

# Inquadramento geologico strutturale dell'area romana<sup>(1)</sup>

FACCENNA C. (\*), FUNICIELLO R. (\* \*\*), MARRA F. (\*\*)

## 1. - CARATTERI STRUTTURALI DELL'AREA ROMANA

### 1.1 - CARATTERI STRUTTURALI E VULCANOTETTONICI DELLA REGIONE LAZIALE

La città di Roma sorge tra due settori ad evoluzione paleotettonica e neotettonica differente. In quest'area, infatti, convergono le strutture dell'Appennino umbro-marchigiano e quelle della piattaforma laziale-abruzzese, separate un tempo da una fascia di transizione dalla scarpata al bacino, larga qualche km, probabilmente legata alla presenza di un lineamento strutturale profondo.

Si tratterebbe, in sostanza, di una discontinuità strutturale che può essersi iniziata a definire nelle fasi ancestrali dell'evoluzione geodinamica della Tetide manifestandosi in una serie di elementi paleotettonici allineati, attualmente individuabili attraverso elementi di carattere prevalentemente sedimentologico, validi per l'individuazione di una discontinuità ad andamento N-S, ma insufficienti per una definizione cinematica e generalmente strutturale.

L'individuazione dei due domini paleogeografici risale infatti al Lias inferiore, durante le fasi iniziali dell'evoluzione geodinamica del bacino tetideo. Un insieme di elementi strutturali avrebbe controllato il collasso della porzione occidentale della piattaforma durante il Lias inferiore. S'individua così un allineamento di uno *slope* liassico riconoscibile con la continua presenza di depositi sedimentari caratteristici comprendenti megabrecce,

flussoturbiditi e successioni rimaneggiate del passaggio piattaforma-bacino, identificato dagli autori come linea «Ancona-Anzio» (CASTELLARIN *et al.* 1978), più per motivi convenzionali che per una reale continuità di elementi geologici riconosciuti.

Pochi chilometri ad oriente della posizione ipotetica di detta discontinuità si sviluppa la linea «Olevano-AnTRODoco» (PAROTTO & PRATURLON, 1975; PAROTTO, 1980; CIPOLLARI & COSENTINO, 1991; COSENTINO & PAROTTO, 1991; CORRADO & PAROTTO, 1994), un elemento strutturale più recente, di maggiore evidenza e continuità. La geometria e le caratteristiche cinematiche di questo elemento mostrano come motivo strutturale prevalente un esteso *thrusting* fuori sequenza delle unità del bacino occidentale su quelle della piattaforma laziale-abruzzese, evolutosi dal Tortoniano superiore al Pliocene inferiore.

Sul terreno tale elemento è riconoscibile in continuità lungo una fascia ad andamento meridiano la cui emergenza orientale appare pressochè continua dall'abitato di Olevano a quello di AnTRODoco, dando vita così ad motivo strutturale riconoscibile sia sulla base dei caratteri sedimentologici e stratigrafici, che strutturali (SALVINI & VITTORI, 1982).

Appena qualche chilometro a occidente di tale fascia di accavallamento, con orientamento non dissimile dal precedente, si riconosce una zona di taglio con evidenti tracce di un movimento trascorrente destro evoluto dal Pliocene inferiore sino al pleistocene superiore. Questa zona di taglio si

(1) Con il contributo di Michele DI FILIPPO, Tania RUSPANDINI e Beniamino TORO per il paragrafo sui caratteri gravimetrici (1.3.). Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi di Roma «La Sapienza».

(\*) Dipartimento di Scienze Geologiche, III Università degli Studi di Roma.

(\*\*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

estende dalla catena sabina sino alla Campagna Romana, interessando il distretto vulcanico dei Colli Albani, e sembra rappresentare un altro elemento deformativo di importanza regionale. La continuità di questa zona di taglio destro nell'*off-shore* antistante è ancora oggetto di studio, tuttavia è possibile ipotizzare che la «Linea di Selli» (FINETTI & DEL BEN, 1986) o Faglia Centrale, importante struttura di confine geologico tra la parte settentrionale e la parte meridionale del Tirreno, possa avere delle relazioni cinematiche e strutturali con la suddetta zona di taglio.

Sulla base di dati strutturali e idrogeologici, inoltre, è stato proposto che la zona N-S trascorrente, estesa dalla Sabina alla Campagna romana, possa costituire il riflesso superficiale di una discontinuità crostale (FACCENNA *et al.* 1994b).

L'area di Roma risente marginalmente, ma in forma chiara, della prossimità di dette strutture e presenta un assetto stratigrafico-strutturale influenzato, oltre che dalle strutture «appenniniche» ed «antiappenniniche» che controllano i processi estensionali sul margine tirrenico, anche dall'evoluzione tettonica di questi elementi meridionali.

L'insieme degli elementi vulcanologici, geochemici, petrografici e geofisici recentemente acquisiti permette una dettagliata suddivisione dei distretti vulcanici estesi dall'alto Lazio sino al Golfo di Napoli («Provincia Comagmatica Romana» di Washington, 1906) e di inquadrare la loro evoluzione in un contesto geodinamico più articolato.

Dal punto di vista geochemico, la composizione isotopica dei magmi appartenenti alla «Provincia Comagmatica Romana» (WASHINGTON, 1906) e alla «Provincia Toscana» (MARINELLI, 1961), mostra delle serie a più basso tenore in K con valori del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  pari rispettivamente a 0.706 e +6 a sud dell'area dei Colli Albani, e delle serie ad alto tenore in K con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711$  e  $\delta^{18}\text{O} = +7$  a nord (FERRARA *et al.*, 1985; ROGERS *et al.*, 1985; TURI *et al.*, 1991). Questi valori, insieme all'andamento dei rapporti isotopici del Nd, sembrano indicare che i magmi a nord di Roma abbiano subito un processo più intenso di assimilazione crostale (TURI *et al.*, 1991; SERRI *et al.*, 1991).

Si identificano perciò, separate dalla Campagna Romana, due sotto-provincie magmatiche: una a nord dei Colli Albani, caratterizzata da un termine finale fortemente arricchito in una componente crostale; l'altra a sud dei Colli Albani, probabilmente relativa ad una sorgente del mantello superiore modificata dal processo di subduzione sud-tirrenica (BARBERI *et al.*, 1973; SERRI *et al.*, 1993). In ogni

caso ambedue le aree risultano evidentemente influenzate da un apporto termico profondo e da generali condizioni di assottigliamento crostale come indicato dalle anomalie di Elio radiogenico che tra Larderello e i Campi Flegrei forniscono valori del rapporto  $^3\text{He}/^4\text{He}$  elevati, compresi tra 0,20 e 2,26 (HOOKER *et al.*, 1983).

Tale differenza può essere peraltro giustificata dalle differenti condizioni geotermiche presenti nelle due regioni. Un brusco decremento di flusso di calore, infatti, è presente spostandosi dalla provincia tosco-laziale (circa 120 mW/m<sup>2</sup>) verso la catena centro-appenninica (circa 50 mW/m<sup>2</sup> secondo MONGELLI & ZITO, 1991). In sintesi, le due provincie definite attraverso vari caratteri geofisici e geochemici, rappresentano una differenziazione molto probabile nei caratteri reologici della regione peritirrenica.

In corrispondenza di queste due provincie si verifica infatti, secondo la ricostruzione dell'andamento della discontinuità di Mohorovicic operata da WIGGER (1984), un cambiamento degli spessori crostali lungo una zona a direzione N-S, in un'area consistente con la fagliazione superficiale a carattere trascorrente.

I Colli Albani sembrano, dunque, esser posti in corrispondenza del limite tra le due sotto-provincie. I magmi dei Colli Albani mostrano, infatti, una composizione degli isotopi dello stronzio e dell'ossigeno estremamente uniformi (TURI *et al.*, 1991) ed una singolare monotonia nella composizione petrochimica (TRIGILA *et al.*, 1991). La costanza dei valori petrochimici costituisce, vista la variabilità degli analoghi valori nei restanti vulcani della provincia romana, una possibile evidenza della peculiarità dell'evoluzione vulcano-tettonica del Distretto albano. Tali fatti possono essere collegati alla persistenza di condizioni tettoniche e cinematiche particolari dell'area albana, posizionata in corrispondenza della menzionata zona di taglio trascorrente ad andamento meridiano.

In sintesi, le indicazioni geologiche, la composizione «limite» e la costanza dei valori petrochimici e isotopici, indicano che i Colli Albani, e quindi l'area romana, devono trovarsi in una posizione limite tra aree caratterizzate da differente evoluzione geodinamica.

La sotto-provincia a nord di Roma, da un punto di vista tettonico, è prevalentemente caratterizzata da processi di riaggiustamento isostatico, intrusioni magmatiche «anatettiche» ed elevato flusso termico, che causano movimenti verticali relativi. L'effetto di questo regime tettonico si manifesta con il sollevamento differenziale delle unità neo-

geniche (BUONASORTE *et al.* 1991; BARBERI *et al.*, 1994), le quali, in quest'area, non sono state sottoposte a rotazioni di blocchi almeno a partire dal Messiniano (SAGNOTTI *et al.*, 1994b). Al contrario, l'esistenza di elementi meridionali o trasversali di taglio trascorrente o obliquo che arrivano ad interessare l'area romana, e i notevoli, seppur ancora numericamente ridotti, valori delle rotazioni determinate in loro prossimità in catena (MATTEI *et al.*, 1993) hanno permesso di ipotizzare movimenti orizzontali di blocchi crostali nella sotto-provincia meridionale. Il riflesso di questo regime tettonico può, ancora una volta, aver influenzato l'evoluzione dei magmi di quest'area. Infatti, a sud dei Colli Albani, nei distretti vulcanici dalla Valle Latina a Roccamonfina, si manifesta una spiccata bimodalità dei magmi (TURI *et al.*, 1991), che potrebbe essere il risultato di un'alimentazione indotta da serbatoi magmatici posti a profondità differenziate. Per spiegare questo diverso comportamento magmatologico, come ipotesi preliminare, è possibile proporre un modello dinamico secondo il quale attraverso una modesta rotazione di blocchi crostali su piani di scollamento, ipoteticamente posti a qualche km dalla superficie (per esempio il Trias evaporitico), dopo le prime fasi eruttive le sorgenti magmatiche profonde vengano isolate dalla superficie, permettendo la generazione di differenziati a profondità intermedia con composizione isotopica bimodale.

## 1.2 – ELEMENTI DI TETTONICA PLIOCENICA E PLEISTOCENICA NELL'AREA ROMANA

Il margine tirrenico dell'Italia centrale è costituito da una crosta continentale assottigliata (spessore minore di 25 km; WIGGER, 1984), elevato flusso di calore (50-120 mW/m<sup>2</sup>; MONGELLI & ZITO, 1991), e da un'intensa attività vulcanica. Dal punto di vista morfologico e tettonico, questa zona rappresenta la transizione tra la fascia rilevata della catena appenninica e il bacino subsidente tirrenico. Di conseguenza in questa zona, durante il Neogene, sono stati registrati gli effetti della sovrapposizione della tettonica estensionale sulla precedente tettonica compressiva. L'area costiera laziale, in particolare, presenta un assetto strutturale caratterizzato da tre direttrici tettoniche principali a direzione NW-SE, NE-SW e N-S, che presentano età e caratteri strutturali differenti (FUNICIELLO *et al.*, 1976). L'area di Roma rappresenta uno dei punti di incontro di queste direttrici tettoniche, le cui caratteristiche, a scala più regionale, verranno

discusse sinteticamente in questo paragrafo seguendo la loro evoluzione cronologica.

### *Messiniano-Pleistocene inferiore*

L'interpretazione delle anomalie gravimetriche (TORO, 1976, 1978; DI FILIPPO & TORO, 1980; BARBERI *et al.*, 1994), l'analisi delle stratigrafie di superficie e dei sondaggi profondi effettuati a scopi geotermici (BALDI *et al.*, 1974; AMBROSETTI *et al.*, 1978; FUNICIELLO & PAROTTO, 1978; MALATESTA & ZARLENGA, 1986; AMBROSETTI *et al.*, 1987; FUNICIELLO *et al.*, 1979; BUONASORTE *et al.*, 1991; BOSSIO *et al.*, 1994 *cum bibl.*; BARBERI *et al.*, 1994), l'analisi geologico-strutturale dei principali elementi neo-tettonici e vulcano-tettonici (BRANDI *et al.*, 1970; FUNICIELLO *et al.*, 1976; LOCARDI *et al.*, 1977; FUNICIELLO & PAROTTO, 1978; FUNICIELLO *et al.*, 1979; DE RITA *et al.*, 1983; SOLLEVANTI, 1983; DE RITA & SPOSATO, 1986; AMODIO *et al.*, 1987; SALVINI & TOZZI, 1986; ENEL, 1990; DE RITA *et al.*, 1992; FACCENNA, 1993; DE RITA *et al.*, 1994) e l'analisi delle linee sismiche *off-shore* (ZITELLINI *et al.*, 1984; MARIANI & ZITELLINI, 1986; ZITELLINI *et al.*, 1986; BARTOLE, 1990; BARTOLE *et al.*, 1991; FACCENNA *et al.*, 1994a) ed *on-shore* (MARIANI & PRATO, 1988), hanno permesso di individuare, lungo il margine laziale, una serie di alti strutturali e di bacini subsidenti limitati principalmente da faglie bordiere a direzione NW-SE. Lo schema strutturale di figura 2 rappresenta un tentativo di condensare la grande mole di dati provenienti da diverse discipline ed è basato, in larga parte, sui risultati dei lavori sopra-citati.

Dal punto di vista geometrico, le strutture bordiere, presenti sia al bordo dei rilievi carbonatici appenninici che sugli alti strutturali mediani, sono costituite da faglie normali a direzione appenninica che presentano una pendenza media di circa 50° e provocano il ribassamento delle strutture meso-cenozoiche verso ovest. Queste strutture si sono sviluppate in risposta ad un campo di sforzi con asse di massima estensione a direzione N40°E, attivo dal Messiniano Superiore. Queste strutture estensionali si sovrappongono e localmente riutilizzano le pre-esistenti superfici di sovrascorrimento, sviluppate durante le fasi compressive mioceniche. I bacini estensionali bordati da queste strutture sono colmati da ingenti spessori clastici, depositi in modo discontinuo a partire dal Miocene Superiore. Nel Lazio i primi sedimenti neautoctoni depositi sono rappresentati dalle sequenze conglomeratiche,

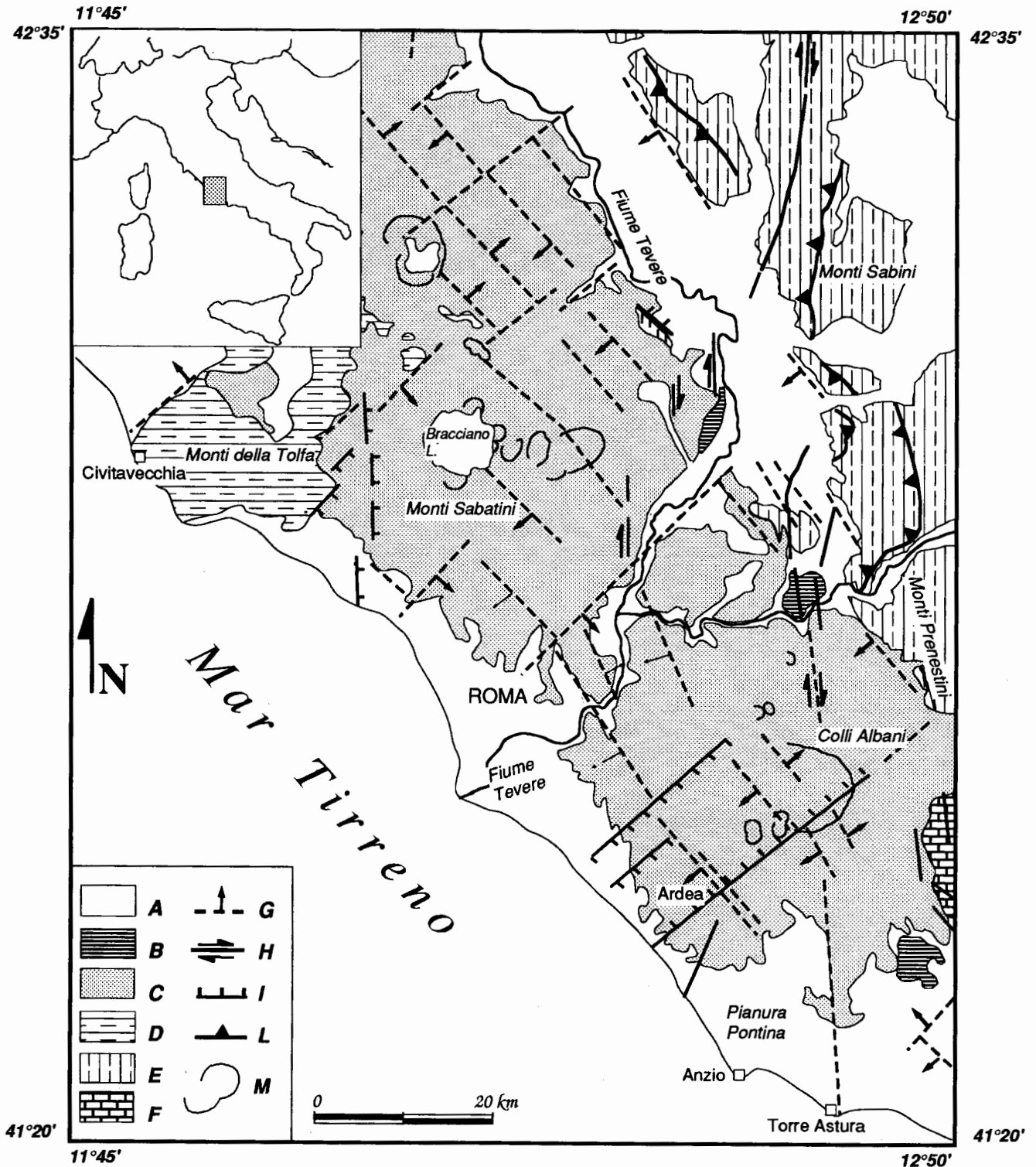


Fig. 2. - Schema tettonico semplificato del margine laziale. Legenda: A) depositi sedimentari dei cicli «neo-autoctoni» e depositi costieri (Messiniano-Pleistocene), B) depositi travertinosi (Quaternario), C) depositi vulcanici (Pliocene-Pleistocene), D) unità dei Monti della Tolfa (Cretacico sup.-Eocene), E) serie calcareo-silico-clastiche-marnose «sabine» (Triassico superiore-Miocene); F) serie carbonatiche dei Monti Lepini (Cretacico superiore); G) faglie, principalmente sepolte, bordiere dei bacini subsidenti con movimento prevalentemente normale; la freccia indica la parte ribassata; H) faglie con movimento prevalentemente trascorrente, I) faglie con movimento prevalentemente normale; i trattini indicano la parte ribassata; J) principali fronti di sovrascorrimento; M) Orli di caldere e crateri.

nalterne ad argille con gessi, ascrivibili al Messiniano superiore ed affiorano nei bacini della Tolfa, dei Monti Ceriti e nell'area di Civitavecchia (BALDI *et al.*, 1974, FAZZINI *et al.*, 1972; DE RITA *et al.*, 1994). Gli studi stratigrafici di dettaglio effettuati sulle successioni marine e continentali mio-plioceniche hanno messo in luce la presenza di una notevole complessità evolutiva dei singoli settori. La presenza di discontinuità angolari e di lacune stratigrafiche (presenti ad esempio in corrispondenza del Pliocene medio *auctorum* ed al passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) registrate all'interno di queste successioni, infatti, hanno permesso di ricostruire una serie di movimenti crostali positivi e negativi (ad es. AMBROSETTI *et al.*, 1978; BARBERI *et al.*, 1994). I principali fattori responsabili di questi movimenti verticali sembrano esser il vulcanismo, sviluppato in forma di domi lavici, intrusioni crostali o dicchi e apparati vulcanici (ad es. BARBERI *et al.*, 1994 *cum bibl.*) e i processi isostatici tipici dei regimi di estensione continentale (per es. WERNICKE & AXEN, 1988, BUCK, 1991).

La distribuzione areale dei depositi neoautoctoni, inoltre, ha permesso di individuare con buona approssimazione, i limiti delle aree subsidenti sia nell'area laziale che nella Toscana meridionale marittima (si veda ad es. BALDI *et al.*, 1974; FUNICIELLO *et al.*, 1976; BARTOLINI *et al.*, 1983; MALATESTA & ZARLENGA, 1986; BARTOLE *et al.*, 1991; LIOTTA, 1991; BOSSIO *et al.*, 1993 *cum bibl.*; BARBERI *et al.*, 1994; MARRA *et al.*, 1995a). I depositi messiniani, limitati come distribuzione al Lazio settentrionale costiero e alle aree toscane, in particolare, sembrano distribuiti con andamento NNW-SSE, mentre i depositi pliocenici sono disposti con una direzione più chiaramente NW-SE.

Nell'area laziale, l'età dei primi depositi neoautoctoni discordanti sulle unità alloctone varia, spostandosi da SW verso NE, tra il Messiniano e il Pleistocene inferiore (5-6 Ma e 1.8 Ma). Questa disposizione sembra confermare l'esistenza di una migrazione spazio-temporale verso NE dell'asse della tettonica estensionale, in accordo con i modelli proposti per il sistema Tirreno-Appennino (PATACCA *et al.*, 1991). Recenti dati paleomagnetici, acquisiti sulle stesse unità, inoltre, confermano che questa migrazione è avvenuta per un'effettiva traslazione dell'asse della tettonica estensionale più che per una rotazione di blocchi crostali (SAGNOTTI *et al.*, 1994b).

La continuità delle strutture estensionali è interrotta, lungo tutto il margine tirrenico peninsulare, dalla presenza di linee tettoniche «trasversali» a direzione N40°E (fig. 2). Queste strutture bordano dei bacini di tipo semi-graben di larghezza limi-

tata (circa 10 km) e piuttosto profondi (sino a circa 2500 m), e sono spaziate lungo il margine con una distanza media di circa 20-30 km (FUNICIELLO *et al.*, 1976). Queste discontinuità, con geometria probabilmente listrica e cinematica prevalentemente distensiva, si manifestano superficialmente in maniera discontinua, e non trovano un'evidente prosecuzione nelle aree di catena. La componente di massima estensione lungo queste strutture, ricostruita mediante l'analisi degli indicatori cinematici e del *fabric* magnetico, è in direzione N40°W (FACCENNA *et al.*, 1994a). I processi di subsidenza di questi bacini sono spesso accompagnati dal sollevamento del letto della faglia normale, sviluppati durante la strutturazione del bacino (fig. 3).

Queste strutture sono attive contemporaneamente alle strutture NW-SE, ovvero nell'intervallo Messiniano-Pleistocene inferiore. Geometricamente, questi elementi «trasversali» NE-SW interrompono i bacini NW-SE provocando una difformità nei rigetti difficilmente compatibili con una cinematica semplice. La contemporaneità del movimento dei sistemi NW-SE e NE-SW e le caratteristiche macroscopiche delle discontinuità NE-SW suggeriscono che queste strutture si siano formate in risposta ad un processo di trasferimento che ha accompagnato la formazione dei bacini NW-SE, in accordo con le interpretazioni effettuate lungo strutture del margine toscano e del Tirreno settentrionale (LIOTTA, 1991, BARTOLE *et al.*, 1991). La cinematica estensionale di queste strutture, che geometricamente dovrebbero mostrare una componente obliqua, è giustificabile qualora queste strutture siano limitate a settori crostali superficiali, ovvero confinate all'interno del blocco compreso nel tetto delle faglie principali a direzione NW-SE (GIBBS, 1990). In questo caso il collasso passivo delle strutture potrebbe provocare una locale riorientazione del tensore degli sforzi lungo le strutture NE-SW.

Sia le linee tettoniche NW-SE che le linee NE-SW, possono essere state riutilizzate per la risalita di magmi durante l'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. In particolare nell'area costiera laziale, durante il Pliocene superiore, si assiste alla messa in posto di magmi ad affinità «toscana». Nell'area dei Monti Ceriti-Monti della Tolfa, ad esempio, la messa in posto di domi acide è avvenuta al bordo di bacini asimmetrici a direzione NE-SW, strutturati a partire dal Messiniano (DE RITA *et al.*, 1994). In questo caso dunque il vulcanismo si è manifestato 3 Ma dopo la strutturazione dei bacini estensionali. Il processo di messa in posto di cupole di magmi riolitici e trachidacitici, inoltre, è accompagnato dal sollevamento del letto della faglia principale, influenzando le paleogeografie plio-pleistoceniche.

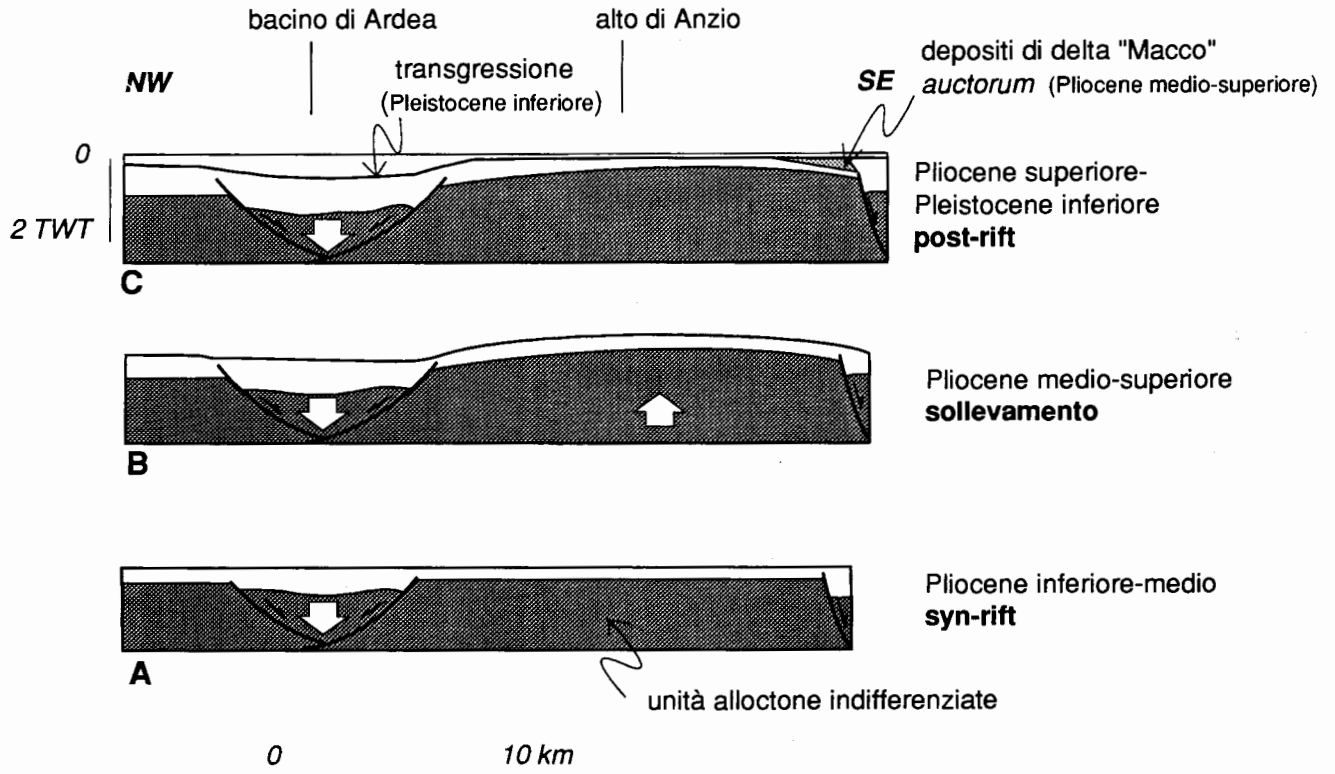


Fig. 3. - Schema non bilanciato dell'evoluzione del bacino di Ardea (modificato da FACCENNA *et al.*, 1994a), esempio di un bacino sviluppato lungo direttrici NE-SW.

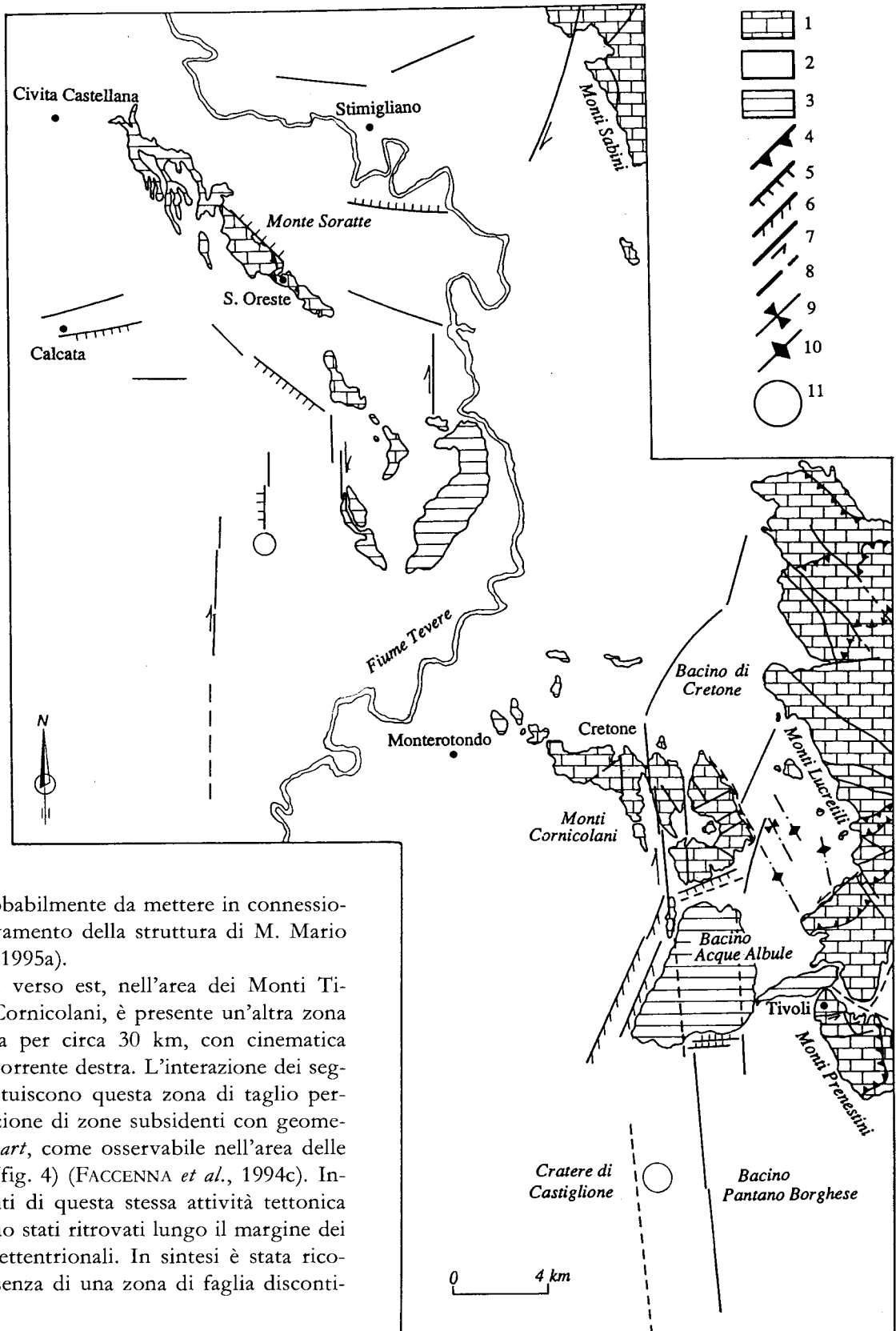
#### *Pleistocene inferiore-medio*

Durante il Pleistocene inferiore-medio, lungo il margine laziale ed in particolare lungo i rilievi costieri tolfetani, si assiste alla formazione di faglie normali ed oblique a direzione compresa tra E-W e N70°W, in risposta ad un campo deformativo con una componente di massima estensione a direzione N10°-20°E. La loro disposizione *en-échelon* e la loro cinematica prevalentemente obliqua lascia supporre che queste strutture siano il riflesso superficiale della rimobilizzazione, con componente transtensiva sinistra di movimento, di discontinuità profonde a direzione appenninica.

Queste faglie non strutturano bacini e la mancata acquisizione di un *fabric* magnetico di origine tettonica nelle vicinanze di queste strutture, induce a pensare che questi movimenti avvengano in risposta ad assestamenti di modesta entità (FACCENNA, 1993; SAGNOTTI *et al.*, 1994a). Nonostante queste stesse direttrici ad attività pleistocenica siano state riscontrate anche nelle aree di catena (BARCHI *et al.*, 1991) e nell'*off-shore* laziale (MARIANI & ZITELLINI, 1986), la loro distribuzione locale e il loro sviluppo geometrico lasciano supporre che queste strutture non abbiano un ruolo importante nella dinamica generale del margine tirrenico laziale.

#### *Pleistocene medio-superiore*

Durante il Pleistocene medio-superiore si assiste all'attivazione (o riattivazione?) delle discontinuità a direzione N-S. Lungo il margine laziale sono presenti quattro zone di taglio principali distanziate tra loro con buona regolarità di circa 20-40 km. La più occidentale, posta ad ovest del Lago di Bracciano e nell'area dei Monti della Tolfa, è estesa per circa 30-40 km ed è composta da segmenti di faglia a direzione meridiana di circa 3-5 km di lunghezza. La cinematica di queste faglie è essenzialmente distensiva. Spostandosi verso oriente, a sud del Monte Soratte, è presente un'altra zona di taglio composta da 4 segmenti *en-échelon*, lunghi circa 3-4 km ciascuno con cinematica transtensiva destrale (fig. 4) (FACCENNA & FUNICIELLO, 1993). La prosecuzione verso nord, nella catena dei Monti Sabini, di questa stessa zona di taglio, lunga 15 km, è rappresentata dalla zona di taglio sabina o «lineamento sabino» (ALFONSI *et al.*, 1991). Questa struttura a carattere regionale si estende verso nord per circa 40 km sino alla Piana di Rieti. Anche questa struttura è composta da segmenti trascorrenti destri, a direzione N20°E, a cui si associa un complesso sistema deformativo di strutture fragili e duttili. Verso sud questa stessa zona di taglio prosegue nell'area di



Roma, ed è probabilmente da mettere in connessione con il sollevamento della struttura di M. Mario (MARRA *et al.*, 1995a).

Spostandosi verso est, nell'area dei Monti Tiburtini-Monti Cornicolani, è presente un'altra zona di taglio, estesa per circa 30 km, con cinematica puramente trascorrente destra. L'interazione dei segmenti che costituiscono questa zona di taglio permette la formazione di zone subsidenti con geometrie tipo *pull-apart*, come osservabile nell'area delle Acque Albule (fig. 4) (FACCENNA *et al.*, 1994c). Infine, risentimenti di questa stessa attività tettonica trascorrente sono stati ritrovati lungo il margine dei Monti Lepini settentrionali. In sintesi è stata riconosciuta la presenza di una zona di faglia disconti-

Fig. 4. - Schema neo-tettonico semplificato dell'area del Monte Soratte-Monti Cornicolani. Legenda: 1) serie calcareo-silico-clastiche-marnose «sabine» (Triassico superiore-Miocene); 2) depositi sedimentari «neo-autoctoni» (Pliocene-Pleistocene) e depositi vulcanici (Pleistocene); 3) depositi travertinosi (Quaternario); 4) sovrascorrimenti; 5) faglie normali; 6) faglie oblique; 7) faglie trascorrenti; 8) faglie; 9) assi di sinclinali pleistoceniche; 10) assi di anticlinali pleistoceniche; 11) centro vulcanico.

nua, estesa per circa 150 km, posta al bordo occidentale delle strutture appenniniche lungo la prosecuzione meridionale del «lineamento sabino».

La presenza di caratteri comuni a tutte queste zone di taglio, permette di effettuare alcune considerazioni:

- tutte le zone di taglio osservate sono segmentate, ovvero sono composte da elementi discreti di taglio disposti *en-échélon*. Questa disposizione lascia supporre che queste strutture si siano formate per riattivazione, secondo taglio semplice, di una discontinuità sepolta;

- le zone di taglio descritte sono attive anche durante gli ultimi 360 ka sino al limite con l'Olocene; l'età di queste strutture permette di escludere che queste si siano formate come risposta ad un processo di trasferimento s.s. della tettonica estensionale, poiché l'attività delle direttrici N-S prosegue durante e dopo la strutturazione dei bacini estensionali NW-SE.

- lungo queste zone di taglio, si ha la risalita di fluidi profondi, appartenenti al circuito perivulcanico, con risorgenze di fluidi idrotermali, deposizione di travertini ad alto tenore in  $\delta^{13}\text{C}$ , e sviluppo di *sinkholes* (FACCENNA, 1994). Queste manifestazioni tendono a concentrarsi lungo la zona di taglio più orientale, al confine tra la catena appenninica e l'area vulcanica, dove avviene un processo di miscelazione tra i fluidi profondi e i circuiti carsici superficiali.

- dal punto di vista cinematico è possibile affermare che esiste una transizione distensione-trasmissione-trascorrenza destra, spostandosi dai settori più occidentali del margine sino al limite della catena appenninica.

Il passaggio da distensione a trascorrenza, riscontrato lungo strutture che hanno una simile età di movimento, è riconducibile ad un processo di riorientazione del campo degli sforzi. Per spiegare la complessa cinematica di queste strutture è possibile pensare che sia presente una discontinuità crostale lungo la quale si ha una caduta della resistenza al taglio (MOUNT & SUPPE, 1987; ZOBACK & ZOBACK, 1991; BEN-AVRHAM & ZOBACK, 1992). Meccanicamente quest'elemento favorirebbe la ripartizione delle deformazioni, i processi di riattivazione di superfici preesistenti e la riorientazione del campo degli sforzi. È importante sottolineare che questi processi potrebbero esser largamente favoriti dall'alta pressione dei fluidi presenti nell'area.

Dal punto di vista geodinamico, inoltre, l'attivazione (o la riattivazione?) di queste zone di taglio

meridiane, successiva ai principali episodi estensionali, dimostra che i processi deformativi del margine tirrenico non si sono esauriti con la strutturazione dei principali bacini estensionali.

Durante questo stesso lasso di tempo (tra 700 e 600 ka; FORANASERI, 1985) si assiste allo sviluppo di gran parte degli edifici vulcanici ad affinità alcalino-potassica. Questi sono posizionati al margine di un bacino NW-SE sviluppato durante il Pliocene inferiore (BRANDI *et al.*, 1970) e/o all'intersezione di queste linee tettoniche con gli elementi trasversali NE-SW (fig. 1) (FUNICIELLO *et al.*, 1976; LOCARDI *et al.*, 1977; DE RITA *et al.*, 1983). A questa regola generale sembra far eccezione il Distretto vulcanico albano, che si struttura all'intersezione tra le tre direttrici tettoniche regionali NW-SE, NE-SW e N-S (fig. 5) (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978). In particolare, l'edificio dei Colli Albani sembra esser posizionato in un'area di *overstep* destrale tra due zone di faglia meridiane, ovvero tra la zona di faglia trascorrente destra delle Acque Albule e la zona di faglia meridionale, riconosciuta con metodi geofisici nell'area pontina (DI FILIPPO & TORO, 1980) e nell'*off-shore* laziale (MARANI & ZITELLINI, 1986; CHIOCCI, 1989). Quest'anomalia tettonica, come già detto precedentemente, sembra esser confermata dall'anomalia dei caratteri petro-chimici osservati nei prodotti albani che, a differenza degli altri vulcani del Lazio, mostrano una straordinaria costanza nella composizione chimica (TRIGILA *et al.*, 1991) ed isotopica (TURI *et al.*, 1991). È possibile ipotizzare, dunque, che quest'edificio vulcanico abbia subito l'influenza delle linee tettoniche N-S trascorrenti, le quali favorendo la formazione di zone di estensione crostale localizzata e di decompressione possono aver causato, almeno negli ultimi km, il rapido convoglio dei magmi in superficie (SEGALL & POLLARD, 1980; WEAVER & HILL 1978/79; AYDIN *et al.*, 1990).

### 1.3 – CARATTERI GRAVIMETRICI DELL'AREA ROMANA

Allo scopo di ottenere informazioni sull'assetto strutturale sepolto dell'area romana è stata costruita una carta delle anomalie di Bouguer utilizzando i dati delle Carte Gravimetriche a scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia, i rilevamenti eseguiti da DI FONZO *et al.* (1986), ed i dati di recenti prospezioni gravimetriche (oltre 1500 stazioni) eseguite dagli autori.

Successivamente è stata realizzata una carta delle anomalie residue sulla base delle anomalie regionali del 1° ordine (DI FILIPPO & TORO, 1982).



*Gravimetria della regione contermina all'area romana*

Un quadro d'insieme delle anomalie residue dell'area romana e delle aree contermini è mostrato in fig. 6.

L'analisi gravimetrica dell'area romana evidenzia una serie di strutture positive e negative i cui assi mostrano una direzione NNW-SSE; i valori più elevati di gravità sono presenti in prossimità degli affioramenti calcarei dei Monti Cornicolani.

Ad ovest di Roma è presente l'alto gravimetrico di Tragliata (+2 mGal), l'asse di questo massimo si interrompe a sud in prossimità del F. Tevere per poi culminare debolmente (+2 mGal) presso Spinaceto (Roma sud).

Procedendo verso est, le isoanomalie tendono ad assumere un andamento rettilineo, parallelo, con una crescente diminuzione in gravità fino a -11 mGal (area a SW del Lago di Bracciano). È possibile seguire l'asse gravimetrico negativo di questa struttura, per oltre 50 km, senza soluzione di continuità, fino al quartiere EUR della città di Roma, dove sembra interrompersi. La mappa in figura 6 mostra come l'intera area urbana occidentale è interessata da questo minimo gravimetrico, da interpretare come un ribassamento delle strutture carbonatiche, più dense, ed un incremento dello spessore dei depositi plio-pleistocenici, caratterizzati da valori di densità minori.

Una serie di anomalie positive evidenziano l'alto gravimetrico di Cesano (+4 mGal), l'alto di Tor di Quinto (-1 mGal) e più a sud il massimo gravimetrico di Ciampino (+7 mGal). Questa struttura positiva, caratterizzata dalle anomalie positive descritte, presenta un asse gravimetrico il cui andamento tende a divenire quasi meridiano, e dislocazioni trasversali lo interrompono, dopo oltre 40 km, in prossimità dell'alto gravimetrico di Ciampino, dove l'asse cambia bruscamente direzione.

Una zona di minimo, fino a -9 mGal, interessa la bassa valle del F. Aniene, dove l'asse gravimetrico presenta una direzione E-W.

Ancora più a N-E i valori di gravità aumentano nuovamente fino ad assumere i valori maggiori in corrispondenza dei carbonati mesozoici della struttura Soratte-Cornicolani, che costituisce il massimo assoluto dell'area (+16 mGal), oltre ad avere la maggiore estensione areale.

Il quadro delle anomalie gravimetriche descritto, in base ad analisi quantitative, costituisce prevalentemente il riflesso dell'andamento del substrato carbonatico, disarticolato in alti e bassi strutturali, e, conseguentemente, delle variazioni di spessore delle sovrastanti unità flyschiodi e plio-quadernarie, come confermato dai dati delle perforazioni profonde nel-

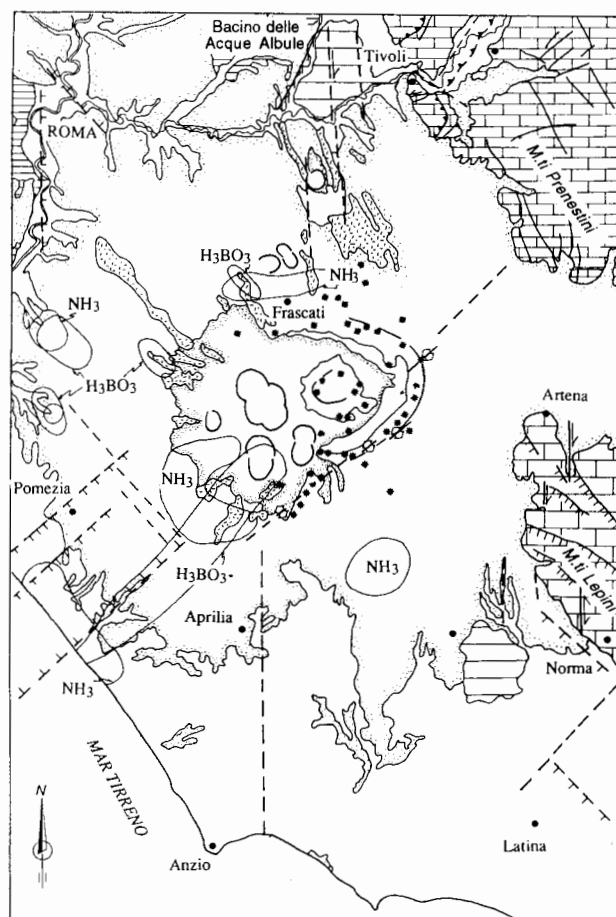
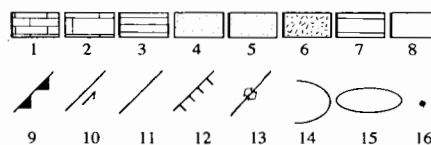


Fig. 5. - Schema strutturale semplificato dell'area dei Colli Albani. Legenda: 1) dolomiti, calcari e marne della sequenza sabina (Triassico superiore-Miocene superiore); 2) serie carbonatiche dei Monti Lepini (Cretacico); 3) depositi sedimentari «neo-autoctoni» (Pliocene-Pleistocene); 4) depositi piroclastici di flusso e di ricaduta dei Colli Albani (Pleistocene); 5) depositi piroclastici di origine idromagmatica dei Colli Albani (Pleistocene superiore); 6) lave sottosature dei Colli Albani (Pleistocene); 7) depositi travertinosi (Quaternario); 8) alluvi e colluvi (Quaternario); 9) sovrascorrimenti; 10) faglie trascorrenti; 11) faglie; 12) faglie normali principalmente sepolte; 13) fratture tensionali e duchi; 14) orli di caldera e di crateri; 15) zone ad anomalia di gas (da ENEL, 1990); 16) centri vulcanici.



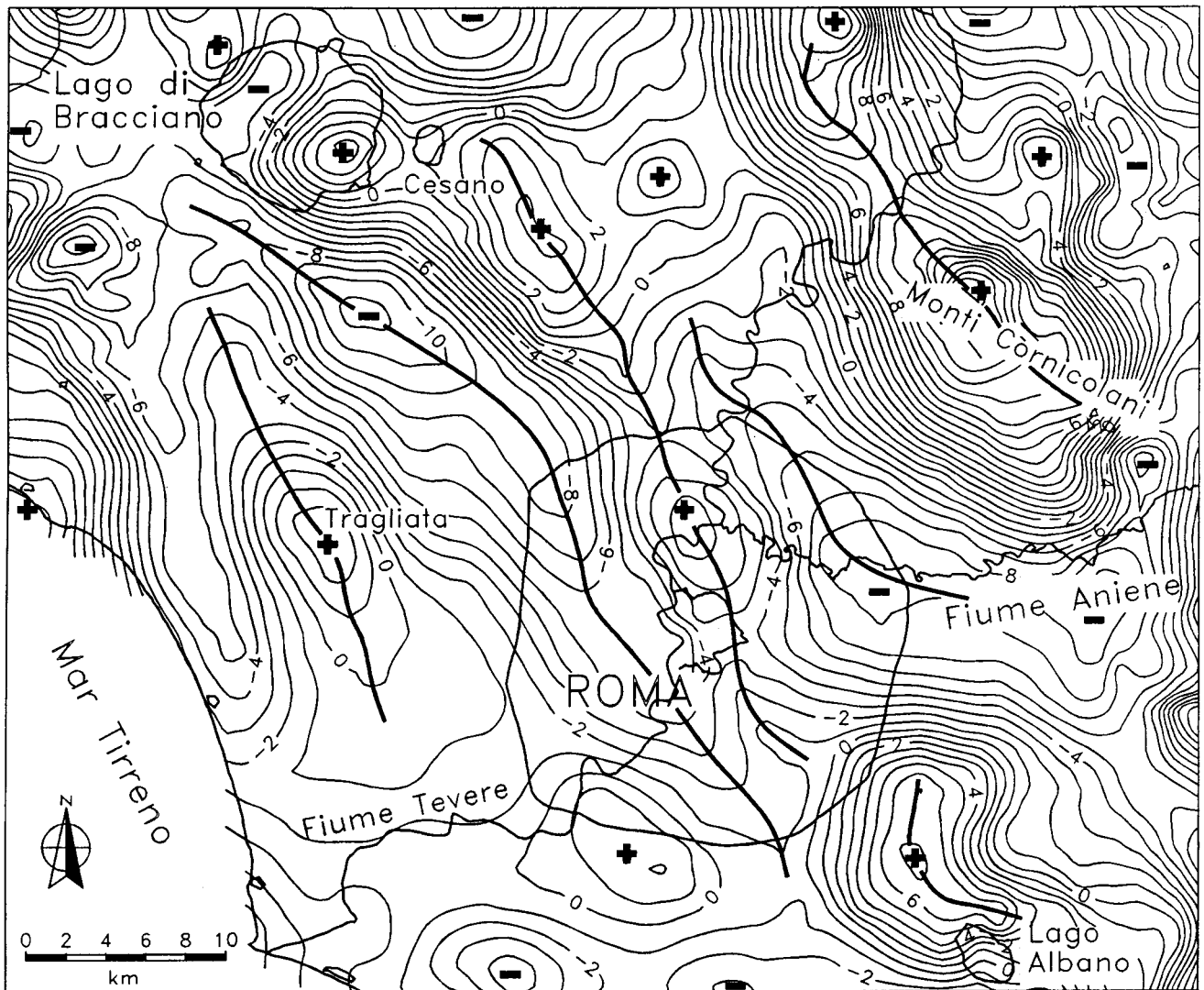


Fig. 6. - Carta delle Anomalie Residue dell'area romana e delle aree contermini, intervallo delle isoanomale: 1 mGal.

l'area geotermica di Cesano (FUNICIELLO & PAROTTO, 1978) e dai sondaggi Roma 1 e Roma 2 CONFORTO, 1962) in località Tragliata, e indirettamente dal sondaggio Circo Massimo eseguito in occasione della Mostra del Minerale Autarchico (SIGNORINI, 1939; L. LOMBARDI in: FUNICIELLO & PAROTTO, 1978).

*Gravimetria dell'area romana: la carta delle anomalie residue*

La revisione ed integrazione dei dati gravimetrici per questo settore del Lazio ha permesso l'elaborazione delle anomalie residue per la città di Roma (vedi la tav. 10), di cui è stata effettuata un'analisi qualitativa che ha evidenziato nuovi elementi rispetto alle precedenti interpretazioni (DI FONZO *et al.*, 1986).

La carta delle anomalie residue (fig. 7) presenta dei valori di gravità sempre negativi ed evidenzia una serie di massimi e minimi gravimetrici ben definiti: un alto gravimetrico è localizzato in corrispondenza dell'area di Tor di Quinto (-0.25 mGal) ed un secondo presso il quartiere Appio (-0.75 mGal). Tali massimi fanno parte della struttura precedentemente descritta, con asse orientato NNW-SSE, che da Cesano attraversa l'area romana fino a Ciampino.

Analogamente i minimi gravimetrici localizzati presso Trastevere (-6.25 mGal), sono da correlare alla struttura negativa di direzione NNW-SSE, a Sud del Lago di Bracciano, e costituiscono il tratto terminale di questa.

La parte orientale della città è caratterizzata da una diminuzione di gravità verso est con un gradiente di oltre 1.5 mGal per km.

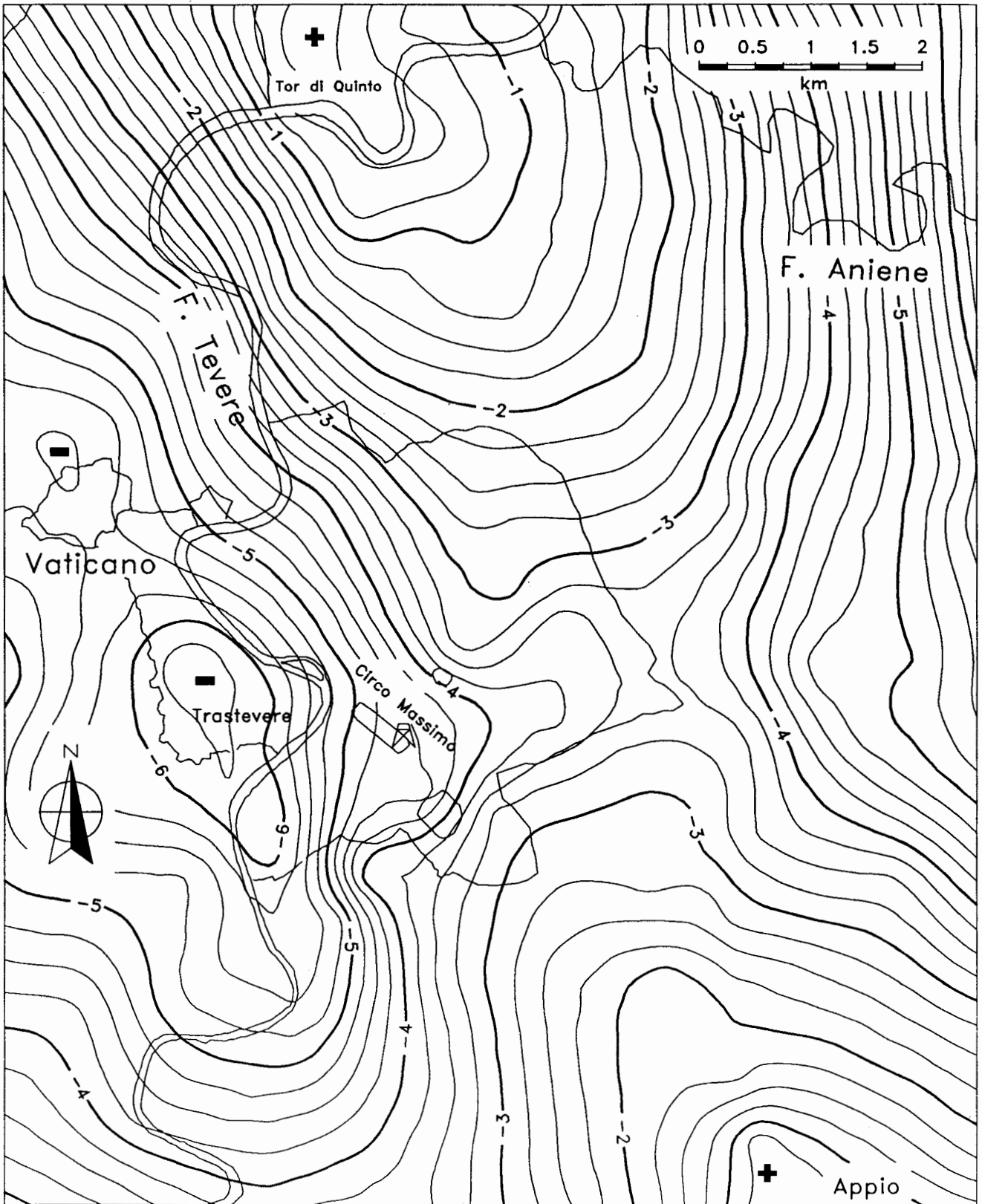


Fig. 7. - Anomalie Residue dell'area urbana della città di Roma, intervallo delle isoanomale: 0.25 mGal.

L'analisi qualitativa delle anomalie residue, ad un primo esame, non evidenzia una correlazione diretta tra strutture gravimetriche e terreni affioranti, a causa dei terreni vulcanici, provenienti dai distretti dei Sabatini e dei Colli Albani, che coprono quasi interamente l'area romana.

Sono possibili tuttavia alcune interessanti considerazioni. È verificabile una correlazione diretta tra le aree caratterizzate da un elevato gradiente gravimetrico e la localizzazione di sorgenti minerali e/o termali e la deposizione di travertini, imputabile alla risalita di fluidi profondi lungo dislocazioni tettoniche nel substrato carbonatico.

Da un punto di vista morfologico non si riscontra una correlazione diretta tra aree di massimo o minimo gravimetrico con aree topograficamente più o meno rilevate. Un chiaro esempio è l'alto gravimetrico di Tor di Quinto che non costituisce l'area più rilevata della città. Al contrario, la collina di Monte Mario, l'alto morfologico di Roma, è in corrispondenza di un flesso gravimetrico ad elevato gradiente. Una probabile spiegazione potrebbe essere il riflesso superficiale di movimenti legati alla neotettonica (vedi tav. 8).

In conclusione le anomalie residue di gravità per la Città di Roma indicano la presenza di un substrato carbonatico variamente articolato dove i massimi gravimetrici corrispondono ad un sollevamento di questo (con profondità intorno ai 1000-1500 metri) e, al contrario, i minimi sono localizzati dove la coltre neogenica ed alloctona assume gli spessori più elevati, oltre i 2500 metri.

## 2. – ROMA E L'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA FASCIA PERITIRRENICA NELL'ITALIA CENTRALE

L'area romana sino a poco meno di un milione di anni orsono (inizio del Pleistocene medio) era caratterizzata da un ambiente di sedimentazione marino. I terreni più antichi affioranti nell'area urbana della città di Roma sono infatti costituiti da sedimenti marini di età pliocenica (da 3.40 a 1.79 Ma: Unità del Monte Vaticano, MARRA *et al.*, 1995a). Si tratta di argille e sabbie con abbondanti microfaune a foraminiferi (su cui è basata la loro attribuzione cronostatigrafica) che si depongono nei bacini di neoformazione, creatisi a seguito dell'orogenesi appenninica e la conseguente apertura del Mar Tirreno.

Tali fatti vengono interpretati assumendo che in corrispondenza della catena appenninica, dove

agiscono forze compressive, si è verificato un raccorciamento crostale che determina l'impilamento delle unità sedimentarie meso-cenozoiche precedentemente depostesi, mentre invece lungo il margine tirrenico si è verificata un'estensione che determina un assottigliamento crostale, con la creazione di ampie aree depresse invase dal mare (fig. 9; in fig. 8 è illustrata la successione stratigrafica relativa ai principali cicli sedimentari descritti in questo paragrafo).

Alcune parti della città, più sollevate, mostrano le sequenze sedimentarie testimoni di tale ciclo: dalle colline di Monte Mario, ai piccoli rilievi del Vaticano, sino alle pendici del Gianicolo affiorano le argille dell'Unità del Monte Vaticano (le cosiddette «Marne Vaticane» o «Argille azzurre» degli Autori). Si tratta del vero e proprio *bedrock* di Roma: il substrato argilloso più consistente e continuo, dello spessore di quasi 800 metri (Sondaggio Circo Massimo; SIGNORINI, 1939), in grado di determinare lo sviluppo della morfologia recente, controllare la geometria dei diversi livelli acquiferi sovrastanti (esso costituisce infatti il livello impermeabile di base in tutta l'area romana) e di influenzare le diverse dimensioni della risposta sismica superficiale in funzione del contrasto di impedenza con i termini più recenti, meno consolidati.

Le condizioni paleogeografiche descritte permangono per un lungo periodo di tempo dal Pliocene al Pleistocene inferiore (fino a 0.88 Ma). In questo lasso di tempo tuttavia si verificano ripetute oscillazioni del livello marino, correlate sia a fenomeni tettonici che alle variazioni dell'estensione delle calotte polari durante le epoche glaciali, le quali determinano delle temporanee emersioni dei fondali marini.

Si possono identificare tre cicli marini principali. Il primo durante il Pliocene (tra 3.40 e 1.79 Ma) determina la deposizione dell'Unità del Monte Vaticano precedentemente descritta. Il secondo e il terzo ciclo si verificano nel Pleistocene inferiore (tra 1.79 e 0.88 Ma) e presentano caratteri sedimentari diversi rispetto al primo, che testimoniano una diminuzione di profondità dei bacini ad essi associati.

Durante tutto questo periodo l'area retrostante l'attuale costa tirrenica è stata soggetta infatti ad un lento e progressivo sollevamento che ha portato, alla fine del Pleistocene inferiore, ad un cambiamento delle condizioni paleogeografiche, e all'impostazione di un ambiente continentale in cui si depongono sedimenti di facies fluvio-palustre.

I sedimenti associati ai due cicli marini del Pleistocene inferiore sono rappresentati dalle sabbie

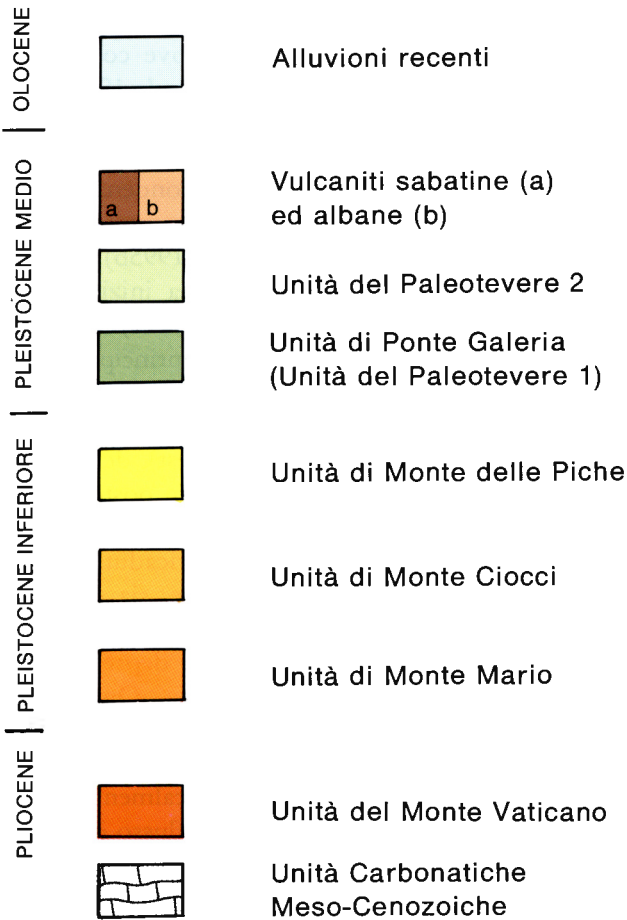


Fig. 8. - Sequenza stratigrafica relativa alle principali unità stratigrafiche dell'area romana dal Pliocene all'Olocene. Sono omessi i depositi sedimentari sin-vulcanici. Nelle figure successive (9, 10, 11, 12 e 13) sono rappresentati i quadri paleogeografici progressivamente ingranditi sull'area della città di Roma. La legenda delle sequenze stratigrafiche è riferibile alla fig. 8.

Disegni (figg. 8, 9, 10, 11, 12 e 13) di Maria Luisa VATOVEC, dagli originali di Maurizio PAROTTO.

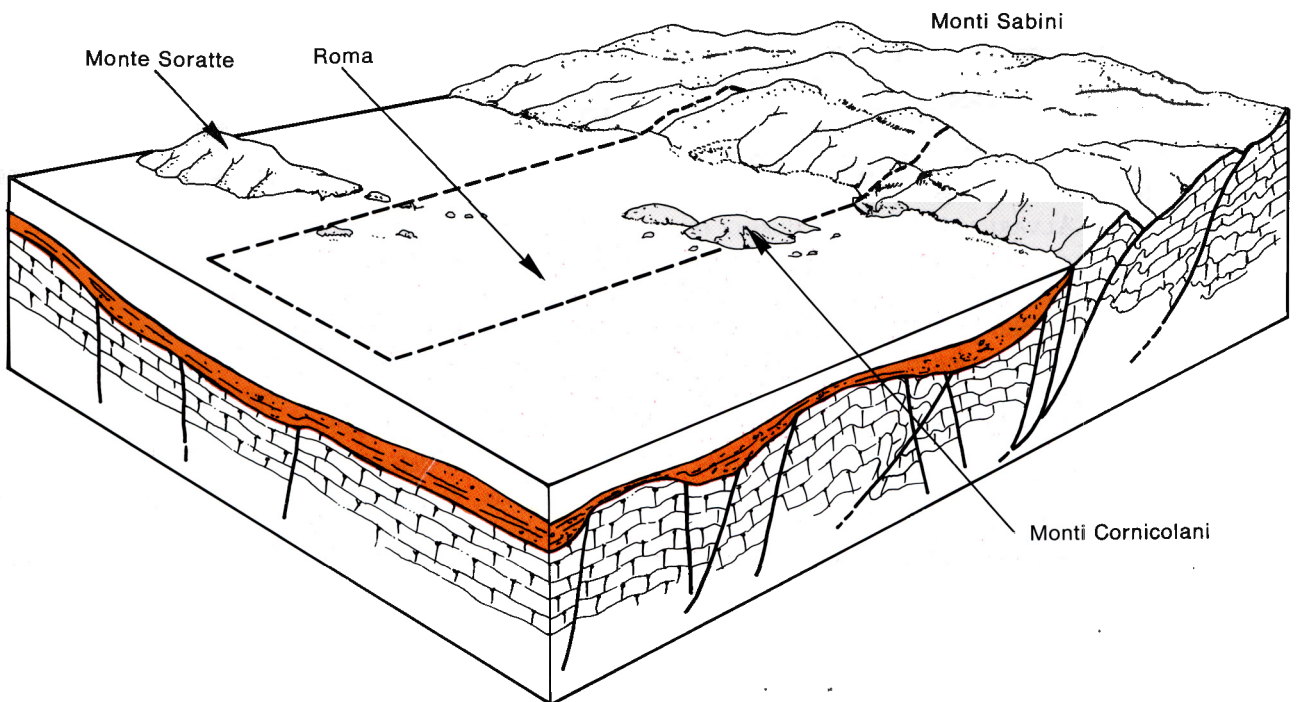


Fig. 9. - Paleogeografia della campagna romana nel Pliocene. L'area è invasa dal mare, dal quale emergono come isole i futuri Monti Cornicolani e il Monte Soratte. L'area tratteggiata corrisponde al successivo stereogramma.

e dalle argille dell'Unità di Monte Mario (MARRA, 1993, «Formazione di Monte Mario» p.p., CONATO *et al.*, 1980), caratterizzate dalla presenza di tipiche faune a molluschi, e dalle argille dell'Unità di Monte delle Piche (MARRA, 1993, «Serie di Monte delle Piche», CONATO *et al.*, 1980), di ambiente infra-litorale.

Queste due unità sedimentarie marine nell'area romana sono separate tra loro da un deposito epicontinentale (Unità di Monte Ciocci, MARRA 1993), che si viene a deporre durante una trasgressione che determina una temporanea emersione.

Tutti i terreni descritti sono stati soggetti, successivamente alla loro deposizione, a delle importanti dislocazioni tettoniche, ancora legate alle fasi prevalentemente distensive (ma non solo) che interessano l'area peritirrenica. Queste dislocazioni si manifestano essenzialmente attraverso dei sistemi di faglie a direzione «appenninica», che ribassano «a gradinata» i settori verso il Tirreno, ed «antiappenninica»; faglie a direzione nord-sud ribassano inoltre il settore corrispondente all'area del Centro Storico, isolando la dorsale Monte Mario-Gianicolo.

A partire da 0.88 Ma le mutate condizioni paleogeografiche fanno in modo che alla ciclicità eustatica, legata alle glaciazioni, corrisponda una successione di cicli deposizionali di ambiente continentale (fig. 10).

L'emersione dell'area romana determina infatti lo sviluppo di un ambiente fluvio-palustre caratterizzato dalla deposizione di terreni alluvionali antichi ad opera di un fiume abbondantemente alimentato dalle acque e dai sedimenti provenienti dal sollevamento e dall'erosione della catena appenninica.

L'alveo di tale corso d'acqua (il «Paleotevere», BLANC *et al.*, 1953; ALVAREZ, 1972, 1973; FEROCI *et al.*, 1990; FUNICIELLO *et al.*, 1994) è soggetto a migrazioni in conseguenza, inizialmente, della tettonica che disloca il substrato plio-pleistocenico; si verifica, in questo modo, la deviazione dell'asse principale e lo spostamento della foce del fiume dall'area di Ponte Galeria verso sud (fig. 10).

I terreni continentali vengono depositi dal «Paleotevere» e dai suoi affluenti durante diversi cicli deposizionali, legati alle variazioni del livello di costa in connessione con l'alternarsi delle variazioni climatiche. Tali terreni sono caratterizzati da frequenti variazioni litologiche (si tratta di ghiaie, sabbie ed argille) e da complessi rapporti stratigrafici. Si possono tuttavia identificare in prima analisi due cicli principali, legati alle due distinte posizioni dell'alveo e del delta di questo Fiume: il Ciclo del

Paleotevere 1, i cui depositi si rinvencono attualmente nell'area sud-occidentale dove costituiscono l'Unità di Ponte Galeria (MARRA *et al.*, 1995b, «Formazione di Ponte Galeria», AMBROSETTI & BONDONNA, 1967), e il Ciclo del Paleotevere 2, i cui depositi sono localizzati in corrispondenza dell'area del Centro Storico e costituiscono appunto l'Unità del Paleotevere 2 (MARRA *et al.*, 1995b).

A partire da circa 0.60 Ma ha inizio l'attività dei vulcani laziali (BARBERI *et al.*, 1994). Il carattere prevalentemente esplosivo dei due principali distretti vulcanici che circondano l'area romana (il Distretto Vulcanico dei Sabatini a nord-ovest e il Distretto Vulcanico dei Colli Albani a sud-est), determina ad ogni parossismo eruttivo la messa in posto, in tempi molto brevi, di una notevole quantità di prodotti, sotto forma sia di piroclastiti di ricaduta, che ammantano la topografia preesistente, sia di depositi da colata piroclastica (o «ignimbriti») che al contrario tendono a concentrarsi nelle depressioni e ad invertire e spianare la morfologia. Questi ultimi depositi, in particolare, giocano un ruolo fondamentale nella trasformazione dei caratteri morfologici del territorio, modificandone radicalmente la topografia e l'idrografia. Ogni unità di flusso è composta da parecchi km<sup>3</sup> di ceneri, lapilli, scorie e xenoliti, depositi a temperature variabili, sino a diverse centinaia di °C, ed è in parte condizionata, nel suo scorrimento, dalla conformazione del rilievo topografico.

La messa in posto delle unità vulcaniche provoca, come detto, la trasformazione radicale del reticolo idrografico; anche il corso principale del «Paleotevere» rimane influenzato dall'arrivo delle coltri vulcaniche e viene definitivamente confinato nel corso attuale, costretto tra le pendici della dorsale plio-pleistocenica di Monte Mario-Gianicolo e il plateau «ignimbritico» albano (fig. 11).

Durante la messa in posto delle principali colate piroclastiche, che avviene in un lasso di tempo compreso tra 0.6 e 0.3 Ma, prosegue la normale sedimentazione, attraverso cicli deposizionali controllati dalle variazioni eustatiche. Alle fasi erosive legate alle regressioni della linea di costa si sovrappongono, tuttavia, la tettonica ed una serie di processi legati alla messa in posto dei prodotti vulcanici. I rapporti stratigrafici tra le diverse unità vulcaniche e sedimentarie risultano pertanto assai complessi: per questo motivo nella rappresentazione semplificata di figura 10 le unità sedimentarie sin-vulcaniche sono state omesse. Un quadro dettagliato della successione degli eventi deposizionali e dei cicli eruttivi sarà illustrato nei prossimi paragrafi.

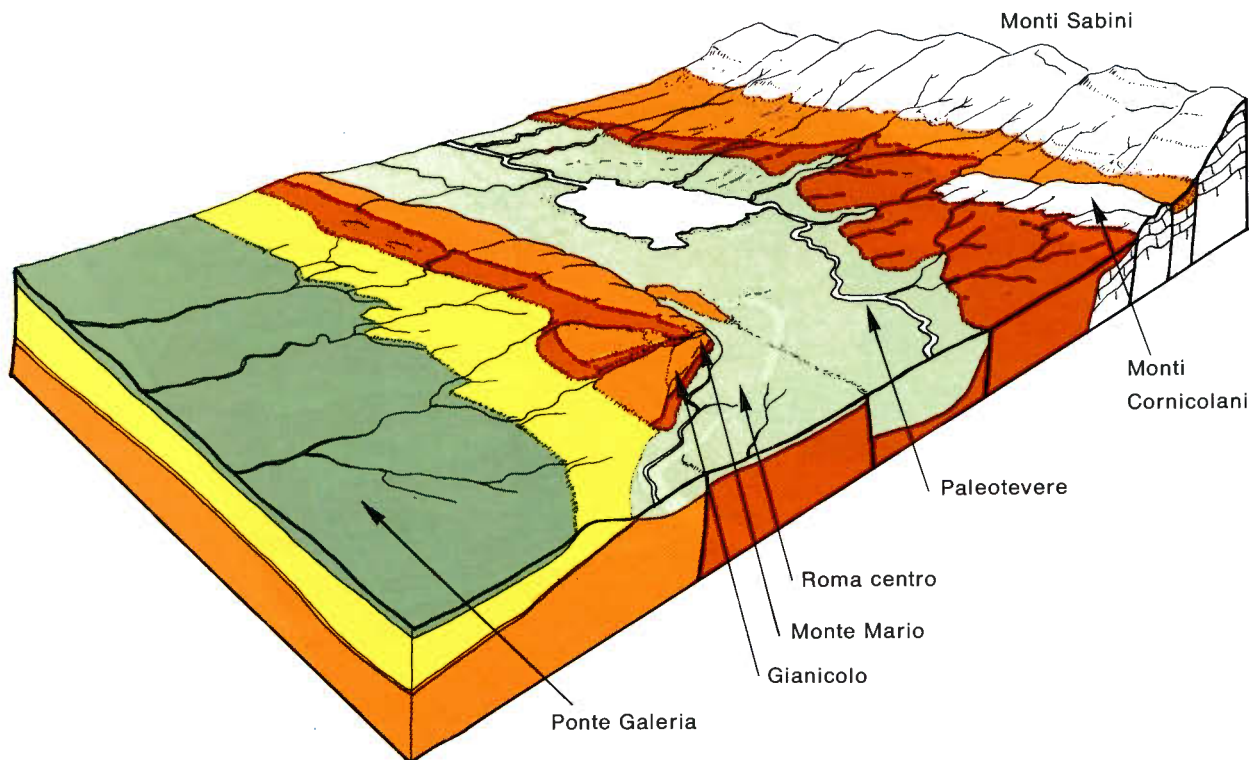


Fig. 10. - Quadro paleogeografico dell'area romana durante il Pleistocene medio, dopo la deposizione delle serie marine del Pleistocene inferiore, l'emersione dell'area, e l'inizio della sedimentazione a carattere continentale ad opera del Paleotevere.

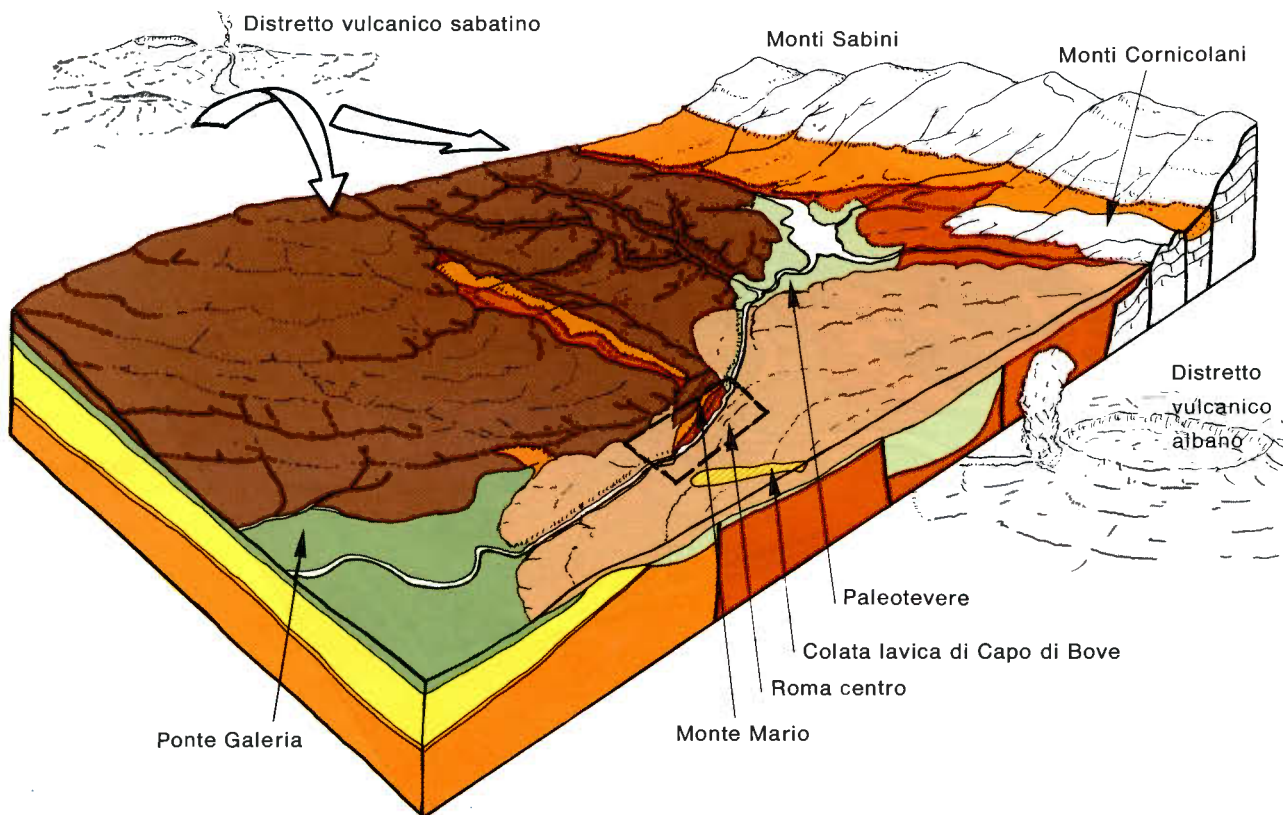


Fig. 11. - Le colate piroclastiche dei Colli Albani e, subordinatamente, dei Sabatini (assieme ai prodotti di ricaduta spinti dai venti dominanti da ovest verso est), raggiungono l'area della città di Roma, trasformando radicalmente il paesaggio. L'area tratteggiata corrisponde al successivo stereogramma.

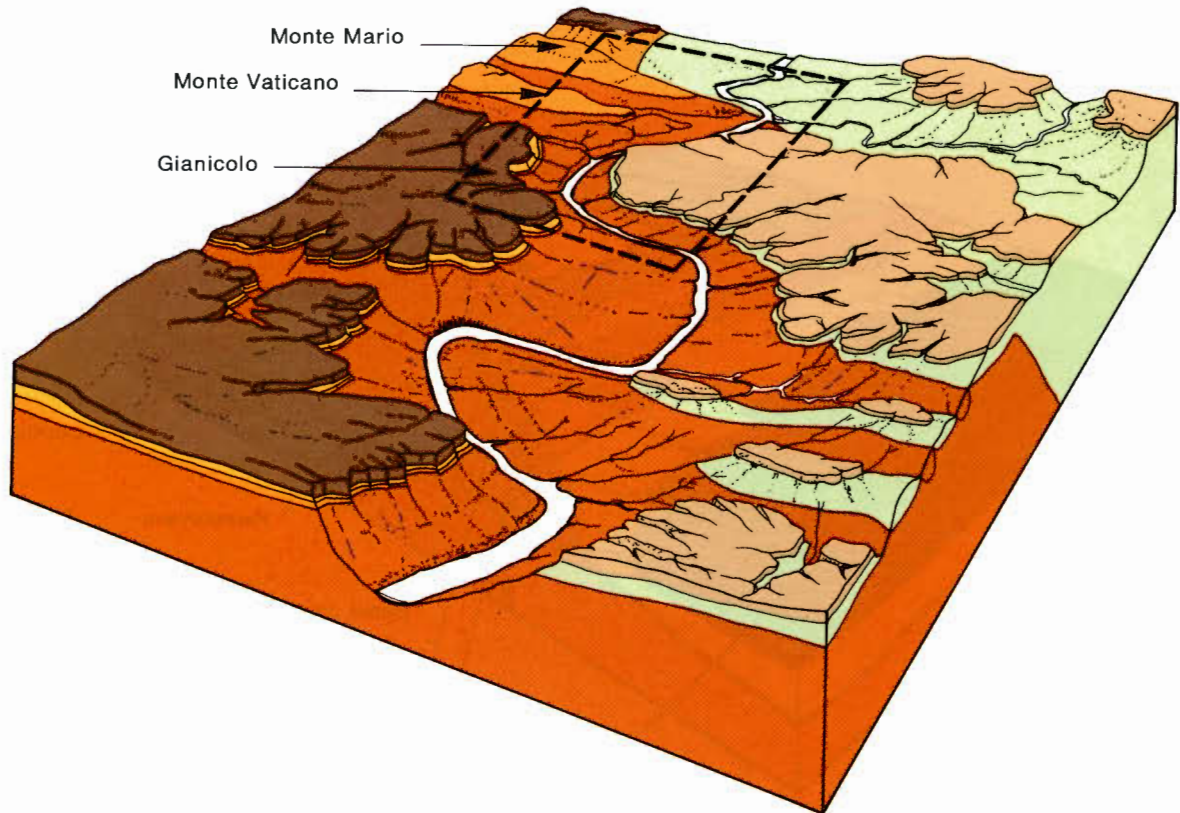


Fig. 12. La forte erosione conseguente all'abbassamento del livello del mare, coincidente con l'ultima fase glaciale würmiana, modifica ancora il reticolo idrografico, creando i presupposti per l'attuale morfologia su cui sorge la città di Roma. L'area tratteggiata corrisponde al successivo quadro paleogeografico.

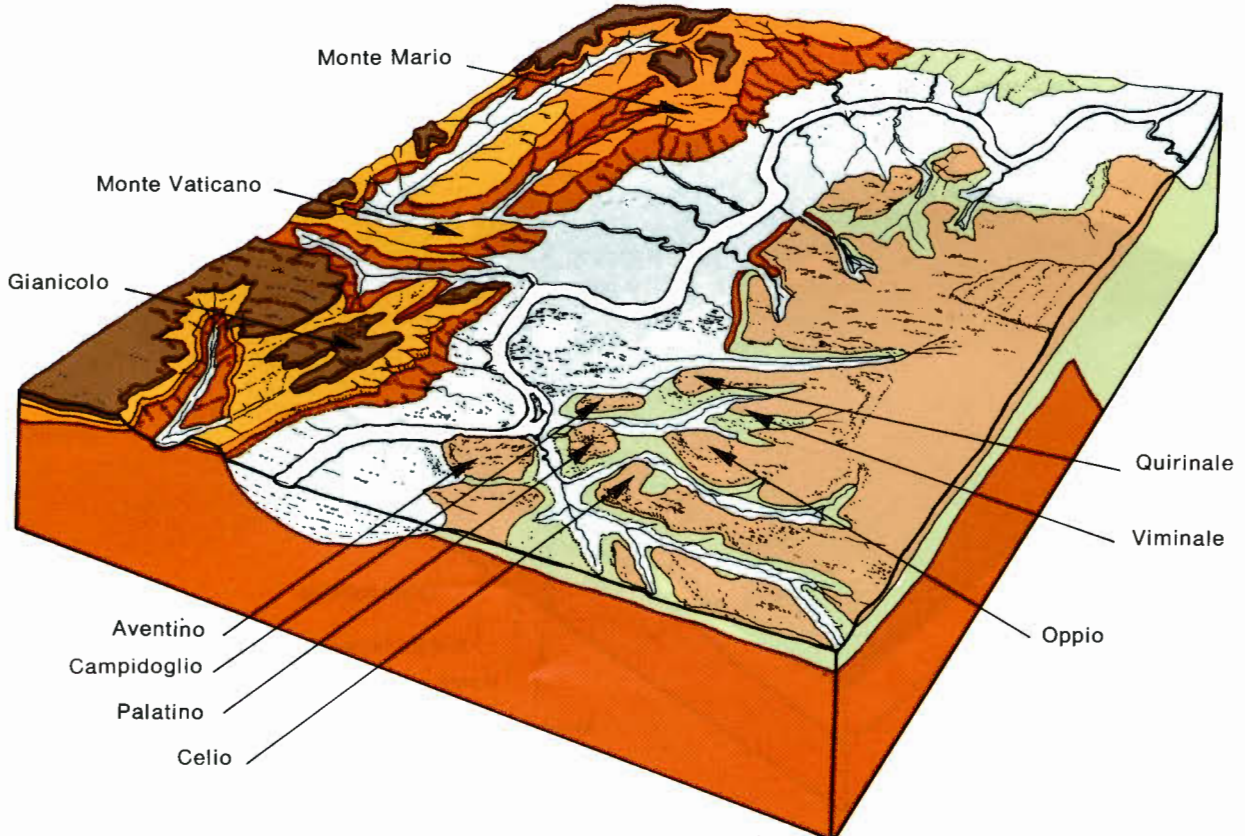


Fig. 13. - La morfologia dell'area della città di Roma come doveva apparire prima che l'uomo, attraverso la propria attività millenaria, modificasse i caratteri del paesaggio naturale.



In corrispondenza dell'ultima fase del periodo glaciale würmiano, circa 18.000 anni orsono, la forte regressione del livello marino determina una notevole erosione dei terreni sino a quel momento depositi: l'alveo del Tevere nell'area della città di Roma si approfondisce sino a quota - 50 metri s.l.m. mettendo a nudo il *bedrock* pliocenico, lungo il corso della sua valle e in corrispondenza dei propri affluenti. Si crea così la geometria del «contenitore» delle alluvioni recenti, sulle quali si svilupperanno molte parti della città (fig. 12). Il successivo innal-

zamento del livello marino, continuato fino all'epoca attuale, determina infatti il colmamento dei paleoalvei precedentemente incisi con depositi alluvionali a carattere prevalentemente argilloso, che raggiungono spessori di oltre 60 metri.

L'insieme dei processi descritti produce un assetto geologico molto complesso: la città di Roma si è sviluppata su un substrato estremamente articolato, risultato delle ripetute azioni erosive che, agendo su diverse classi di terreni, hanno determinando un modellamento selettivo del paesaggio (fig. 13).