipo centrale mentre in alcune zone sono presenti reticoli di tipo parallelo o anulare in funzione delle morfologie locali incontrate.

Nella zona di Ciampino e a **SW** del cratere di Giuturna, il reticolo idrografico risulta, a differenza di tutte le altre zone, poco sviluppato e la morfologia di superficie si presenta particolarmente uniforme e planare.

La *Carta dell'energia del rilievo* (**FIG. 2**), (definita come il massimo dislivello in una determinata area) indica valori massimi in corrispondenza della fascia del Tuscolano-Artemisio, e nella zona dei Campi di Annibale mentre valori relativamente più bassi si registrano nella zona dell'atrio e nei settori distali allontanandosi dal centro vulcanico; in questo quadro si osservano anomalie positive nella zona tra Ardea ed Aprilia.

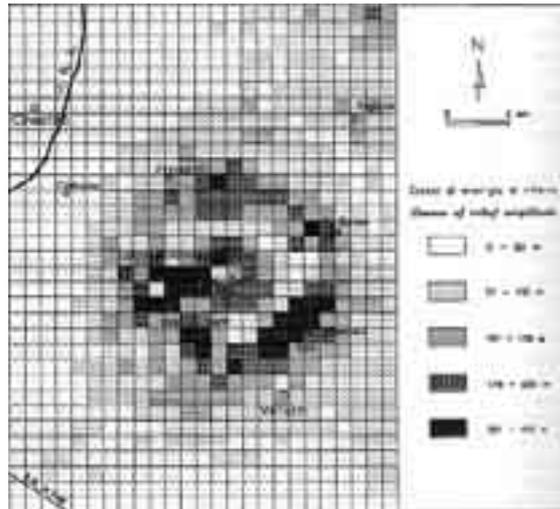


FIG. 2 – Carta dell’energia del rilievo

Per quanto riguarda i valori della densità di drenaggio (definita come il rapporto tra l’unità di area e la lunghezza totale delle aste fluviali nell’area stessa) questa dipende principalmente dalla natura dei terreni attraversati (erodibilità e permeabilità), (**FIG. 3**).

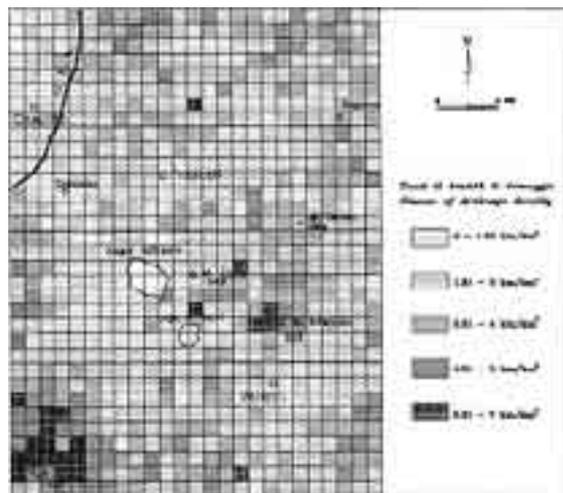


Fig. 3.-Carta delle densità del drenaggio

Nel complesso tale parametro assume valori simili su tutti i Colli Albani a testimonianza di un drenaggio superficiale piuttosto uniforme.

Osserviamo anche in questo caso una anomalia positiva nella zona del Fosso dell’Incastro dove il reticolo fluviale è particolarmente sviluppato e fitto.

1.2. GEOLOGIA GENERALE E STRATIGRAFIA

I Colli Albani rappresentano uno stratovulcano Quaternario facente parte della *provincia magmatica romana* sviluppatasi durante gli ultimi milioni di anni lungo il margine tirrenico della catena Appenninica.

L'origine del *vulcanismo peri-tirrenico* è legata alla subduzione della placca Adriatica al di sotto della placca Euro-Asiatica.

Tale subduzione ha dato origine alla formazione del fronte di corrugamento Appenninico in migrazione verso **E** ed al vulcanismo di retroarco (Toscana, Lazio e Campania) come conseguenza della fusione di un mantello metasomatizzato da fluidi provenienti dalla stessa placca in subduzione. Tale allineamento magmatico segue la direzione **NW-SE** ovvero la medesima della catena Appenninica. Ad **W** rispetto

all'allineamento dei complessi vulcanici è presente il bacino di retroarco Tirrenico in apertura dal Plio-Quaternario. In tale area il mantello astenosferico risale fino a pochi chilometri di profondità dando luogo all'apertura del Mar Tirreno.

I lineamenti strutturali di maggiore importanza sono legati alla coesistenza di stress di tipo regionale e stress di tipo locale; i primi sono il risultato dell'orogenesi Appenninica con tettonica compressiva, distensiva e trascorrente, mentre i secondi dipendono

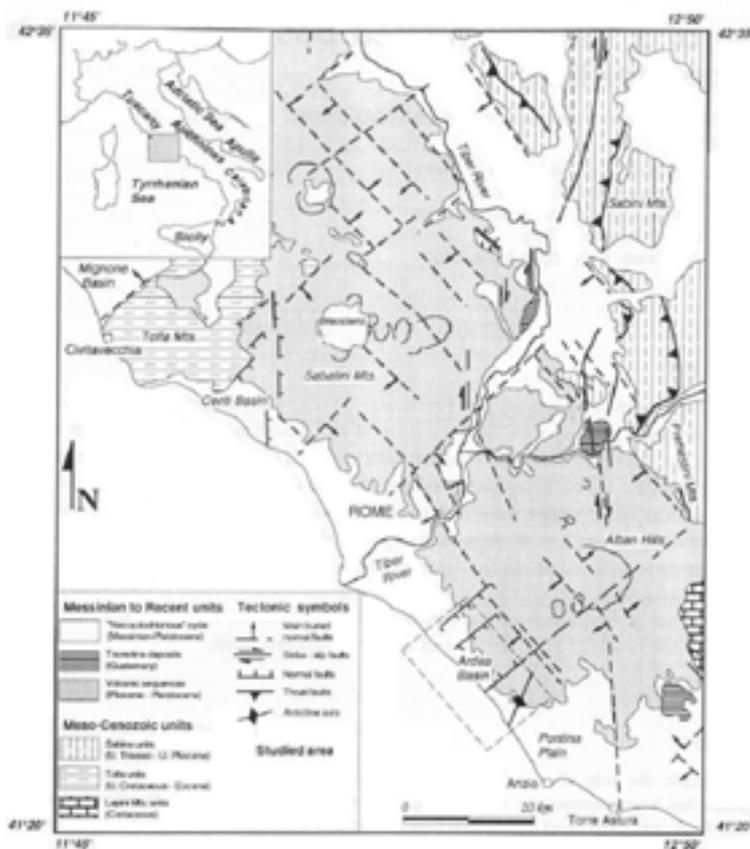


FIG. 4 – Carta geologica schematica del margine tirrenico Laziale (Estratto da FACCENNA C. et al., 1994).

dalla formazione e dalla crescita dell'edificio vulcanico che inevitabilmente ha modificato il campo di stress locale (**FIG. 4**).

In particolare l'edificio dei Colli Albani è sorto in corrispondenza dell'intersezione di diversi lineamenti tettonici in una zona in cui la crosta sarebbe stata meno resistente a sollecitazioni intervenute a seguito di una maggiore frammentazione.

I lineamenti strutturali di principale importanza hanno rispettivamente direzione **NW-SE**, **NE-SW** e **N-S**.

I sistemi tettonici con direzione **NW-SE** sono dominanti nella catena Appenninica e determinano la direzione principale di accavallamento delle falde tettoniche che la costituiscono. Tali sistemi si individuano sia a **NW** che a **SE** (Area Lepina) dei Colli Albani. In particolare, al disotto del rilievo degli Albani è stato individuato tramite indagini gravimetriche e tomografiche un alto strutturale in corrispondenza della piana di Ciampino (TORO B., 1976; CHIARABBA C. et al., 1994). La struttura in parola è stata interpretata come il prolungamento meridionale dell'allineamento Olevano-Antrodoco che costituisce un sovrascorrimento di fondamentale importanza nella tettonica dell'Appennino centrale, portando i complessi in facies Sabina in sovrapposizione rispetto a quelli in facies Laziale-Abbruzzese (FUNICIELLO R & PAROTTO M, 1978).

L'inversione tettonica dei lineamenti a carattere compressivo si è espressa in una riattivazione nel Plio-Quaternario agendo con faglie normali dando luogo ad una serie di

strutture ad Horst e Graben successivamente sepolte dai depositi vulcanici individuabili per via gravimetrica (TORO B., 1976).

Le strutture Appenniniche ad andamento **NW-SE** sono tra loro collegate da faglie di trasferimento con direzione **NE-SW**. Un esempio di questa dinamica è rappresentato dal *Graben di Ardea* (FIG. 5). La struttura è posta a **SW** dei Colli Albani, a cavallo rispetto alla linea di costa tirrenica. In questa zona è stato individuato un *half-graben*

lungo circa 30-40 Km e largo 10,

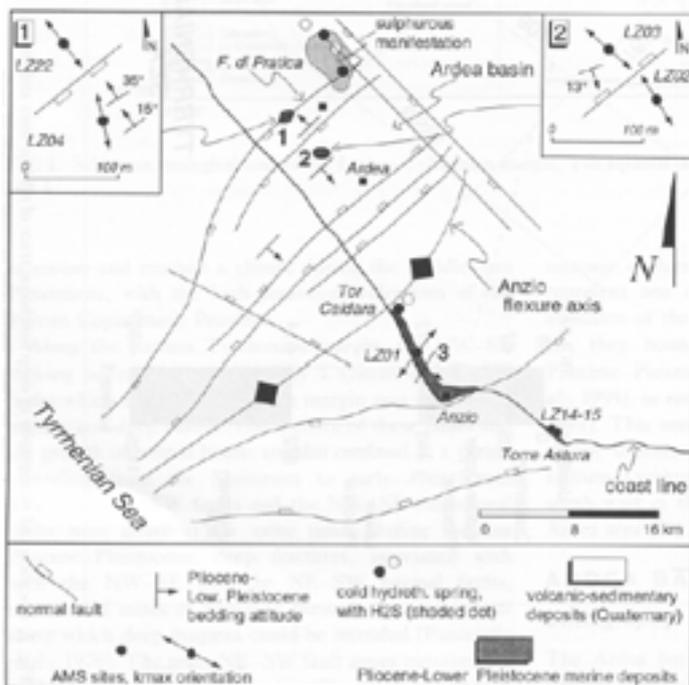


FIG. 5 - Caratteristiche strutturali del Bacino di Ardea (Estratto da FACCENNA C. et al., 1994).

riempito da più di 1600 m di sedimenti clastici *syn* e *post-rift* Plio-Quaternari (FACCENNA C. et al., 1994).

L'apertura di tale bacino iniziò nel basso Pliocene e proseguì fino al basso Pleistocene. I depositi della formazione di Ponte Galeria sovrastanti risultano difatti indeformati a testimonianza del termine dell'attività tettonica. La struttura del *graben di Ardea* è dunque costituita da una serie di faglie sintetiche con direzione **NE-SW** che bordano la depressione che tende a restringersi verso **SW**.

La terza classe di lineamenti principali che si individuano nel settore areale hanno direzione **NS**. I lineamenti sono riconoscibili nella zona N dei Colli Albani ovvero nella Sabina ad alcuni chilometri ad **E** rispetto al lineamento Olevano-Antrodoco. Tale faglia Sabina ad andamento **N10°E** mostra un movimento trascorrente destro e risulta essere stata in attività dal Miocene superiore fino al Pleistocene superiore (DE RITA D. et al., 1995).

In prossimità del Monte Soratte, è stata individuata una zona di taglio costituita da

una serie di segmenti tettonici separati da faglie di trasferimento disposte con geometria *en-echelon*. Queste formano una struttura *a fiore* di tipo negativo ed a carattere transtensivo. Nel complesso la zona è lunga 15 Km e larga 10 (DE RITA D. et al., 1995).

A S, in prossimità di Tivoli è stata individuata una ulteriore struttura del tutto simile a quella appena descritta e costituita da una serie di segmenti tettonici con

direzione **N-S** di tipo trascorrente destro. Vengono qui registrati

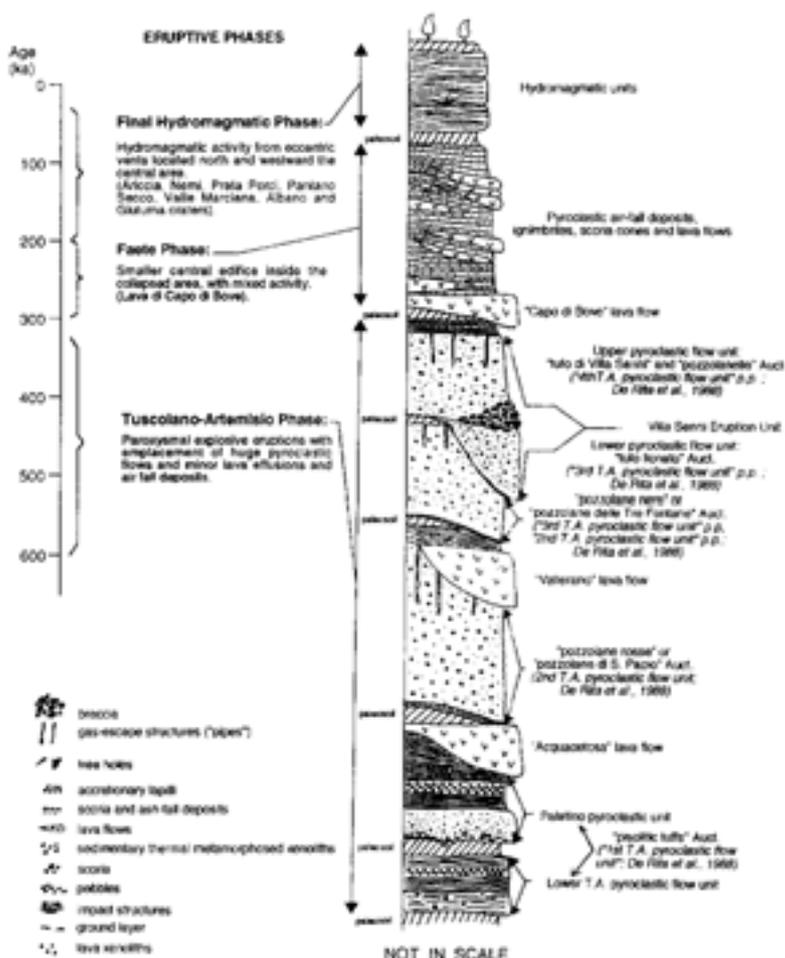


FIG. 6 – Stratigrafia schematica dell'attività vulcanica dei Colli Albani (Estratto da DE RITA D. et al., 1995).

fenomeni di subsidenza afferenti ad un bacino di *pull-apart* (Acque Albule). L'attività di tale sistema tettonico è stata datata tra 0,178 e 0,049 Ma (FACCENNA C. et al., 1994b).

L'estensione verso **S** del lineamento interseca i Colli Albani e, sempre in base a studi gravimetrici, sembra raggiungere la Piana Pontina (DI FILIPPO M. & TORO B. 1980). Sistemi trascorrenti ad andamento **N-S** si riconoscono anche a **S** rispetto ai Colli Albani, ovvero nel settore **N** dei Monti Lepini (Artena e Norma).

L'evoluzione geologica dei Colli Albani è definita da DE RITA D. et al., (1995) ed è stata suddivisa in tre *epoche* principali: 1) Tuscolano-Artemisio, 2) Faete, 3) Fase idromagmatica finale (**FIG. 6**). L'epoca del Tuscolano-Artemisio copre un periodo compreso tra circa 600 mila anni fino a 350 mila anni fa (MARRA F. et al., 2003). In tale periodo di tempo l'attività vulcanica è stata principalmente di tipo centrale e l'edificio formatosi era l'edificio omonimo (Tuscolano-Artemisio). In questa prima epoca si individuano quattro cicli eruttivi ognuno dei quali costituito da messa in posto di depositi da flusso piroclastico seguiti da depositi da ricaduta ricoperti a loro volta da colate laviche a chiusura dell'attività. Ogni ciclo eruttivo è separato dal successivo da un paleosuolo più o meno sviluppato a seconda delle condizioni morfologiche locali. Gli spessori delle varie unità eruttive della fase del Tuscolano-Artemisio decrescono da **E** verso **W**. Il primo ciclo, tra 600 e 500 mila anni, è coevo con un minimo eustatico di notevole importanza. L'attività è stata caratterizzata dal susseguirsi di quattro colate piroclastiche in rapida successione, seguite da attività effusiva concentrata nel settore **SW** del vulcano.

La prima di tali colate piroclastiche (Formazione di Tor de' Cenci) è stata datata a circa 560 Ka ed esprime un volume superiore a 10 Km^3 . Tale unità è stata descritta da PALLADINO D. et al., (2001). Ai depositi delle quattro colate piroclastiche generate da violente eruzioni freatomagmatiche si attribuiscono volumi di almeno 10 Km^3 ad ogni deposito (DE RITA D. et al., 2002). L'attività in questa fase viene controllata dalla presenza di forti quantità di acqua in superficie la quale presumibilmente riempiva una vasta depressione vulcano-tettonica. E' ipotizzabile che ogni ciclo eruttivo si chiudesse con un collasso calderico (DE RITA D. et al., 2002). Il secondo ciclo del periodo del Tuscolano-Artemisio diede luogo alla deposizione di corpi con spessori fino a 90 m nelle paleovalli fluviali che affiorano abbondantemente nel settore **E** del vulcano. E' stato calcolato (DE RITA D. et al., 1988) che il volume minimo di tale ignimbrite (Formazione delle Pozzolane Rosse o Pozzolane di S. Paolo Auct.) risulterebbe pari ad un volume di circa 34 Km^3 . Tali depositi si trovano messi in posto fino ad una distanza di 80 Km dal centro di emissione stesso raggiungendo la loro deposizione la quota di circa 400 m sui Monti Tiburtini. Il secondo ciclo termina con una attività effusiva degna di nota, datata a circa 480 Ka, in corrispondenza con un minimo eustatico. Il terzo ciclo del periodo del

Tuscolano-Artemisio include un'altra colata piroclastica dalle dimensioni analoghe a quelle del secondo. Questi depositi sono stati oggetto di una intensa erosione per la mancanza della copertura lavica di solito concludente il ciclo di attività eruttiva. Il quarto ciclo, datato circa 350-360 Ka, è nuovamente caratterizzato dall'emissione di un'ignimbrite con due distinte unità di flusso note in letteratura come una come *Tufo Lionato* e l'altra *Tufo di Villa Senni*. Il volume complessivo eruttato è stato calcolato in circa 30 Km^3 (WATKINS S. D. et al., 2002). Attraverso tale evento eruttivo l'edificio Tuscolano-Artemisio cambia la sua morfologia per mezzo del suo collassamento e la formazione di un'enorme caldera detta del Tuscolano-Artemisio con un diametro pari a circa 11 Km.

Dopo un consistente periodo di quiescenza, l'attività riprese nella parte centrale della depressione calderica di neoformazione con prodotti che diedero luogo alla formazione di uno stratovulcano (Fase detta delle Faete o dei Campi di Annibale). Nel



FIG. 7 - Carta geologica del cratere di Albano. (Estratto da VILLA IM et al., 1999).

a= alluvium e colluvium; **b=** Prodotti del 5° ciclo; **c=** Prodotti del 4° ciclo; **d=** Prodotti del 3° ciclo; **e=** Prodotti del 2° ciclo; **f=** Prodotti del 1° ciclo; **g=** Prodotti della fase delle Faete; **h=** Direzione dei flussi; **i=** orlo del cratere; **i** numeri corrispondono alla successione temporale dei centri eruttivi.

complesso i prodotti di tale fase sono volumetricamente molto minori rispetto a quelli della fase precedente: nel complesso vennero emessi un volume di prodotti solo di 2 Km^3 contro i 283 Km^3 della fase precedente del Tuscolano-Artemisio. Una delle effusioni più importanti di tale epoca è la famosa colata di Capo di Bove, morfologicamente ben riconoscibile. L'epoca delle Faete ricopre un periodo compreso tra i 277 ed i 250 Ka (WATKINS S.D. et al., 2002; FUNICIELLO R. et al., 2003).

L'attività più recente dei Colli Albani è stata inizialmente denominata come *fase idromagmatica finale* (DE RITA D. et al., 1988). Successivamente essa è stata definita come *epoca freatomagmatica* (FUNICIELLO R. et al., (2003). La fase in parola copre un lasso di tempo compreso tra 200 Ka e 20 Ka anni fa. Durante tale epoca si sono verificate

diverse eruzioni idromagmatiche fuoriuscite da crateri eccentrici coalescenti (*maar*). La maggior parte di essi è posta nei settori a **NW** e **SW** del complesso vulcanico. Tra questi centri eruttivi sono considerati più importanti quelli di Albano, Nemi e di Ariccia nonché

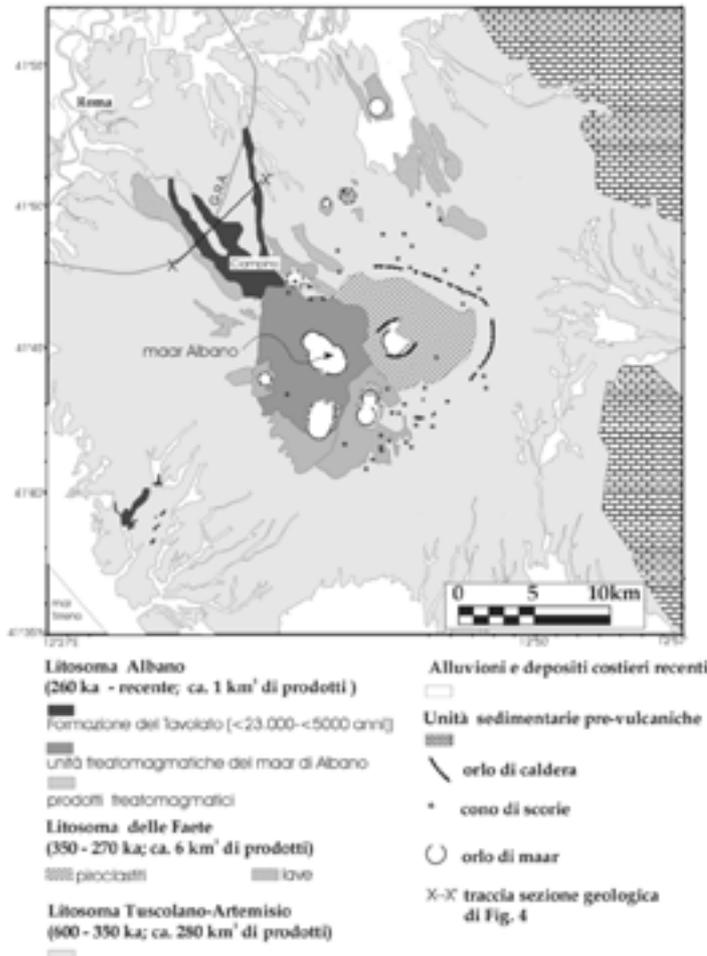


FIG. 8 - Carta geologica del vulcano dei Colli Albani. (Estratto da FUNICIELLO R. et al 2002).
Da notare la distribuzione della Formazione del Tavolato che comprende i prodotti più recenti dal centro di Albano.

altre numerose depressioni minori meno conosciute. Il *maar* di Albano sembra essersi formato per il susseguirsi di almeno cinque eventi eruttivi che hanno dato luogo ad altrettante depressioni coalescenti (**FIG. 7**). Il primo tra tali centri eruttivi fu attivo circa 45000 anni fa, il terzo circa 26000 anni fa, mentre il quarto circa 16000 anni fa. Il più giovane tra i crateri di Albano, che coincide con la porzione più profonda del lago, ha un'età di circa 7,5 Ka (VILLA IM. et al., 1999). -E del lago di Albano, e il lago di Giulianello.

L'evento più significativo dell'epoca freatomagmatica fu la messa in posto del cosiddetto *Peperino di Albano*, un'ignimbrite deposta durante

un'eruzione freatomagmatica avvenuta circa 25000 anni fa, con un volume di circa 0,2 – 0,5 Km³ (GIORDANO G. et al., 2002 a, b).

A differenza degli altri depositi di questa ultima epoca i quali si estendono ad una distanza massima dal centro eruttivo di circa 3 Km, la formazione del "Peperino di Albano" raggiunge una distanza massima pari a 7 Km dal punto di emissione stessa (GIORDANO G et al., 2002 a).

La presenza di attività nell'Olocene è stata dimostrata e confermata da indagini di campagna (FUNICIELLO R. et al., 2002, 2003; PORRECA M. et al., 2003), (**FIG. 8**). La formazione del *Peperino di Albano* (25000 Ka) non rappresenta l'ultimo evento eruttivo

dei Colli Albani. Infatti, durante indagini di campagna su affioramenti di nuovi tagli stradali (autostrada del GRA), sono stati rinvenuti depositi di attività di tipo freatomagmatico e da *lahar* i quali si estendono fino a 15 Km dal centro di emissione, in direzione NW. E' stata determinata una temperatura di messa in posto superiore ai 200°C ed un meccanismo di deposizione da corrente piroclastica ad alta densità (PORRECA M et al., 2003). Un paleosuolo che divide tale deposito dal sovrastante *lahar* è stato datato intorno ad un'età pari a 5100 + - 100 anni fa (FUNICIELLO R. et al., 2003). La porzione sovrastante tale successione è costituita da ulteriori depositi derivanti dall'esondazione del Lago Albano in corrispondenza del punto più basso posto a NW. Successivamente, in epoca romana (IV secolo a. C.) è stato scavato, onde evitarne la fuoriuscita, un canale emissario finalizzato a mantenere le acque del lago al di sotto di un prefissato livello di guardia. L'ipotesi che tali esondazioni fossero causate dalle ripetute, improvvise e violente fuoriuscite di acque dal Lago di Albano sembra molto probabile. E' possibile che esse siano dovute a fenomeni di destabilizzazione, con ribaltamento dei livelli a varia densità del lago ed emergenza di grandi quantità di fluidi ricchi in CO₂, ciò in corrispondenza di microfratturazione indotta da attività sismica. Tale circostanza avrebbe dato luogo ad un forte innalzamento della superficie del lago, fino alla violenta fuoriuscita dell'acqua (e di una conseguente nube di CO₂) dal bordo più basso del cratere prospiciente la piana di Ciampino (**FIG. 8**).

1.3. ASPETTI VULCANOLOGICI E PETROGRAFICI

I vulcani della *Provincia Comagmatica Romana* sono conosciuti nel mondo per il loro forte arricchimento di K_2O rispetto alla SiO_2 (WASHINGTON H.S., 1906; APPLETON J.D., 1972; ROGERS N.W. et al., 1985). Queste rocce hanno inoltre elevate quantità di elementi incompatibili e rapporti isotopici di Sr, Pb e Nd tipici della litosfera. Tali elementi indicano un'origine ed evoluzione attraverso processi di differenziazione dei magmi corrispondenti dominati all'interazione tra crosta e mantello (DOLFI D. et al., 1976; PECCERILLO A. et al., 1984; SERRI G. et al., 1991; TRIGILA R. et al., 1991).

Il ritrovamento di *xenoliti ultrafemici*, ricchi in Cr-diopside e Cr-spinello (GAETA M. et al., 1989; CONTICELLI S. & PECCERILLO A., 1990), e la completa assenza nella citata Provincia Comagmatica di rocce rappresentative di fusi a composizione sodica, indicano, inoltre, una sorgente del relativo magma ricca in potassio. D'altra parte la straordinaria varietà dei litotipi, appartenenti a diverse serie magmatiche, indica chiaramente che le rocce stesse non possono essere derivanti dall'evoluzione di un unico tipo di fuso (COX et al., 1979).

Comunque, sulla base di un semplice modello risultante da esperimenti di laboratorio (TRIGILA R. et al., 1990; TRIGILA R. et al., 1991), tale serie di rocce potrebbe essere stata generata da un processo di frazionamento di cristalli afferente ad un liquido primario sotto condizione di pressioni cristalline esistenti all'interno di un *reservoir* aperto allo scambio di volatili ed avente concentrazioni variabili di H_2O e CO_2 .

Tra i prodotti che costituiscono in prevalenza la *Provincia Comagmatica Romana* quelli relativi ai Colli Albani posseggono specifiche caratteristiche chimiche e petrografiche e sono quindi sensibilmente differenti dagli altri prodotti afferenti alla stessa *Provincia*. In particolare si registrano bassi valori medi di SiO_2 , valori alti di K_2O e CaO e bassi valori di $Mg\#$. In generale, non sono evidenti forti gradi di differenziazione né per le lave né per le piroclastiti. Gli elementi incompatibili hanno alti valori, specialmente i LILE (Large-ion lithophile elements).

La composizione media delle lave e delle piroclastiti, rappresentata in un diagramma Total Alkali Silice - TAS (LE BAS M. et al., 1986), cade nel campo delle K-Foiditi e delle Nefriti. La presenza di plagioclasio è comunque da considerarsi una vera eccezione nelle vulcaniti dell'intero distretto essendo praticamente assente (**FIG. 9**).

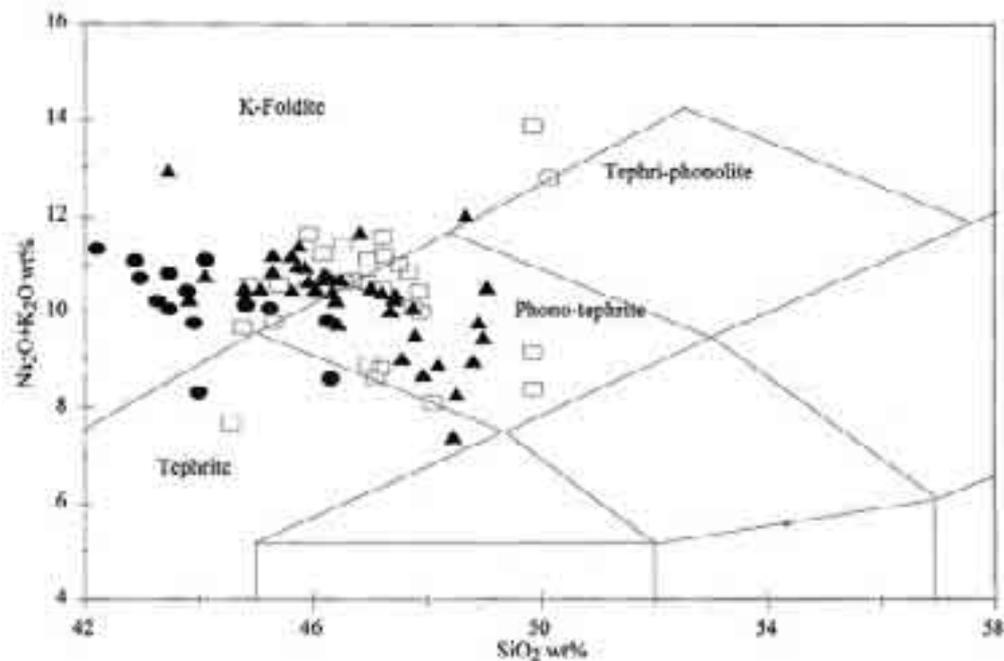


FIG. 9 – Diagramma TAS delle vulcaniti del complesso vulcanico Albano.

Le associazioni mineralogiche presenti nelle lave sono piuttosto monotone. Generalmente trattasi infatti di fenocristalli di clinopirosseno + leucite immersi in una pasta di fondo della medesima composizione. Altre fasi presenti di rado sono magnetite, nefelina, olivina, flogopite, calcite e sanidino. Si è giunti a diverse deduzioni petrologiche sulla base di specifiche evidenze geochimiche riguardanti elementi in traccia e rapporti isotopici (PECCERILLO A et al., 1984;; ROGERS N.W. et al., 1985; SERRI G. et al., 1991). Per questi motivi si registra una certa lacuna conoscitiva riferibile a evidenze chimico-fisiche , tra l'altro mancando collegamenti sistematici tra i dati geochimici stessi e le evidenze mineralogico-petrografiche osservabili.

Un'importante insieme di dati chimici e petrografici è contenuto in una pregevole monografia sull'argomento (FORNASERI M. et al.,1963) la quale sintetizza numerosi aspetti mineralogici, petrografici e vulcanologici allora noti. Un'altra monografia degna di nota (TRIGILA R. et al., 1995) presenta i risultati di un importante lavoro che tende a colmare tali lacune investigative portando alla luce una serie di evidenze chimiche, mineralogiche e petrografiche supportate da specifici esperimenti di laboratorio: vengono qui prese in analisi le lave, le piroclastiti e gli xenoliti campionati e riferiti ai prodotti dell'apparato vulcanico dei Colli Albani.

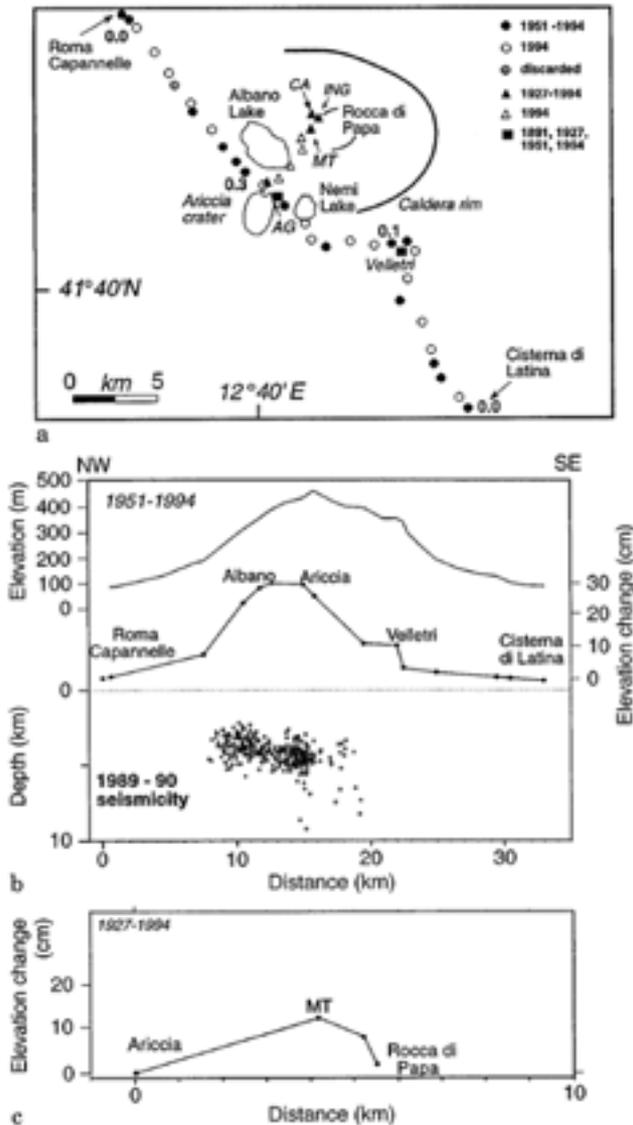


FIG. 10

a: Disposizione dei capisaldi delle linee geodetiche. I capisaldi utilizzati nel 1951 e nel 1994 sono indicati da circonferenze piene, quelli utilizzati nel 1927 e 1994 da triangoli pieni mentre quelli utilizzati nel 1891, 1927, 1951 e nel 1994 sono indicati da quadrati pieni.

b: Variazioni di quota e topografia lungo la Via Appia tra il 1951 ed il 1994 tra Roma-Capannelle fino a Cisterna di Latina. La zona in sollevamento coincide con quella in cui si è verificata sismicità recente.

c: Variazioni topografiche lungo la direttrice NE-SW tra il 1927 ed il 1994 compresa tra il Duomo di Ariccia e l'osservatorio dell'ING (CHIARABBA C. et al., 1997).

In generale i prodotti delle eruzioni effusive della fase pre-calderica mostrano composizioni con maggior gradi di differenziazione. Al contrario, i prodotti piroclastici da flusso forniscono una composizione del liquido avente diversi gradi di differenziazione.

Sia le lave che le piroclastiti possono essere il risultato dell'evoluzione dal medesimo magma primario proprio attraverso il processo di frazionamento di cristalli dal liquido. Questo fenomeno sarebbe dominato principalmente dallo specifico frazionamento di cristalli di olivina, clinopirosseno e leucite.

Come mostrato dai liquidi ottenuti sperimentalmente dalla fusione di due campioni provenienti dai Colli Albani, la composizione stessa della lava si ottiene per un intervallo di pressione compreso tra 200 e 400 Mpa con sottosaturazione di H₂O e CO₂ in condizioni già di saturazione. In generale i liquidi saturi in acqua portano infatti ad una differenziazione verso composizioni tefri-fonolitiche mentre liquidi saturi in CO₂ portano ad una differenziazione verso composizioni di foiditi specificatamente ricche in potassio.

L'entità del frazionamento è direttamente correlabile con la concentrazione degli elementi incompatibili. In accordo con tali presupposti, la profondità della camera magmatica che ha dato luogo all'eruzione di Villa Senni dovrebbe quindi trovarsi tra i 6 e gli 8 Km.

Non sono state trovate infine evidenze dirette per la composizione del magma primario. Difatti, gli xenoliti ultrafemici e l'italite sono rappresentativi di cumuliti presenti nelle camere magmatiche intracrostali o dei margini delle stesse camere magmatiche subvulcaniche (TRIGILA R. et al., 1995).

La storia vulcanica dei Colli Albani è legata alla presenza di due principali camere magmatiche crostali ben identificate con la tomografia sismica (CHIARABBA C. et al., 1997). La prima camera magmatica al di sotto dell'edificio centrale controllò le prime due fasi dell'attività stessa del vulcano nel periodo compreso tra i 580 e i 200 mila anni (**FIG: 10**).

Tale zona corrisponde ad una regione ad alta velocità delle onde P, attualmente fredda e solidificata. Due caldere, quella del Tuscolano-Artemisio e quella delle Faete all'interno della prima, si sono generate a seguito del parziale svuotamento di tali serbatoi.

La seconda camera magmatica, ancora attiva al disotto del settore W dei Colli Albani, ha dato luogo al vulcanismo freatomagmatico impostatosi negli ultimi 200 mila anni (CHIARABBA C. et al., 1997). La sismicità recente e la deformazione crostale potrebbero indicare un oggettivo accumulo di magma in corso a una profondità di circa 6 Km. Gli sciami sismici che includono terremoti di moderata magnitudo, le emissioni di CO₂ ed i terremoti di lungo periodo sono infatti delle chiare manifestazioni di tale specifica attività. Altri segnali di attività possono essere legati al sollevamento registrato per mezzo delle misure di livellazione raccolte fino ad oggi.

Vengono di seguito descritti i diversi prodotti delle eruzioni esplosive che caratterizzano l'attività vulcanica dei Colli Albani.

Depositi da caduta

La caduta al suolo dei piroclasti trasportati nelle *colonne eruttive sostenute* a lungo in aria avviene a distanze e con velocità differenti a seconda delle dimensioni, densità (peso) ed altezza cui gli stessi prodotti vengono lanciati. I piroclasti più pesanti cadono vicino al punto di emissione, quelli più piccoli e leggeri sono trasportati più in alto e cadono a distanze maggiori, quelli molto fini possono essere trasportati dai venti per lunghi

tragitti e ricadono al suolo dopo tempi anche molto lunghi. Le colonne eruttive molto alte disperdono gran parte dei prodotti nella direzione del vento.

I piroclasti restano sostenuti nella colonna fino a quando la spinta verso l'alto supera la forza di gravità, dopo di che essi cadono accelerando la velocità finché la forza di gravità non è controbilanciata dall'attrito con l'aria. Da questo momento in poi la particella piroclastica cade con una velocità costante, chiamata *velocità terminale*.

Alcuni grossi piroclasti però non riescono ad alzarsi sopra il cratere e ricadono di conseguenza direttamente a terra seguendo una traiettoria balistica (**FIG. 11**).



FIG.11 - Strati deformati da due clasti balistici (Isola di Procida)

L'impatto può provocare nel punto di caduta una impronta la cui geometria permette di risalire alla zona di provenienza del piroclasto stesso.

Una caratteristica dei depositi da caduta è quella di mantellare la topografia esistente prima dell'eruzione con uno spessore uniforme, come una nevicata che ricopre un terreno.

I prodotti da caduta sono in genere spigolosi perché non vengono abrasi durante il trasporto e la sedimentazione. Le dimensioni dei granuli e lo spessore del deposito diminuiscono regolarmente con la distanza dal centro di emissione.

I depositi da caduta sono spesso caratterizzati da una buona selezione granulometrica e cioè i piroclasti hanno mediamente la stessa dimensione ad una determinata distanza dal cratere. Questo indica che le colonne sostenute restano alla stessa altezza per periodi abbastanza lunghi.

Se l'altezza della colonna varia, variano anche le dimensioni dei piroclasti che ricadono in uno stesso punto. Quando i piroclasti diventano più piccoli verso l'alto del deposito dicesi che si registra una gradazione granulometrica *diretta*. Quando diventano più grossi la gradazione granulometrica si chiama invece *inversa*.

I grossi depositi di pomici da caduta si formano durante le eruzioni pliniane e coprono un'area di forma ellittica intorno al cratere, allungata nella direzione del vento.

Le ceneri delle colonne pliniane sono trasportate quindi dai venti, si sedimentano anche dopo tempi molto lunghi ed in zone più lontane.

I depositi di ceneri da caduta si trovano spesso sopra i depositi da flusso e sono formati da ceneri molto fini che sono state espulse insieme alla fase gassosa da grossi flussi piroclastici. La cenere della nube che si forma sopra il flusso ricade al suolo dopo la sedimentazione dei prodotti da flusso.

I depositi di scorie da caduta derivano da eruzioni moderatamente esplosive di magmi generalmente basici. La loro distribuzione è simmetrica intorno al cratere non essendo i lanci sufficientemente alti per risentire dell'effetto del vento. Alcuni depositi da caduta sono formati da strati di lapilli intercalati da sottili livelli di cenere. In questo caso l'eruzione può essersi sviluppata attraverso più fasi esplosive, corrispondenti ai depositi di lapilli, fasi alternate a pause durante le quali vengono a sedimentarsi le particelle fini rimaste in sospensione (**FIG. 12**).



FIG.12 - Alternanza di livelli di pomici e ceneri da caduta

Quando, intercalati ai lapilli da caduta, si registrano alla osservazione ceneri da flusso, il deposito viene interpretato come il risultato di fasi alterne a *colonna sostenuta* e *colonna collassante*. Spesso questi depositi terminano con consistenti strati di prodotti da *flusso piroclastico* come, ad esempio, la citata unità di *Villa Senni*.

In alcuni depositi da caduta si riscontra una zonazione chimica laterale cui corrisponde anche una differente densità dei prodotti. I piroclasti di composizione basica, più densi, cadono vicino al cratere mentre quelli di composizione più acida, essendo meno

densi, possono facilmente essere trasportati più in alto dalla colonna eruttiva e depositarsi al suolo in zone quindi più distanti. Il fenomeno, viene chiamato *frazionamento eolico*.

In generale, lo spessore dei depositi da caduta decresce regolarmente con la distanza dal centro eruttivo. In alcuni depositi di ceneri da caduta è stato rilevato un incremento di spessore con la distanza stessa. Questo fenomeno viene interpretato come conseguenza della ricaduta al suolo di aggregati composti da particelle molto fini che avrebbero avuto, separatamente, una distribuzione areale più vasta.

Depositi da flusso

I depositi da flusso hanno caratteristiche molto diverse a seconda che essi derivino da *flusso piroclastico* o da *surge* (**FIG. 13**).



FIG. 13.- Analogie e differenze tra i depositi da base surge e quelli da flusso piroclastico

Depositi dei flussi piroclastici

I flussi piroclastici sono miscele di piroclasti e gas, molto dense ed in parte fluidizzate.

I granuli meno pesanti sono sostenuti nella miscela grazie al movimento dei gas verso l'esterno.

I flussi piroclastici scendono dal vulcano scorrendo nelle incisioni meteoriche, aggirano gli eventuali ostacoli morfologici e possono scavalcare rilievi non troppo alti. I loro depositi risultano di conseguenza più spessi nelle depressioni che comunque tendono a riempire ma sono assenti sui pendii ripidi (**FIG. 14**).



FIG.14 – Varietà granulometrica in un deposito da flusso piroclastico

I piroclasti, soprattutto quelli più fragili come le pomici, sono arrotondati per i continui urti che subiscono durante il loro trasporto. I depositi dei flussi piroclastici presentano scarsa selezione granulometrica e in uno stesso punto si possono trovare insieme cenere molto fine e grossi litici.

Durante il trasporto, i piroclasti più grossi e più densi cadono verso il fondo mentre le pomici leggere tendono invece a galleggiare nella parte superiore del flusso stesso. In tali depositi si trovano spesso litici a gradazione diretta alla base e pomici a gradazione inversa nella zona superiore.

Una caratteristica specifica dei depositi da flusso denso è rappresentata dalle *strutture di degassazione*. I gas costipati tra i granuli escono dal flusso trascinando verso l'esterno le particelle più fini. Nei canali percorsi dal flusso di gas restano solo i piroclasti densi o pesanti e manca di fatto la matrice fine. Queste strutture sono dette anche *pipes*.

Alcuni depositi da flusso sono saldati e formano una roccia che viene chiamata tufo vulcanico.

In depositi molto grossi, le pomici sono spesso schiacciate e deformate e vengono dette *fiamme*.

Depositi da surge

I depositi da *surge* possono essere molto diversi tra loro, in quanto con *surge* si definiscono tutti quei flussi nei quali il volume dei gas è maggiore di quello dei piroclasti solidi.

Il movimento dei gas tra le particelle, non essendo ostacolato da un'alta concentrazione, segue vortici turbolenti che espandono la nube eruttiva.

Ogni corrente piroclastica con queste caratteristiche, espansa e turbolenta, viene, come accennato, chiamata *surge*, ma può svilupparsi in situazioni molto diverse:

- *base surge* (si forma alla base di colonne pliniane o direttamente da esplosioni);
- *ground surge* (si forma alla base dei flussi piroclastici);
- *ash-cloud surge* (si forma sopra i flussi piroclastici).



FIG. 15 – Strutture sedimentarie in un deposito da surge

Solo il *base surge* rappresenta un episodio eruttivo indipendente mentre gli altri due tipi di *surge* si formano da un flusso piroclastico propriamente detto. I surge, essendo costituiti prevalentemente da gas, non sono in grado di mantenere in sospensione piroclasti di grosse dimensioni e, di conseguenza, i depositi sono formati essenzialmente da prodotti a granulometria fine (**FIG. 15**).

Quando scorre, un surge tende a incanalarsi nelle vallate ma, data la sua turbolenza e velocità, è in grado di superare anche notevoli rilievi. Per questo motivo, i depositi da surge hanno caratteristiche intermedie tra quelli *da caduta* e quelli *da flusso piroclastico*. Essi tendono ad avere gli spessori maggiori nelle depressioni ma si può registrare la loro messa in posto anche su rilievi e pendii dove generalmente non vi sono depositi da flusso.

Una caratteristica di molti depositi da surge consiste nella presenza di strutture sedimentarie quali dune, laminazioni planari, antidune, strutture a laminazione incrociata e forme di trazione che variano con la distanza dal centro eruttivo (**FIG.16**).



FIG. 16 – Deposito da base surge con un litico balistico

I depositi dei base surge costituiscono spesso i bordi di vulcani tipo *maar* ed *anelli di tufo*, piccoli edifici vulcanici che si formano per esplosioni causate da interazione tra acqua di falde sotterranee e magma. Il magma è molto frammentato ed i piroclasti hanno dimensioni che vanno da ceneri grossolane a ceneri fini, con abbondanti litici balistici nei pressi del cratere stesso.

Lo spessore del deposito di un solo *base surge* può essere molto piccolo ma, essendo comune la successione di più esplosioni durante le eruzioni che formano base surge, i depositi sono spesso formati dalla sovrapposizione di molti strati.

Le strutture sedimentarie nei depositi dei *base surge* variano con la distanza dal cratere. Nelle zone vicine al punto di emissione è frequente la formazione di dune. A distanze intermedie gli strati sono prevalentemente massivi, cioè privi di strutture (**FIG. 17**).



FIG. 17 – Strutture nei depositi da surge

Nelle zone più distanti dal centro eruttivo il deposito ha strutture di tipo planare.

La formazione di queste morfologie è collegata alla variazione nella concentrazione delle particelle ed alla diminuzione della turbolenza che si instaurano nel surge per la sua progressiva perdita di gas e di volume con la distanza (deflazione).

La parte superiore di grossi depositi di pomici e ceneri da flusso propriamente dette *ignimbriti* è formata da strati di ceneri fini con strutture sedimentarie tipiche proprio dei surge. Questa parte di deposito deriva da una nube espansa e turbolenta, chiamata come detto *ash-cloud surge*, formata dalla cenere più fine che i gas hanno trascinato all'esterno del flusso piroclastico.

Perché si formi un *ash-cloud surge* in grado di lasciare un deposito rilevabile, il flusso piroclastico deve essere molto voluminoso ricco di abbondante cenere e gas (**FIG. 18**).

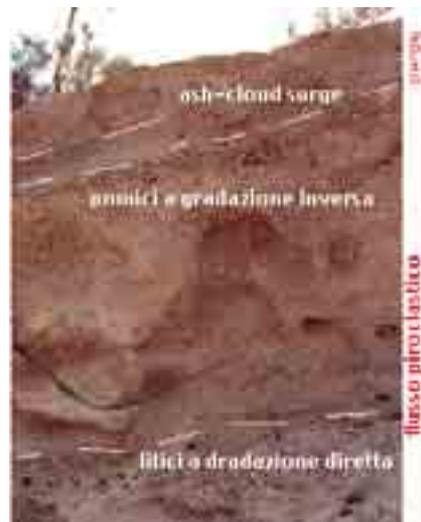


FIG. 18 – Porzioni che compongono un'unità da flusso piroclastico

I depositi dei *ground surge* sono formati da strati di particelle dense (cristalli e piccoli litici), senza matrice, sedimentati da correnti espanse che si generano alla base di un flusso piroclastico. La matrice è asportata dal movimento vorticoso dei gas.

La formazione di un surge alla base di un flusso concentrato è favorita dall'inglobamento di aria esterna e dalla presenza di umidità nel terreno. L'aria e l'umidità assorbite vengono riscaldate rapidamente e creano una zona basale espansa e turbolenta, sopra la quale scorre la massa densa del flusso.

Le colate di fango o lahar

Alcuni depositi piroclastici, pur essendo conseguenza di eruzioni esplosive, non sono sedimentati da processi contemporanei all'evento eruttivo. Tra questi, registriamo le cosiddette valanghe di fango, di solito chiamate con il termine indonesiano *lahar* con il quale ci si riferisce sia al tipo di flusso che al tipo di deposito (**FIG. 19**).



FIG. 19 – Frane di materiale vulcanico su Sarno (SA) nella primavera del 1998

In molti casi, il manifestarsi dei *lahar* si verifica in coincidenza dell'eruzione o poco dopo ma possono manifestarsi anche a distanza di molto tempo, favoriti dalla caduta di acque piovane.

Una delle più gravi catastrofi vulcaniche degli ultimi tempi, quella del Nevado del Ruiz (Colombia) nel 1985 che provocò più di 25000 morti, è stata causata proprio da lahar.

Un'eruzione di piccola rilevanza fece sciogliere il ghiacciaio formatosi sul vulcano alto oltre 5000 m provocando valanghe che si incanalano lungo le valli per più di 50 Km, distruggendo il villaggio di Armero varie ore dopo l'inizio dell'eruzione stessa.

I *lahar* si formano perché nel corso delle eruzioni esplosive le pendici dei vulcani si ricoprono di materiale incoerente, scorie, ceneri e pomici, facilmente rimovibili dalla pioggia che viene ad instaurarsi a seguito della eruzione stessa, dalle acque del ghiaccio sciolto dall'eruzione, dal vapore emesso dal vulcano. I lahar derivanti da eruzioni che avvengono all'interno di laghi craterici o dal collasso degli stessi. Questi fenomeni particolari possono essere seriamente distruttivi in quanto essi coinvolgono istantaneamente grandi quantità di acqua e quindi oltre all'evento vulcanico propriamente detto si associa un evento idrogeologico.

I *lahar* sono tanto più pericolosi quanto più grande è il bacino di accumulo dal quale provengono e quanto più vi è differenza di quota fra il bacino di accumulo stesso e quello di deposizione. Essi possono travolgere ed inglobare tutto ciò che incontrano, trasportando massi di diverse tonnellate, tronchi d'albero ed, in generale tutto ciò che incontrano lungo il loro percorso verso valle.

Come gli altri flussi densi, i *lahar* infatti si incanalano nelle vallate dove formano depositi interstratificati con materiali alluvionali, rocce piroclastiche o colate di lava originate dal medesimo vulcano.

Se il flusso raggiunge lo sbocco delle valli, si apre in lobi digitati ed i depositi assumono la forma di un ventaglio. Quando una vallata si restringe, lo spessore del flusso

aumenta e lascia sui fianchi della valle in parola il segno del livello raggiunto con un sottile deposito. I clasti trasportati da un lahar possono avere dimensioni molto varie ma, rispetto a quelli di un flusso piroclastico, sono invece mediamente più grossi. I blocchi decrescono in numero e dimensione con la distanza mentre le particelle meno voluminose non sempre seguono questo andamento di scorrimento.

Lo spessore dei lahar è molto variabile, da qualche metro al centinaio di metri.

Come i flussi di detrito non vulcanico, molto densi, essi tendono a fermarsi formando un alto fronte.

La superficie del deposito nel suo insieme appare piatta ma in dettaglio si possono osservare numerose irregolarità dovute al differente grado di compattazione del materiale.

CAPITOLO II

IL BACINO DEL FOSSO DELL'INCASTRO

2.1. INQUADRAMENTO MORFOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO



Fig. 20 -Bacino del Fosso dell'Incastro delimitato in rosso su ortofoto dell'area SW dei Colli Albani. (Estratto da PAGANINI E., 2004)

Il bacino del *Fosso dell'Incastro* (detto anche Fosso Grande) è drenato dal corso d'acqua omonimo e sfocia nel Tirreno a **SW** della città di Ardea; il punto di chiusura del bacino si trova a circa un chilometro dalla costa a circa 10 m s.l.m. (**FIG. 20**).

Il Fosso dell'Incastro raccoglie le acque di numerosi fossi che scendono, verso **SW**, dal versante meridionale dell'apparato vulcanico dei Colli Albani e che confluiscono a raggiera all'altezza di Ardea tra i 10 ed i 16 m s.l.m. Essi, da **W** verso **E**, sono: il Fosso della Muratella, il Fosso dell'Acqua Buona, il Fosso dell'Acqua del Vaiarello, il Fosso Marano ed il Fosso del Campo di Fico.

Il bacino imbrifero ha forma irregolare, allungata nel senso dell'asta dei fossi, e cioè in direzione **NE – SW**. Esso ha lunghezza di circa 20 Km e larghezza massima di circa 10 Km.

L'alto bacino si estende su una zona collinare con versanti più o meno acclivi; il medio ed il basso bacino si estendono su una regione ad altitudine gradatamente

decescente verso valle, in generale dolcemente ondulata, ma incisa da fossi profondi e con ripide rive.

Entro il bacino ed ai suoi limiti, ricadono i Comuni di Albano Laziale e di Genzano di Roma, ed i centri abitati di Pescareello, Cecchina, S. Procura Maggiore, S. Palomba ed il Comune Ardea verso la foce.

Il limite del bacino, procedendo dallo sbocco nella piana costiera, in senso orario, passa per il bosco Piangimino, tenuta La Castagnola, il centro abitato di S. Procura Maggiore, la Tenuta Le Vittorie, il centro abitato di S. Palomba, Castel Savelli, il paese di Albano Laziale; segue poi la strada intorno alla valle di Ariccia, transitando per Colli Ginestreto, passa per il Comune di Genzano di Roma e Monte Due Torri; segue poi la Via Nettunense dal Km 14 al 17 ed infine si dirige verso la Macchia S. Luca.

La superficie del bacino del Fosso dell'Incastro è pari a circa 127 Km^2 ; la sua altitudine media è pari a 104 m sul livello del mare ed il suo fattore di forma, cioè il rapporto esistente tra la lunghezza del bacino idrografico e la sua larghezza, è pari a 2.1. La lunghezza d'asta del fosso è infatti pari a $23,5 \text{ Km}$ e la sua pendenza media è dell'1,6%.

Il 10% della superficie del bacino è coperta da bosco, il 20% è lasciato al pascolo ed il restante 70% è coltivato più o meno intensivamente a vigneto od a seminativo.

Il Bacino del Fosso dell'Incastro si estende dalla costa tirrenica sino alla base dei *maar* di Albano e di Nemi.. Il fondovalle del Fosso dell'Incastro e dei suoi affluenti sono coperti dalle *alluvioni fluviali* limo-sabbiose attuali (n. 2 in FIG: 21) le quali occupano circa il 5% dell'area dell'intero bacino. Tali alluvioni rappresentano depositi degli stessi corsi d'acqua con granulometrie classificabili come grado dalle argille fino alle ghiaie a seconda dell'energia del rilievo stesso ed ai processi erosivi e deposizionali che localmente si sviluppano.

Nella parte bassa del bacino, sui due fianchi del Fosso dell'Incastro, alla base delle scarpate, affiora con estensione piuttosto limitata la formazione dei *depositi sabbioso-quarzosi* (n. 45 in FIG: 21) a laminazione incrociata di origine presumibilmente eolica (Galeriano).

Solo in pochissimi punti, in prossimità della Tenuta di Campo del Fico, affiorano lembi della prima colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (n. 54 in FIG: 21) detta anche *Tufo Pisolitico* (FORNASERI M. et al., 1963). Si tratta di un tufo per lo più incoerente a matrice cineritica e pomicea ricca in litici sedimentari e lavici. Al tetto è presente una facies cineritica a lapilli accrezionali. Nel complesso, il chimismo di tale formazione è di natura leucititica.

In buona parte del basso bacino la parte più profonda dei fossi è costituita dalla seconda colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, detta formazione delle *Pozzolane Rosse* e *Conglomerato Giallo* (n. 48 in FIG: 21) a chimismo prevalentemente leucititico (FORNASERI M. et al., 1963). Tale formazione si trova stratigraficamente al disotto dei depositi sabbioso-quarzosi sopra citati. Trattasi di una colata piroclastica di natura massiva ed incoerente a matrice coriacea e pozzolanica, localmente caratterizzata da fenomeni di risaldatura delle scorie. La colata si presenta localmente arricchita in litici sedimentari con elevato grado di termometamorfismo. Essa è caratterizzata dalla presenza di *pipes* anche mineralizzati; al tetto è presente una facies arricchita in litici lavici.

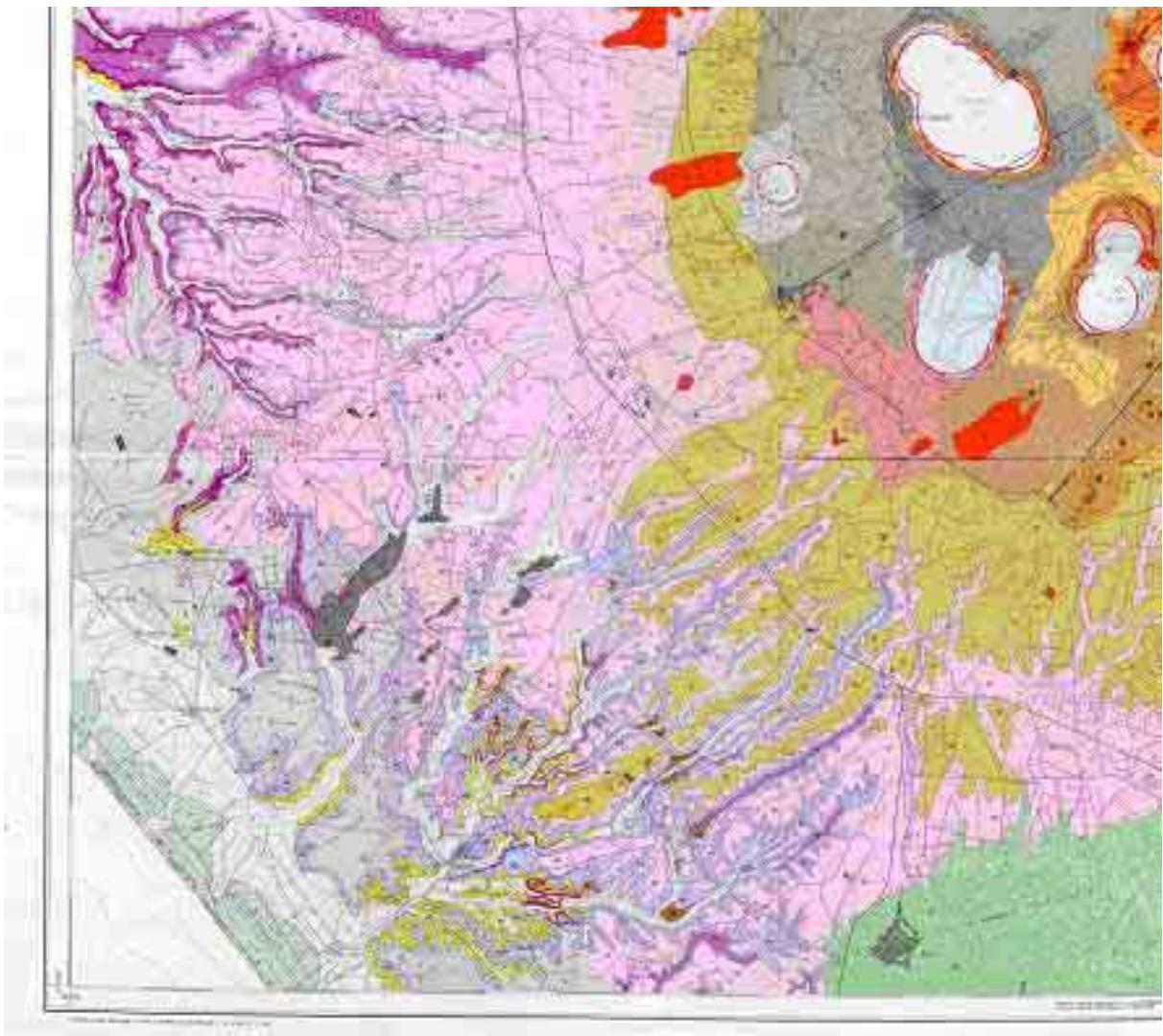


Fig. 21 – Stralcio della carta Geologica 1:50000 del complesso vulcanico dei Colli Albani. (DE RITA D. et al., 1988)

In tutto il basso e medio bacino le scarpate dei fossi sono costituite per la quasi totalità dalla porzione inferiore della terza colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio (n.

42 in FIG: 21) detta *Tufo Lionato* e *Pozzolane inferiori* (FORNASERI M. et al., 1963). Trattasi di una colata piroclastica massiva per lo più litoide. Essa presenta alla base una facies pozzolanacea spessa dai 3 ai 4 m con rari litici del substrato sedimentario termometamorfosati. Tale formazione raggiunge spessori massimi di 20 - 30 m. Il chimismo della colata piroclastica è da leucititico – tefritico a leucititico.

Il terreno di superficie dei pianori del medio ed in parte dell'alto bacino è costituito dalla porzione superiore della terza colata piroclastica del Tuscolano-Artemisio, detta *Tufo di Villa Senni* e *Pozzolanelle* (FORNASERI M. et al., 1963). Nella formazione si distinguono due *facies* separate tra loro da un livello ad alta concentrazione di clasti litici.

La parte basale è coriacea con elementi olocristallini a leucite e pirosseno, la superiore litoide pseudostratificata presenta locali fenomeni di rimaneggiamento. Il chimismo è il medesimo del *Tufo Limonato*. Le due formazioni in parola sono state per anni considerate distinte per genesi ma al contrario esse costituiscono due porzioni della stessa eruzione chiamata infatti *eruzione di Villa Senni* (DE RITA D. et al., 1995).

I pianori ubicati nell'alto bacino e nella zona centrale del medio sono invece coperti dalle cosiddette *piroclastiti e scorie saldate sincalderiche* (n°35 in FIG: 21). Tali litologie sono state prodotte da *fontane di lava* a chimismo leucititico in fuoriuscita da fratture pericalderiche dell'apparato centrale. L'*attività stromboliana* rappresenta la fase terminale del Tuscolano-Artemisio la quale ha dato luogo a vulcaniti ricoprenti buona parte dei settori a cavallo della cinta calderica omonima dove risultano essersi impostati diversi coni di scorie avventizi.

Più a monte, sulle formazioni del recinto esterno, si sovrappongono a costituire il terreno di superficie i prodotti delle ultime manifestazioni dell'attività dell'apparato e cioè, in particolare, il cosiddetto *tufo di Cecchina*, il *tufo di Albano* e, all'estremo Nord orientale, nella territorio di Genzano di Roma, il *tufo di Nemi*.

Nell'ambito della parte alta del bacino rientrano inoltre due coni di scorie avventizi: uno, il colle di *Monte Giove-Corioli* (m 247 s.l.m.) le cui scorie sono pressoché completamente ricoperte dal *tufo di Cecchina* e quindi visibili soltanto lungo la ferrovia.

L'altro cono, il *Monte Due Torri* (m 415 s.m.), è ubicato al limite N orientale del bacino. Da segnalare la presenza di alcune colate di lava leucitica in posizioni stratigrafiche diverse.

Di queste citate lave, la più antica, stratigraficamente sottostante alle pozzolane inferiori, affiora per circa 700 m al disotto delle alluvioni recenti nel fondovalle del Fosso Marano, in località Podere Sassi Rossi.

Un secondo affioramento, molto più esteso arealmente, appartiene ad una lava stratigraficamente sottostante al *tufo limonato* ed è ubicato nel fondovalle del Fosso di Campoleone, circa 700 m a monte della confluenza con il Fosso dell'Acqua Buona affluenti di sinistra dell'Incastro.

Un terzo affioramento, molto più grande, appartiene ad una estesa colata di lava che, provenendo dalla località Fontana di Papa a S di Cecchina e ricoperta dal tufo di Cecchina, raggiunge Campoleone, attraversando la ferrovia Roma-Napoli e terminando presso la strada stessa che da Campoleone porta ad Ardea, all'incirca all'altezza dell'inizio del Fosso dell'Acqua Vaiarello.

Questa colata risulta direttamente sovrapposta alla formazione dei *lapilli varicolori*, alla formazione del *tufo litoide marrone*, a quella del *tufo di Villa Senni* e, verso l'esterno, a valle, alle *pozzolane superiori*.

In percentuale dell'area totale del Bacino del Fosso dell'Incastro le varie formazioni litologiche occupano le seguenti aree:

- alluvioni fluviali recenti, 5%;
- pozzolane inferiori 3-4%;
- tufo lionato, 5%;
- pozzolane superiori 40%;
- sabbione di duna, 15%;
- tufo di Villa Senni, 10%;
- lapilli varicolori del recinto craterico esterno, 10-12%;
- lava 10%.

Per quanto riguarda la permeabilità, le alluvioni, i sabbioni di duna, le sabbie pleistoceniche, le pozzolane, il tufo di Villa Senni, i lapilli del recinto craterico esterno, sono nel complesso mediamente permeabili per porosità. I tufi del tipo lionato, di Albano, di Nemi, sono da *mediamente permeabili* a *poco permeabili per fratturazione* mentre le numerose colate di lava sono mediamente permeabili per fratturazione.

In relazione alle quote di superficie del terreno, la falda idrica principale, la quale ha una pendenza idraulica dell'ordine dell'1%, è notevolmente *profonda* nella parte alta del bacino mentre essa è piuttosto *superficiale* nella parte bassa. Le colate di lava, sia quelle affioranti che quelle presenti nel sottosuolo, con la loro permeabilità relativamente elevata, drenano le acque delle piroclastiti limitrofe e da esse quindi con opportune perforazioni è possibile emungere quantitativi elevati di acqua che possono raggiungere anche l'ordine di 10-20 litri/secondo.

2.2. GRABEN DEL BACINO SEDIMENTARIO DI ARDEA

Il bacino sedimentario di Ardea, di cui si è accennato nel paragrafo 1.2., è uno dei bacini sedimentari più profondi del margine Tirrenico Laziale ed è riempito da più di 1600 m di depositi del Plio-Pleistocene (MARIANI M. & PRATO R., 1988). I corpi in questione coprono le unità tettoniche alloctone rappresentate dal *flysch marnoso sabbioso* del Miocene sovrapposto a depositi calcarei che vanno dal Cretaceo superiore fino all'Eocene. Queste unità tettoniche sono state individuate in diverse perforazioni per esplorazione petrolifera (FIG. 22)

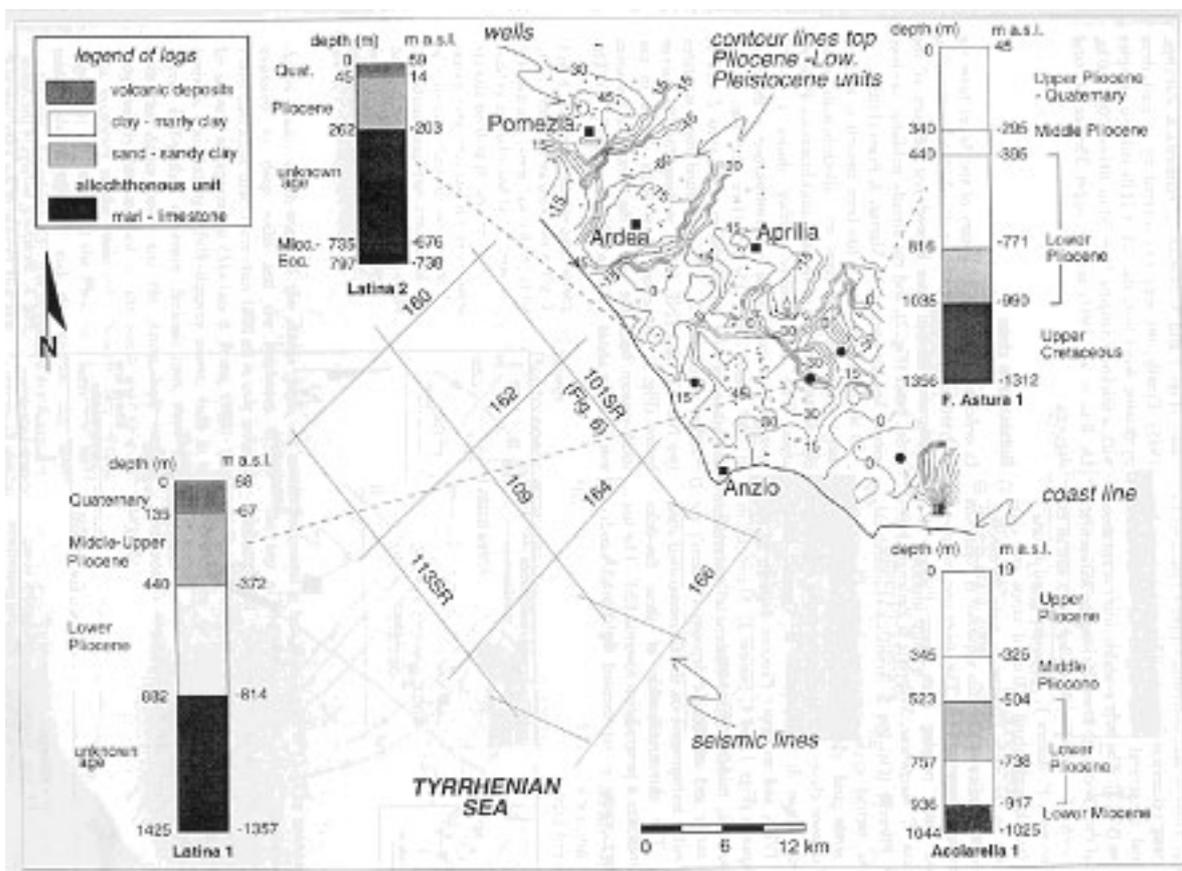


FIG. 22 - Localizzazione e stratigrafia delle perforazioni profonde. (Estratto da FACCENNA C. et al., 1994). Si evidenziano le tracce della linea sismica e le isolinee del top del Pliocene (equidistanza di 15 m). I dati sismici sono stati acquisiti dalla Western Geophysical Company nel 1968. i cerchi in neri indicano la localizzazione delle perforazioni in parola.

Le uniche informazioni disponibili riguardanti la base della sequenza sedimentaria Plio-Pleistocenica derivano dai pozzi profondi perforati nel settore SE del bacino.

I pozzi denominati Astura 1, Acciarella 1, e Latina 1 furono realizzati attraverso la perforazione di circa 900 metri di sabbie e argille di età Plio-Pleistocenica. Diverse evidenze portano a dire che tale sequenza è composta da diversi cicli sedimentari.

Il primo di questi cicli è costituito da argille e sabbie comprese tra il Pliocene inferiore (MALATESTA A. & ZARLENGA F., 1985) ed il Pliocene superiore (DAI PRA G. & ARNOLDUS A., 1984); il secondo ciclo comprende invece ghiaie del Pleistocene inferiore e sabbie ed argille trasgressive.

Nell'area di Anzio i depositi clinostratificati deltizi sabbiosi e calcarenitici del Pliocene medio e superiore, denominati *Macco di Anzio*, sono trasgressivi e inconformi su quelli sottostanti. La clinostratificazione di questi corpi deltizi indica una progradazione verso **ESE**. L'ultimo ciclo sedimentario è rappresentato da depositi ghiaioso-sabbiosi di origine fluviale (Ponte Galeria) risalenti al Pleistocene medio in trasgressione sulle argille e sabbie del Pliocene inferiore nella valle del Fosso di Pratica di Mare. L'area fu coperta da almeno tre flussi piroclastici provenienti dal complesso vulcanico dei Colli Albani, con uno spessore che oscillante tra i 50 ed i 100 m (700-360 Ka; DE RITA D. et al., 1992) nonché da depositi sabbiosi del Pleistocene superiore.

Per definire le geometrie del bacino sedimentario di Ardea sono state a suo tempo analizzate le perforazioni profonde e superficiali presenti nell'area (FACCENNA C. et al., 1994) come pure le linee sismiche eseguite offshore nel bacino di Ardea e le linee sismiche onshore (MARIANI M. & PRATO R., 1988).

In tutte le linee sismiche sono state identificate le *unconformity* tra le unità alloctone (*flysch*) e la base delle unità autoctone del Pliocene. La *superficie di unconformity* costituisce un *alto strutturale* orientato **N40°E** il quale rappresenta il prolungamento della dorsale presente nell'area di Anzio. Qui il top delle unità alloctone è stato individuato nel pozzo *Latina 2* a 230 m di profondità rispetto al livello del mare. L'alto strutturale separa due bacini del Plio-Pleistocene.

In diversi pozzi profondi perforati ed ubicati nel settore **SE** del bacino, il top delle unità alloctone è stato rintracciato tra i -800 ed i -900 m al di sotto del livello del mare.

Il bacino sedimentario di Ardea, posto a **NE** rispetto all'*alto strutturale di Anzio*, non è stato esplorato con pozzi profondi e lo spessore del Plio-Pleistocene (più di 1600 m) non è dunque confermato da interpretazioni sismiche (MARIANI M. & PRATO R., 1988).

Il bacino è bordato da una faglia principale che immerge a **NW**, delimitando una struttura denominata *half-graben*. Le linee sismiche mostrano che sia il bacino di Ardea che l'alto strutturale di Anzio stesso diventano progressivamente meno evidenti verso **SW**. La geometria del bacino indica che le unità del Plio-Pleistocene immergono principalmente verso **SE**, a dimostrazione di una asimmetria del bacino (**FIG. 23**).

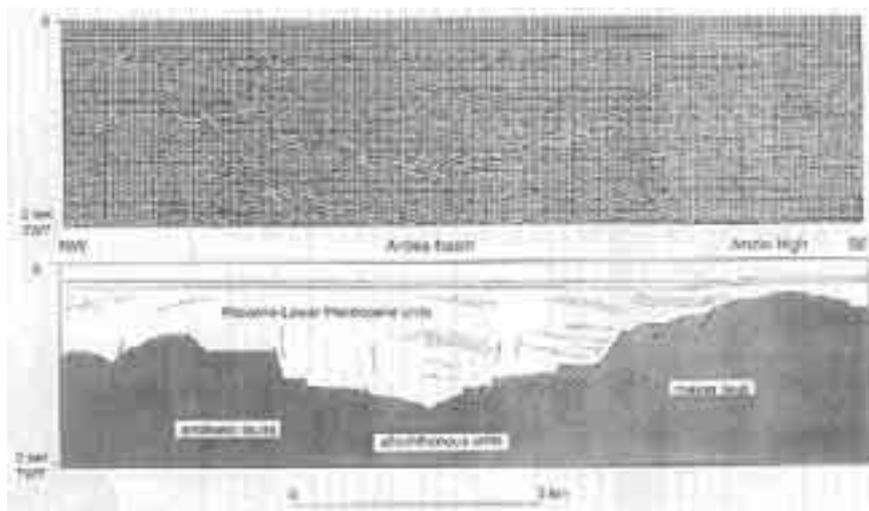


FIG. 23 – Linea sismica 101S.R. e relativa interpretazione (Estratto da FACCENNA C. et al., 1994)

Vi sono inoltre faglie antitetiche con direzione **NE-SW** e piccole strutture ad *anticlinale di roll-over*. La geometria della faglia principale non è ben definita dalle linee sismiche. Viene avanzata pertanto l'ipotesi che la faglia principale (*master fault*) abbia un andamento listrico e che la stessa diventi suborizzontale a meno di 2 secondi di profondità e cioè il tempo di andata e ritorno del segnale (MARIANI M. & PRATO R., 1988).

Le isolinee della superficie al top del Pliocene, ricostruite onshore tramite pozzi superficiali, indicano che il bacino sedimentario di Ardea era già esistente sin dalla fine del Pliocene costituendo esso una depressione orientata **N40°W** nel quale, nel Pleistocene medio, si sarebbero sedimentati i depositi *Galeriani* raggiungendo il loro massimo spessore (FACCENNA C. et al., 1994).

Il margine **NW** del nostro bacino sedimentario di Ardea è dunque delimitato da una faglia normale orientata **N40°E**, con una struttura roll-over. Nella parte **NE** della valle questa stessa faglia è delimitata da sorgenti idrotermali e sulfuree (GOVERNA M. et al., 1989). L'*hangingwall* della faglia è formato da depositi sabbiosi ed argillosi con presenza di *G. punctulata* (MALATESTA A. & ZARLENGA F., 1985) e con giacitura **N40°E** la cui immersione aumenta progressivamente verso **NW** da 15° a 35° nell'arco di pochi metri.

Il *footwall* è composto da depositi di argille con *G. punctulata* e *G. margaritae* sub orizzontali. La faglia termina in corrispondenza dal Pleistocene medio (*Galeriano*) con una giacitura sub orizzontale. Questi depositi fluviali sono indeformati e coprono la struttura roll-over.

All'interno del bacino sedimentario sono presenti depositi del Pleistocene inferiore, con immersione di 10°-15° **SSE**, caratterizzati da un sistema di fratture a carattere

distensivo avente direzione **N40°E** ed un secondo sistema di faglie normali avente direzione **N50°E**.

Queste ultime faglie hanno un angolo rispetto all'orizzontale pari a circa 70°/60° con componente trascorrente nulla e non dislocano i depositi del Pleistocene superiore.

I corpi sabbiosi e argillosi del Pleistocene inferiore (Emiliano) sono trasgressivi sui depositi argillosi del Pliocene superiore.

La presenza del bacino sedimentario di Ardea condiziona fortemente la morfologia e la struttura di tutto il Bacino del Fosso dell'Incastro poiché esso stesso ne costituisce il basamento. Nel presente paragrafo è stato messo in evidenza come il bacino sedimentario di Ardea sia stato in forte subsidenza tra il Pliocene ed il Pleistocene per mezzo dell'attivazione di numerose faglie dirette che frammentarono il basamento mesozoico costituito da unità calcaree e flyshoidi. Successivamente l'attività tettonica si sarebbe interrotta non dando quindi luogo a ripercussioni nell'Olocene.

Dal punto di vista strutturale ed evolutivo il *semigraben di Ardea* ha avuto un ruolo fondamentale nell'evoluzione dell'apparato vulcanico dei Colli Albani dato che è stato fortemente attivo subito prima del periodo di massima evoluzione del complesso.

A conferma di questa tesi si evidenzia che il Graben tende ad aumentare di dimensioni verso **NE**, ovvero in direzione del rilievo vulcanico stesso.

In quest'ottica si può avanzare l'ipotesi che l'assottigliamento crostale individuato in corrispondenza del Bacino sedimentario di Ardea, avvenuto tra il Pliocene ed il basso Pleistocene, abbia svolto un ruolo fondamentale nel processo di risalita dell'astenosfera al disotto dei Colli Albani.

2.3. VULCANISMO RECENTE E DEFORMAZIONE CROSTALE

Il Bacino del Fosso dell'Incastro, come esposto nella sezione dedicata alla stratigrafia, è coperto da depositi emessi principalmente durante la fase detta del Tuscolano-Artemisio.

La presenza di depositi risalenti alla fase delle Faete è invece piuttosto rara, considerato anche il fatto che è notevole la distanza dai punti di emissione posti principalmente nel settore **E** dell'apparato vulcanico.

I prodotti della fase delle Faete sono stati emessi da numerosi *Coni di scorie postcalderici* (DE RITA D. et al., 1988) allineati in una fascia ad andamento **NE SW**. Essi si sono venuti ad originare dopo il principale collasso del precedente edificio, fenomeno il quale ha generato la caldera cosiddetta del Tuscolano-Artemisio. Contemporaneamente si registrarono le prime fasi dell'attività dei Campi di Annibale. Questi prodotti affiorano peraltro lungo i versanti interni del cratere di Nemi e nell'area dove è posto il centro abitato di Lanuvio.

L'attività idromagmatica finale ha coperto con propri prodotti buona parte dell'alto bacino idrografico ed alcune aree del basso. Nella parte alta del bacino sono presenti i depositi dell'*Unità Idromagmatica Superiore di Nemi* (DE RITA D. et al., 1988) composta da livelli cineritici e livelli sabbioso-lapillosi con strutture antidunari, impronte d'impatto e lapilli accrezionali. Questa formazione geologica circonda il cratere di Nemi, principalmente nel settore occidentale e in destra idrografica. Su tale unità sorge il centro abitato di Genzano di Roma.

Ancora più estesa rispetto a tale formazione, principalmente verso **S**, è la *Colata Piroclastica di Nemi* (DE RITA D. et al., 1988). Questa litologia si presenta massiva e litoide, con un arricchimento verso l'alto di litici del basamento sedimentario. Dal punto di vista deposizionale presenta caratteri di una *colata piroclastica Wet* con pseudostratificazioni. Essa si evolve a *lahar* nelle paleomorfologie a **S** del cratere.

Un'ampia zona dell'alto Bacino del Fosso dell'Incastro è coperta dall'*Unità Idromagmatica di Ariccia* (DE RITA D. et al., 1988), costituita da sottili livelli cineritici alternati a livelli sabbioso-lapillosi con rare strutture di impatto e strutture antidunari.

Sono inoltre presenti, nel settore **N** del bacino alcuni lembi della *Terza Unità Idromagmatica di Albano e colate piroclastiche "fredde" del cratere* (DE RITA D. et al., 1988). Questi prodotti sono stati originati da eruzioni del Cratere di Albano.

Al limite N del bacino è presente la depressione cosiddetta di *Giuturna* riempita da alluvioni recenti ed attuali. In prossimità affiorano infatti i prodotti dell'*Attività Idromagmatica di Giuturna* (DE RITA D. et al., 1988) costituiti da livelli sabbioso lapillosi per lo più a laminazione piano-parallela, con strutture antidunari, impronte da impatto e canali ad *U* nei tagli radiali.

I depositi recenti rintracciabili nella zona bassa del bacino sono indicati nella Carta Geologica di De Rita et al., (1988) 1:50000 con il numero **13** cui corrispondono in leggenda *Colate piroclastiche "fredde" del cratere di Albano*, litoidi, massive e ricche in litici sedimentari che si evolvono in lahar nelle depressioni. Questi depositi, in carta, sono della medesima natura di quelli che compaiono in corrispondenza della *Piana di Campino* ampiamente descritti in bibliografia (FUNICIELLO R. et al., 2002).

L'origine dei depositi studiati nella Piana di Ciampino vengono ricondotti allo straripamento del lago di Albano in epoca storica, in corrispondenza del punto più basso dell'orlo calderico, posto nella zona a NW del cratere stesso. Le caratteristiche litologiche, sedimentarie e giaciture dei depositi hanno portato ad affermare che essi si sono formati durante catastrofiche colate di fango (*lahar*) in fuoriuscita dal cratere di Albano durante periodi di particolare ed anomalo innalzamento del livello del pelo libero dell'acqua.

Per quanto riguarda le temperature alle quali si trovavano tali fluidi durante la loro fuoriuscita e la stessa deposizione non si è ancora pervenuti a conclusioni certe.

Il dato più significativo ricavato dall'analisi delle sezioni geologiche effettuate sul tracciato del GRA di Roma è l'esistenza di almeno due depositi di origine esplosiva più recenti di quelli riferibili al cosiddetto Peperino di Albano. Le due unità sono separate tra loro da paleosuoli che, per quanto poco sviluppati, indicano età significativamente più recenti dei 23.000 anni. Tali datazioni sono state determinate in base al livello carbonatico presente al disotto del *Peperino di Albano*. Ancor più recenti temporalmente sembrano essere i depositi da lahar che colmano la paleovalle e spianano definitivamente l'area. La datazione a circa 5000 anni fa del paleosuolo sottostante l'Unità in questione permette di affermare che la successione del G.R.A. entra nell'Olocene (FUNICIELLO R. et al., 2002).

Analoghi depositi sono presenti nel Bacino del Fosso dell'Incastro.

Essi sono ubicati nel settore NW del bacino idrografico.

Osservando il *Modello Digitale del Territorio* (MDT) dei Colli Albani, si può osservare che, dal punto di vista morfologico, sono riscontrabili diverse inequivocabili analogie tra la zona che costituisce la Piana di Campino e la zona a SW del cratere di Giuturna (**FIG.24**).

In analogia con l'interpretazione sulla genesi dei depositi che coprono parte della Piana di Ciampino stessa (FUNICIELLO R. et Al., 2002), il settore **SW** del cratere di Giuturna può essere considerato come il risultato di tracimazioni delle acque dell'invaso, un tempo notevolmente più esteso rispetto all'attuale, fenomeno verificatosi a seguito del raggiungimento da parte delle acque stesse della soglia dell'orlo morfologico.

Tale interpretazione è fortemente supportata dall'evidenza che il punto più basso dell'orlo della depressione si trova proprio nella zona **SW**, ovvero si affaccia verso il Bacino del Fosso dell'Incastro. Oltretutto, la zona pianeggiante, la quale evidenzia chiaramente la deposizione di corpi vulcanoclastici che obliterano le morfologie preesistenti, inizia esattamente in corrispondenza della depressione di Giuturna.

Ad ulteriore conferma di ciò si osserva che, nella fascia che separa il cratere di Giuturna dal Lago di Albano, la morfologia è del tutto normale e non presenta segni di alterazione legati ad attività recente.

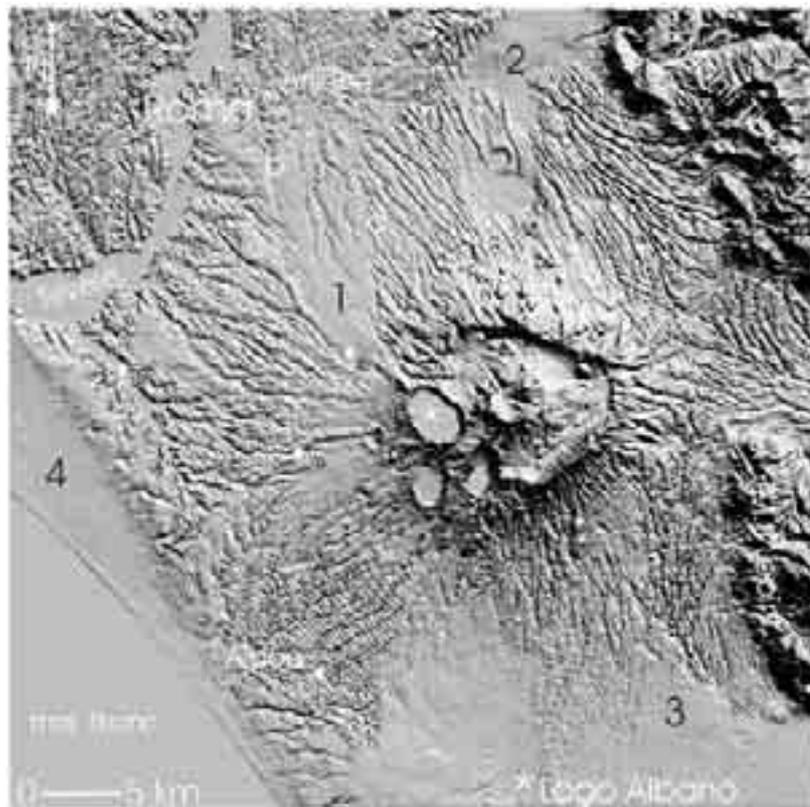
Questa considerazione basata su evidenze morfologiche porta ad avanzare l'ipotesi che i corpi di riempimento delle depressioni esistenti nel bacino non provenissero direttamente dal Lago di Albano (come quelle della Piana di Ciampino) ma dall'allora esistente lago di Giuturna.

Peraltro, alla attenta osservazione del MDT, si rilevano contributi in apporto alla formazione della morfologia pianeggiante e ben rilevabile all'interno dell'alto bacino, con orientazione di flusso **NE- SW**, di materiali cineritici la cui origine sembra essere attribuibile più che altro al cratere di Ariccia.

Sembrerebbe quindi possibile avanzare l'ipotesi che l'episodio evidenziato dagli studi citati sia estendibile anche ad altre aree dell'apparato e che abbia potuto interessare, anche eventualmente in tempi differiti tra loro, ulteriori territori sottostanti le morfologie centrali dei Colli Albani.

L'esistenza di un lago di notevoli dimensioni nell'attuale depressione di Giuturna è confermata dalla presenza di corpi sedimentari depositati in ambiente lacustre che oggi ricoprono la depressione stessa.

La fuoriuscita di colate di fango dalla depressione di Giuturna potrebbe aver modificato inoltre l'idrografia di superficie dell'intero bacino, modificando di conseguenza la conformazione generale del Bacino del Fosso dell'Incastro. Non è da escludere che prima di queste esondazioni il bacino fosse più ampio e drenasse una quantità maggiore di acque. La linea spartiacque del bacino potrebbe essere stata infatti profondamente modificata dalla messa in posto questi depositi.



- 1 - Piana di Ciampino (a - Fosso Giardino dell'Incastro;
b - Fosso Acqua Bulicante; c - lava di Capo di Bove)
- 2 - Piana Castiglione-Bagni di Tivoli
- 3 - Piana Pontina
- 4 - delta del Tevere
- ⊙ punti di emissione di gas (a - cave di terra di Rigone; b - zolfara; c - acqua solfa)

FIG.24-.Modello Digitale del Territorio (MDT) dei Colli Albani. (Estratto da FUNICIELLO et Al., 2002)

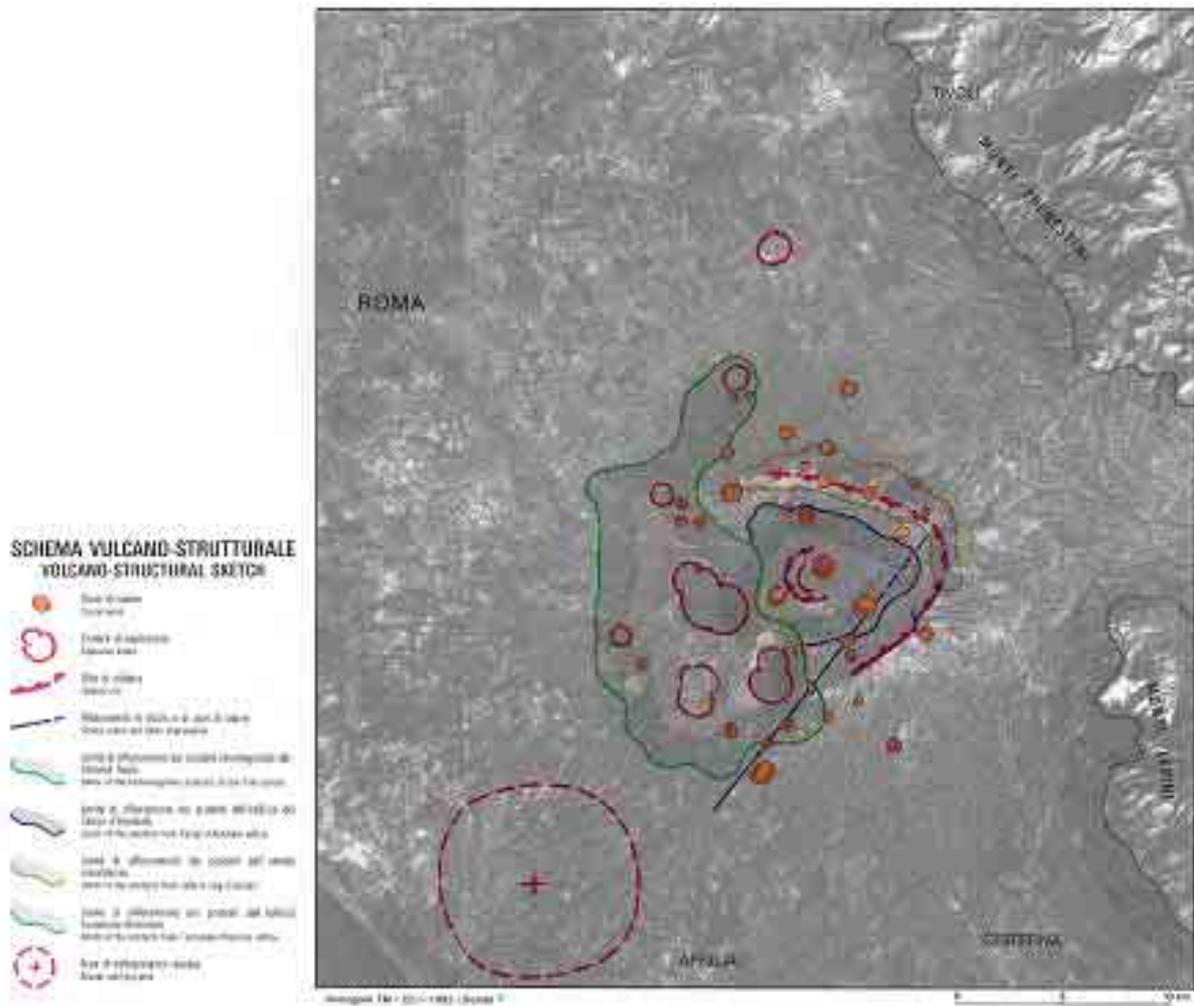


FIG. 25- Schema vulcano-strutturale dei Colli Albani, estratto dalla Carta Geologica 1:50000 del complesso vulcanico dei Colli Albani. (DE RITA D. et al., 1988)

Nello schema vulcano-strutturale riportato nella Carta Geologica 1:50000 (DE RITA D, 1988) si osserva la presenza di un settore in sollevamento recente nell'area a N di Aprilia, ovvero in corrispondenza del Bacino del Fosso dell'Incastro (**FIG. 25**).

Il sollevamento di quest'area è confermato dall'alta densità di drenaggio del Bacino stesso e dall'anomalia positiva dell'energia del rilievo rispetto ai settori circostanti. Tali indici sono infatti indirettamente correlati con il grado di ringiovanimento del bacino stesso e dunque correlati ad eventuali fenomeni di sollevamento recente in atto.

CAPITOLO III

IL RISCHIO GEOLOGICO

3.1. IL RISCHIO SISMICO

Così come altri apparati vulcanici della *provincia comagmatica romana*, l'area dei Colli Albani è interessata da frequente attività sismica. Gli sciame osservati non sono tuttavia caratterizzati da picchi di attività seguiti di norma da *aftershock*, così come generalmente si osserva nell'attività tettonica ma piuttosto da una serie di sismi distribuiti casualmente in un arco relativo di tempo.

Un'altra caratteristica peculiare della sismicità dei Colli Albani è una Magnitudo massima registrata che raramente supera i 4 gradi di intensità, con ipocentri piuttosto superficiali (di solito ubicati a meno di 7 Km di profondità) con meccanismi focali da diretti a trascorrenti. Magnitudo massime così basse sembrerebbero giustificabili considerando che le rocce presenti al di sotto dell'edificio vulcanico non accumulano stress maggiori di un certo valore. Tali energie registrate sono comunque minori rispetto a quelle espresse dal valore di soglia delle rocce appenniniche. Questo dato è da mettere in relazione allo spessore dello strato fragile e sismogenetico della crosta di circa 7 Km contro i 15 Km dell'Appennino. Lo spessore ridotto della crosta sismogenetica è responsabile del gradiente termico elevato tipico di un vulcano giovane ed è pari a circa 400°C a 5-6 Km di profondità.

Diversa documentazione testimonia attività sismica storica sui Colli Albani sin dall'età Romana. Un catalogo storico completo è presente solo dal 1700 (Molin, 1981). Tra il 1700 ed il 1975 sono riportati in tale elenco più di 3000 terremoti. Tali eventi sono avvenuti in sequenze sismiche che si sono manifestate in lassi di tempo che vanno dai pochi giorni fino ai 2 anni. Tali sismi si sono concentrati nel settore **W** dell'edificio.

Una particolarità nella distribuzione dell'attività sismica è il fatto che i terremoti con massima intensità confrontabile sono caratterizzati da isosisme con area notevolmente differente. Tale osservazione può suggerire l'esistenza di due diversi settori sismogenetici localizzati a diverse profondità al di sotto del vulcano (AMATO A, CHIARABBA C., 1995).

Nel complesso la distribuzione dell'attività sismica sembra essere uniformemente distribuita nel tempo. Tuttavia periodi di elevata attività sono sempre presenti ed alternati a periodi di relativa quiescenza. Sembra nondimeno che periodi di sostenuta attività si registrino approssimativamente con ciclicità pari a 60-70 anni.

La maggior parte delle informazioni sulla sismicità dell'apparato derivano dagli studi sullo sciame sismico del periodo 1989-1990 (AMATO A. et al., 1994). Durante

tale sequenza sono stati registrati più di 3000 terremoti tramite una serie di sismografi installati dall'ING (ora INGV) tra il 1989 ed il 1990.

La distribuzione temporale dei 1156 eventi localizzati si presenta piuttosto uniforme nel tempo senza un picco di attività evidente. Il terremoto registrato con Magnitudo minore è stato inferiore a zero mentre per quello di Magnitudo maggiore si è registrata una M_L compresa tra 4,2 e 4,5. Tali Magnitudo sono compatibili con quelle massime registrate in tempi storici. I terremoti del 1989-1990 furono distribuiti in una regione estesa in direzione **NW-SE** pari a $6 \times 12 \text{ Km}^2$. La maggior parte degli eventi si sono avuti nell'area corrispondente a quella dell'attività idromagmatica finale. La zona centro-orientale del bordo della caldera si è comportata in modo asismico.

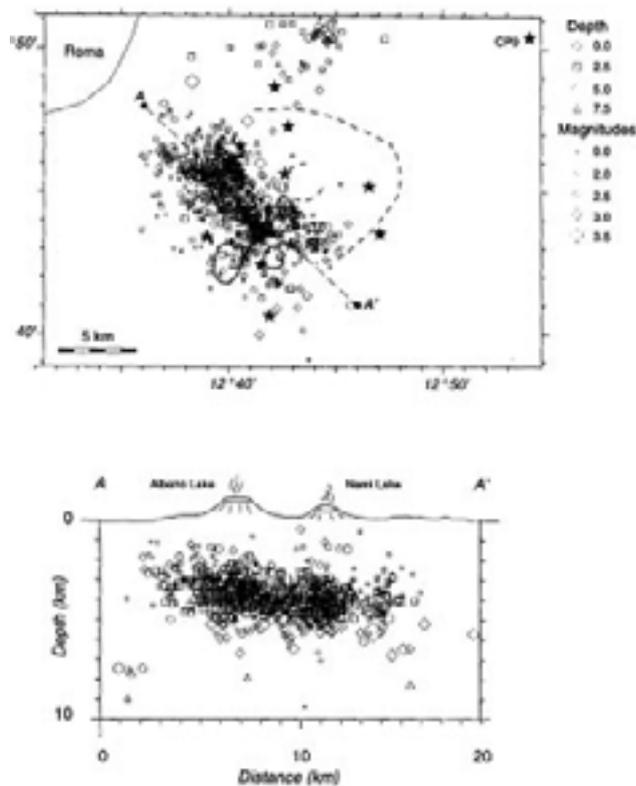


FIG. 26 – Distribuzione dei terremoti ai Colli Albani.

essere leggermente più profonda nella zona a **SE** (Nemi-Genzano) rispetto a quella a **NW** (Albano e Marino) (**FIG. 26**). Non sono stati registrati terremoti più profondi di 10 *Km* durante lo sciame del 1989-1990. Gli eventi stessi sono stati concentrati in due volumi principali localizzati a profondità leggermente differenti. Il primo volume è localizzato a **N** del Lago di Albano ed ha una profondità compresa tra i 3 ed i 5 *Km*. Il secondo volume è localizzato tra il Lago di Nemi e di Albano, con una profondità compresa tra i 4 ed i 6 *Km*. La struttura della crosta al di sotto dei Colli Albani nella

L'area sismogenetica è concentrata ad una profondità compresa tra 3 e 6 *Km* e sembra

zona sismogenetica è composta da calcari, probabilmente termometamorfosati da una sorgente di calore molto vicina ubicata ad una profondità di 5-6 *Km*. Si ha indicazione dell'esistenza di una camera magmatica a più di 5 *Km* al disotto della stessa area sismica.

3.2. IL RISCHIO VULCANICO

La relazione di base utilizzata per definire il rischio (R) è:

$$R = \textit{Pericolosità} \times \textit{Vulnerabilità} \times \textit{Valore}$$

In tale relazione la *Pericolosità* è la probabilità che una data area sia soggetta ad un tale fenomeno fisico (in questo caso di tipo vulcanico o geochimico), la *Vulnerabilità* è la percentuale di *Valore a rischio*, mentre il *Valore* è il numero totale di vite o beni a rischio rispetto al dato fenomeno in analisi.

Il tipo di fenomeno fisico-vulcanico da prendere in maggiore considerazione per la valutazione del *Rischio* associato è quello freatomagmatico. Tale assunto è da mettere in relazione con l'analisi della stratigrafia del settore indagato in cui è evidente che le eruzioni freatomagmatiche sono le più frequenti registrate in epoca recente.

Nel complesso le zone più a rischio da *eventi freatici* sono quelle a ridosso dei fossi principali che incidono la superficie con direzione **NE-SW** e questo perché eventuali flussi tendono comunque ad incanalarsi ed a seguire tali direzioni morfologiche.

L'età dell'eruzione di S. Procula (37,3 +- 4,6 Ka), considerando l'età delle altre eruzioni freatomagmatiche, contribuisce significativamente alla valutazione della probabilità che in tale area si verifichi o meno un evento freatomagmatico nei prossimi 100 anni (VOLTAGGIO M. et al., 2001). Il numero di eventi significativi di questo tipo, avvenuti tra 55 e 25 mila anni, dovrebbe essere almeno in numero di quattro di cui due localizzati nell'area del cratere di Albano, uno vicino a Colle Ceraso (prossimo alla porzione **NE** del bordo calderico) ed un quarto individuabile vicino Pomezia.

Tra 25 mila anni ed oggi, tre eventi principali sembrerebbero avvenuti sui Colli Albani, comprendendo le aree del *maar* di Albano e Colle Ceraso (VOLTAGGIO M., BARBIERI, 1995). Gli autori si aspettano un nuovo evento nei prossimi 5000 anni localizzato nell'area di Pomezia (VOLTAGGIO M. et al., 2001). Viene attribuita una probabilità di evento pari a 0,02 (2%) che potrebbe manifestarsi con un evento freatomagmatico nei prossimi 100 anni nella citata area di Pomezia.

Gli Autori in parola, considerando un valore pari a 10.000 persone arealmente presenti ed una *Vulnerabilità* pari a 0,5 per un evento di questo tipo, determinano un *Rischio* piuttosto basso, ovvero pari a circa 100 persone.

3.3. EMANAZIONI GASSOSE E RADIOATTIVITA'

Alla luce delle considerazioni effettuate dagli autori precedentemente citati, il *Rischio geochimico*, legato ad inalazione di H₂S, viene valutato come maggiore rispetto a quello *vulcanico*. In questo caso, infatti, la *Pericolosità* è pari ad 1 in quanto l'emissione gassosa è accertata e risulta costante nel tempo. Considerando un valore pari a circa 10.000 persone arealmente presenti, anche nel caso di vulnerabilità molto bassa (pari a 0,1), il *Rischio risultante* sarebbe corrispondente a circa 1000 persone (VOLTAGGIO et al., 2001).

Considerato che l'area non meno identificabile in parola dovrebbe essere adibita a riserva naturale e dunque essere visitata da un elevato numero di persone, il rischio legato ad inalazione di H₂S potrebbe pertanto raddoppiare.

La *Vulnerabilità* legata all'esposizione per lunghi periodi a ²²²Rn e ²²²Rn figlio, considerando che l'attività del *radon* in ambiente esterno può raggiungere i 102 Bq/m³ ad Km 1 di distanza, può essere stimata pari tra 0,02 e 0,085 in termini di probabilità di morte per cancro ai polmoni (NAS-BEIR V, 1990).

Dunque, considerando sempre un valore ipotetico di circa 10.000 persone ed una *Pericolosità* di tale evento pari ad 1, si può concludere che la "componente legata a radioattività" del *Rischio geochimico* oscillerebbe tra le 200 e le 850 persone.

Sebbene la tipologia dei due tipi di *Pericolosità* non è direttamente relazionabile, sembrerebbe che circa 1200-2000 persone sarebbero di fatto a rischio per quanto riguarda la sola componente geochimica.

Un ulteriore problema è invece determinato dal rilascio di CO₂.

Tra il 1777 ed il 1877 è stato registrato ai Colli Albani un periodo di aumento dell'emissione gassosa (circa 10 eventi) durante un evento sismico locale (FUNICIELLO R. et al., 1992). Uno di questi eventi si verificò in località Solfatara nel 1877, collegato con il terremoto avente per epicentro Valle Latina. In tale circostanza non vi furono gravi incidenti ma si registrò localmente una bassa densità di popolazione dovuta alla diffusione di *malaria*. Il morbo fu debellato arealmente soltanto nella prima metà del 1900.

La quantità massima di CO₂ che può essere rilasciata durante un evento sismico di questo tipo non può essere maggiore di quella presente nel *reservoir* vulcanico.

Tale quantità può essere valutata utilizzando il prodotto tra il flusso totale giornaliero ed il limite massimo dei tempi di residenza, ottenendo il valore di circa 20.510 toni di CO₂ (VOLTAGGIO M. et al., 2001).

CONCLUSIONI

Nel presente lavoro sono state analizzate diverse caratteristiche fisiche del Bacino del Fosso dell'Incastro, inquadrato nel contesto generale della geologia dei Colli Albani.

E' stato osservato come il bacino idrografico in parola sia caratterizzato da una serie di singolarità che lo rendono un *unicum* nel contesto in cui si trovano.

Si registrano, infatti, diverse anomalie tra cui quella afferente all'*energia del rilievo* e quella afferente alla *densità di drenaggio*. Dette anomalie ci inducono a pensare che siano in atto fenomeni di oggettivo ringiovanimento del bacino stesso, fenomeni forse legati al sollevamento in atto nell'area di Aprilia registrato e messo in evidenza da DE RITA D. e al. nella Carta Geologica 1:50000 dell'apparato vulcanico.

Il reticolo fluviale del Bacino del Fosso dell'Incastro, di tipo dendritico, risulta caratterizzato da una quantità di aste per Km^2 molto più elevata rispetto ai settori circostanti. Nel Bacino si registra, inoltre, la presenza di un'importante struttura profonda la quale prende il nome di *Graben di Ardea*. Il suo ruolo è ancora da definirsi con precisione ma sicuramente l'area costiera è stata fortemente subsidente tra il Pliocene medio ed il Pleistocene. Il *Graben di Ardea* ha direzione di apertura **NW-SE** e potrebbe aver giocato un ruolo importante nella risalita stessa dell'astenosfera nell'area dei Colli Albani. L'attività sismica recente registrata è concentrata oltretutto proprio in corrispondenza del settore **SW** del complesso vulcanico, ovvero in corrispondenza della porzione più alta del nostro Bacino. L'ubicazione degli epicentri va inoltre ad individuare un volume, corrispondente alla camera magmatica di alimentazione delle ultime attività, anche esso posto al di sotto delle porzioni più alte della morfologia idrografica.

Per quanto riguarda le manifestazioni vulcaniche è stato osservato un settore, posto a **SW** del cratere di Giuturna, in cui le morfologie di superficie sembrano essere obliterate da corpi vulcanoclastici tipo *lahar*. Tali morfologie sono analoghe a quelle individuate dal Funicello in corrispondenza della Piana di Ciampino. Infine, si osserva nell'intera area oggetto di studio la presenza di numerose manifestazioni gassose di superficie, con valori elevati di CO_2 ed H_2S ed un elevato ed anomalo flusso geotermico.

L'insieme di evidenze raccolte e sintetizzate in questa indagine ci portano a stabilire che il Bacino del Fosso dell'Incastro si trova in un settore particolarmente attivo dei Colli Albani dove si registra un insieme di manifestazioni geologiche profonde e di superficie.

Alla luce dei recenti fenomeni di antropizzazione areale andrebbero elaborate nuove stime sul Rischio esistente.

BIBLIOGRAFIA

- Amato A., Chiarabba C., Cocco M., Bona M., Selvaggi G., 1994, *The 1989–1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, Central Italy*. *J Volcanol Geotherm Res* 61:225–237
- Amato A, Chiarabba C (1995) Recent uplift of the Alban Hills Volcano (Italy): evidence for a magmatic inflation? *Geophys Res Lett* 22: 1985–1988
- Appleton J.D., (1972) Petrogenesis of potassium-rich lavas of the Roccamonfina Volcano, Roman Region, Italy. *J. Petrol.*, 13: 425-456.
- Chiarabba C., Malagnini L., Amato A., (1994). Three dimensional velocity structure and earthquake relocation in the Alban Hills volcano, Central Italy. *Bull. Seismol.Soc.Am.* 84, 295^306.
- Chiarabba C, Amato A, Delaney PT (1997) Crustal structure, evolution, and volcanic unrest of the Alban Hills, Central Italy. *Bulletin of Volcanology* 59: 161-170
- Conticelli S. & Peccerillo A. (1990) Petrological significance of high pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of central Italy. *Lithos*, 24: 305-322.
- Dai Pra G., Arnoldus -Huyzendveld A. 1984, "Lineamenti stratigrafici, morfologici e pedologici della fascia costiera dal Fiume Tevere al Fiume Astura", *Geologica Romana* 23
- De Rita D, Funicello R, Parotto M (1988) Carta Geologica del Complesso vulcanico dei Colli Albani (Geological map of the Colli Albani volcanic complex), scale 1:50,000, Consiglio Nazionale delle Ricerche
- De Rita D, Funicello R, Rosa C (1992) Volcanic activity and drainage network evolution of the Alban Hills area (Rome, Italy). *Acta Vulcanologica* 2: 185-198
- De Rita D, Giordano G, Esposito A, Fabbri M, Rodani S (2002) Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 77-98
- De Rita, D., Giordano, G., Rosa, C., Sheridan, M.F., 1995a. Volcanic risk at the Alban Hills volcano and numerical simulations. In : Trigila, R. (Ed.), *The Volcano of the Alban Hills*. Tipografia SGS, Rome, pp.267^283.
- De Rita, D., Faccenna, C., Funicello, R., Rosa, C., 1995b. Stratigraphy. In : Trigila, R. (Ed.), *The Volcano of the Alban Hills*. Tipografia SGS, Rome, pp.31^65.
- Di Filippo, M., Toro, B., 1980. Analisi gravimetrica delle strutture del Lazio meridionale. *Geol.Rom.* 19, 285^294.
- Dolfi, D., Farinato, R., Trigila, R., Hamilton, D.L., 1976. Some experimental and thermodynamic evidence bearing on the origin of potassic volcanics from Central Italy.

Proceedings International Congress on Thermal Water, Geothermal Energy and Volcanism of Mediterranean Area, Athens.

-Faccenna, C., Funiciello, R., Mattei, M., 1994. Late Pleistocene N-S shear zones along the Latium Tyrrherian margin: structural characters and volcanological implications. *Boll. Geof. Teor. Appl.* 36, 141-144, 507-522.

-Fornaseri M, Scherillo A, Ventriglia U (1963) La regione vulcanica dei Colli Albani (Vulcano Laziale). Consiglio Nazionale delle Ricerche Roma, 550 pages

-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.

-Funiciello R, Giordano G, De Rita D, Carapezza ML, Barberi F (2002) L'attività recente del cratere del Lago Albano di Castelgandolfo. *Rendiconti dell'Accademia dei Lincei (Scienze Fisiche e Naturali)* ser. 9, 13: 113-143

-Funiciello R, Giordano G, De Rita D (2003) The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic lahar events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123: 43-61

-Gaeta M., Salvioli Mariani E. & Trigila R. (1989) Xenoliti ultramafiche nelle vulcaniti vulsine. *Boll. GNV*, 2: 877-887.

-Giordano G, De Rita D, Cas RAF (2002a) Valley pond and ignimbrite veneer deposits in the small-volume phreatomagmatic 'Peperino Albano' basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: influence of topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107: 131-144

-Giordano G, De Rita D, Fabbri M, Rodani S (2002b) Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from Quaternary volcanoes, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 145-159

-Governa M.E., Lombardi S., Masciocco L., Riba M., Zuppi G.M. (1989) - Karst and geothermal water circulation in the Central Appennines (Italy). Proceedings of an advisory group meeting on the application of isotope techniques in the study of the hydrology of fractured and fissured rocks organized by the International Atomic Energy Agency.

-Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.

-Malatesta, A. & Zarlenga, F. (1985) Il quaternario di Pomezia (Roma) e la sua fauna marina. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 503-514.

- Mariani M. & Prato, R (1988) I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico. Mem. Soc. Geol. It. 41, 519-531.
- Marra F, Freda C, Scarlato P, Taddeucci J, Karner DB, Renne PR, Gaeta M, Palladino DM, Trigila R, Cavarretta G (2003) Post-caldera activity in the Albani Hills volcanic district (Italy): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and insights into magma evolution. Bulletin of Volcanology 65: 227-247, DOI: 10.1007/s00445-002-0255-9
- Paganini E. (2004) Il bacino idrografico del Fosso dell'Incastro: aggiornamenti cartografici ed analisi in ambiente GIS, Tesi di Laurea, Università La Sapienza di Roma.
- Palladino DM, Gaeta M, Marra F (2001) A large K-foiditic hydromagmatic eruption from the early activity of the Alban Hills Volcanic District, Italy. Bulletin of Volcanology 63: 345-359, DOI: 10.1007/s004450100150
- Porreca M, Mattei M, Giordano G, De Rita D, Funicello R (2003) Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. Journal of Geophysical Research 108, DOI 10.1029/2002JB002102
- Peccerillo, A., Poli, G., Tolomeo, L., 1984. Genesis, evolution and tectonics significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman Comagmatic Region) as inferred from trace element geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol. 86, 230–240.
- Rogers, N.W., Parker, R.J., Hawkesworth, R.J. & Marsh, J.S. 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, Central Italy, and implications for mantle enrichment process beneath the Roman region. Contributions to Mineralogy Petrology 90, 244–257.
- Serri G., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S., Ferrara G. (1992)- Il magmatismo neogenico quaternario dell' area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell' Appennino settentrionale. Studi Geologici Camerti, volume speciale. Profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce (1991-1), 429-463.
- Toro, B., 1976. Gravimetry and deep structure of the Sabatinian and Alban Volcanic Areas (Latium). Geol. Rom. 15, 301^310.
- Trigila, R. (1990) Water and carbon dioxide control on magma evolution: the case of the Roman Province (Central Italy). Abs. IAVCEI Int. Volcanol. Congr., Mainz.
- Trigila, R., Gaeta, M., Freda, C., 1991. Indicazioni termodinamiche e petrologico sperimentali sull'origine ed evoluzione dei magmi potassici dell'Italia Centrale. Studi Geol. Camer. , spec.vol. , CROP 11, pp.357^367.
- Trigila R (editor) (1995) The volcano of the Alban Hills. Tipografia SGS, Rome, 283 pages

- Villa IM, Calanchi N, Dinelli E, Lucchini F (1999) Age and evolution of the Albano crater lake (Roman Volcanic Province). *Acta Vulcanologica* 11: 305-310
- Vologgi, M., Barbieri, M., 1995. Geochronology. In: Trigila, R. (Ed.), *The Volcano of the Alban Hills*. Rome, pp. 167-192.
- Vologgi, M., Di Lisa, G.A., Vologgi, S., 2001. U-series disequilibrium study on a gaseous discharge area (Solfiorata of Pomezia, Alban Hills, Italy): implications for volcanic and geochemical risk. *Appl. Geochem.* 16, 57– 72.
- Washington H.S. (1906) *The Roman Comagmatic Region*. Carnegie Inst. Washington, *Yb* 56: 206-214
- Watkins, S.D., Giordano, G., Cas, R.A.F., De Rita, D., 2002. Internal facies changes in mafic pyroclastic density current deposits: a record of temporal changes in the eruption style of the Villa Senni Eruption Unit, Alban Hills Volcano, Rome, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 173-204.