

DEPOSITI CONTINENTALI PLIO-PLEISTOCENICI NELL'AREA DI MONTE GIOVI. RELAZIONE TRA L'EVOLUZIONE IDROGRAFICA E LA NEOTETTONICA DELLA VALDISIEVE (FIRENZE)

M. Benvenuti - M. Papini

Dip.to di Scienze della Terra, Università di Firenze, Firenze

ABSTRACT - *Plio-pleistocenic continental deposits in the Monte Giovi area. Relationship between hydrographic evolution and neotectonics of Valdiseve (Florence, Tuscany, Italy)* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 10(1), 1997, 105-120 - The results of a study on the Plio-Pleistocene continental deposits cropping out in the Monte Giovi area (Mugello-ValdiSieve area, Florence, Italy) are given in this paper. These deposits are interpreted as the record of tectonic events which influenced the hydrographic and physiographic regional evolution. Three continental successions can be identified. i) A fluvio-lacustrine succession of mass flow-dominated fan delta cobbles and gravels and lacustrine silty clays of latest Pliocene-lower Pleistocene age, which crops out only along the Mugello side of Monte Giovi. The top of the succession is covered by alluvial fan gravels. ii) A fluvial terraced succession of gravels, sands and silts which were deposited by braided, low sinuosity rivers and alluvial fans during three main fluvial episodes in late early Pleistocene?-Holocene times. iii) Colluvial sediments (latest Pliocene?-Pleistocene), which consist of chaotic deposits formed by debris fall, debris flow and colluvial slide materials. Travertine was deposited in a quiet environment (palustrine?) by carbonate-rich water from springs probably related to deep faults. Stratigraphic and sedimentological analyses together with geomorphic and structural observations indicate the presence of at least four tecto-sedimentary phases in the area during the latest Pliocene and Pleistocene. The first phase (latest Pliocene?) was characterized by extensional processes that caused the opening of the Mugello asymmetric fluvio-lacustrine basin. During the second phase (lower Pleistocene) the flanks of this basin were greatly uplifted and the depositional pattern of the fluvio-lacustrine succession was deformed. Uplifting might be related to compressive pulses. The third and fourth phases (latest lower/middle Pleistocene) were associated with extensional tectonics that reactivated the Monte Giovi differential uplifting movements, probably controlling fluvial and colluvial depositions. The fluvio-lacustrine and fluvial successions seem to have had a greater bearing on tecto-sedimentary events than the travertine and colluvial deposits. From the depositional point of view similar successions can be recognized also in other basins located in nearby areas (Firenze-Prato-Pistoia, Valdarno Superiore, Arezzo, Casentino). Deposition during the fluvio-lacustrine and fluvial phases was controlled by subsidence and uplift processes acting at different times in the various basins.

RIASSUNTO - *Depositi continentali plio-pleistocenici nell'area di Monte Giovi. Relazione tra l'evoluzione idrografica e la neotettonica della Valdiseve (Firenze)* - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 10(1), 1997, 105-120 - Vengono presentati nuovi dati sui depositi continentali plio-pleistocenici dei versanti di Monte Giovi (Firenze) nell'area compresa tra il Mugello e la ValdiSieve. Tali depositi vengono interpretati come testimonianze di episodi di natura tettonica che hanno controllato l'evoluzione idrografica ed orografica di questa zona. Sono state riconosciute tre successioni di sedimenti plio-pleistocenici. La successione fluvio-lacustre (Pliocene sup.?-Pleistocene inferiore) è presente solo sul versante mugellano della dorsale di M. Giovi. La successione fluviale terrazzata e quella dei colluvi e travertini (Pleistocene inf. finale?/Olocene), sono omogeneamente distribuite nell'area. L'analisi stratigrafica e sedimentologica delle successioni unite ad osservazioni geomorfologiche e strutturali ha consentito di ipotizzare almeno quattro principali fasi tettono-sedimentarie a carico della dorsale di M. Giovi. La prima fase (Pliocene sup. finale?) è associata a fenomeni distensivi che determinano la formazione del bacino lacustre del Mugello. La seconda (Pleistocene inferiore), è caratterizzata dalla deformazione dei margini di questo bacino contemporanea alla sedimentazione fluvio-lacustre. Tale fase potrebbe essere associata a brevi episodi compressivi. Nella terza e quarta fase (Pleist. inf. finale?/medio) si ha la ripresa di fenomeni estensionali che probabilmente influenzano in parte la sedimentazione dei depositi fluviali, dei colluvi e dei travertini. I depositi fluvio-lacustri e fluviali terrazzati assumono nell'evoluzione pleistocenica ed olocenica di quest'area un significato più ampio rispetto ai colluvi ed ai travertini. Il confronto tettono-sedimentario con bacini limitrofi all'area Mugello-ValdiSieve (Firenze-Prato-Pistoia, Valdarno Superiore, Arezzo, Casentino) consente di riconoscere eventi sedimentari analoghi controllati probabilmente da variabili regimi deformativi.

Parole chiave: Depositi continentali, Plio-Pleistocene, evoluzione idrografica, neotettonica, Valdiseve, Appennino Settentrionale
Key words: Continental deposits, Plio-Pleistocene, hydrographic evolution, neotectonics, Valdiseve, Northern Apennines

1. INTRODUZIONE

L'idrografia di regioni tettonicamente attive viene influenzata da pulsazioni deformative che con il sollevamento e/o lo sprofondamento di settori crostali inducono modificazioni nella rete di drenaggio (Alexander & Leeder, 1987; Leeder *et al.*, 1988; Burbank & Reynolds, 1988; Jolley *et al.*, 1990; Blair & McPherson, 1994). L'Appennino Settentrionale offre interessanti esempi di relazioni tra drenaggio ed attività tettonica. Le ricostruzioni paleoidrografiche dell'area centrale della catena nordappenninica (Bartolini & Pranzini, 1981; 1988), scaturiscono da analisi geomorfologiche correlate ai dati

stratigrafici e sedimentologici dei depositi di bacini intermontani di quest'area. Successivi spostamenti verso est dello spartiacque Tirreno-Adriatico, legati alla strutturazione plio-pleistocenica della catena, si associano a distinte fasi dell'evoluzione del reticolo idrografico. Un importante cambiamento nel regime idrografico della regione viene indotto dagli episodi estensionali che interessano la zona di catena a partire dal Pliocene Superiore. Il drenaggio verso il Mar Tirreno e l'orientazione dei principali sistemi fluviali parallelamente agli assi dei bacini testimoniano questo controllo strutturale. Il periodo compreso tra il Pliocene superiore finale ed il Pleistocene inferiore (Villafranchiano sup. negli schemi degli

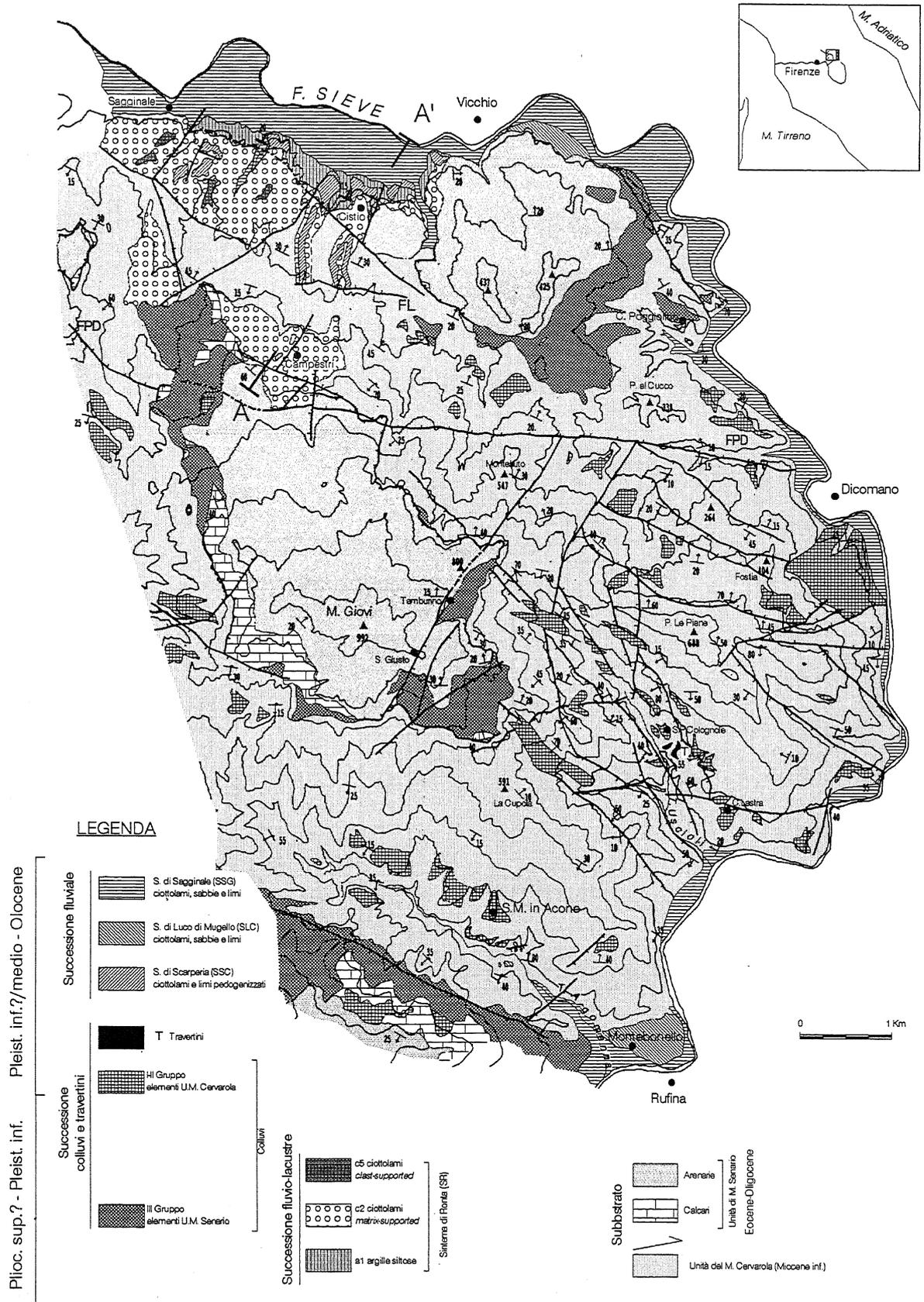


Fig. 1 - Carta geologica dell'area di Monte Giovi. FPD: faglia Poggiolo-Dicomano; FL: faglia di Lastricata. La sezione AA' è riportata in Fig. 2 a scala diversa da quella della carta.

Schematic geological map of the Monte Giovi area. FPD: Poggiolo-Dicomano fault; FL: Lastricata fault. The geological section AA' (Fig. 2) is at a scale different from that of the map.

autori op.cit.) coincide in tutta l'area in esame con un momento di formazione o riattivazione di bacini lacustri endoreici. Nella fase successiva (Pleistocene medio-sup.), l'erosione regressiva dei corsi d'acqua accompagnata da importanti catture idrografiche, causa l'incisione delle soglie che sbarravano i vari bacini generando l'attuale rete idrografica della quale il Fiume Arno è il collettore principale.

Le successioni fluvio-lacustri ed alluvionali di questi bacini hanno registrato le fasi deformative a carico di una catena che sembra aver subito durante il Plio-Pleistocene una complessa alternanza di regimi deformativi. Nuovi dati suggeriscono, anche per il Pleistocene, un quadro deformativo caratterizzato da pulsazioni compressive che interrompono, a varie riprese, la generale subsidenza tettonica in regime estensionale (Bernini *et al.*, 1990; Bettini *et al.*, 1990; Bonini & Sani, 1993).

Questo studio descrive la presenza di depositi continentali sui versanti di Monte Giovi il quale delimita la sponda destra del Fiume Sieve ed il bordo sudoccidentale della vallata del Mugello. L'analisi stratigrafico-deposizionale delle successioni individuate in quest'area suggerisce variazioni dei regimi deformativi che sembrano in buon accordo con l'evoluzione tettono-sedimentaria plio-pleistocenica delle aree limitrofe.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La dorsale di Monte Giovi-Monte Senario è costituita da una struttura a pieghe vergenti verso NE che coinvolge i depositi torbiditici dell'Unità del Monte Cervarola (Miocene Inferiore; Fig. 1). Tali depositi sono formati da alternanze di arenarie, siltiti, marne e talora da depositi silicei e vulcanoclastici per uno spessore osservabile di circa 800 m (Papini, 1991; Papini & Vannucci, 1993). Questa struttura è sormontata dall'Unità sub-liguride di Monte Senario (Eocene-Oligocene inf.), attraverso una superficie di sovrascorrimento suborizzontale. Le litologie costituenti questa unità sono rappresentate da alternanze di calcari mamosi ed arenarie grossolane (Valduga, 1957) di origine torbiditica, affioranti per uno spessore di 500 m.

Durante il Pleistocene questa struttura è stata interessata da estensione che ne ha complicato ulteriormente la geometria. A questa fase estensionale, probabilmente iniziata nel Pliocene superiore (Bartolini & Pranzini, 1979) si riferisce anche la strutturazione e l'attivazione del bacino del Mugello. Questo è attualmente caratterizzato da una geometria asimmetrica con il margine più acclive, sul quale si è impostato il sistema di faglie bordiere, coincidente con la dorsale di Monte Giovi. Durante il Pleistocene inferiore il bacino del Mugello è stato riempito da una successione fluvio-lacustre spessa oltre 500 m e costituita da ciottolami, sabbie ed argille talora lignitifere (GEMINA, 1961; Sanesi, 1965). Tale successione è in senso deposizionale riferibile alla progradazione, guidata da pulsazioni deformative, di apparati di delta conoide entro un lago localmente poco profondo (Benvenuti, 1994). Alla fase fluvio-lacustre, terminata probabilmente alla fine del Pleistocene inferiore, segue quella fluviale, dominata da ripetuti episodi di incisione e deposizione con la formazione di una caratteristica successione di

terrazzi descritta in dettaglio da Sanesi (1965). L'autore riconosce cinque ordini di terrazzi, considerati di origine climatica, che sono riferiti al Mindel, al Riss al Würm, all'Olocene ed all'attuale. Una ipotesi alternativa attribuisce un inizio più antico della fase alluvionale (primo Pleistocene medio) e suggerisce un'origine prevalentemente tettonica dei depositi sottesi da queste superfici (Benvenuti, 1994).

Dal punto di vista strutturale quest'area è attraversata in vicinanza della Valdisieve e del settore sudorientale del Mugello dalla linea Piombino-Faenza (PF). Questa importante struttura ad andamento antiappenninico viene ritenuta da molti autori una faglia a dinamica trascorrente sinistra (Boccaletti *et al.*, 1977; Boccaletti & Coli, 1979; Bemporad *et al.*, 1986).

3. I DEPOSITI CONTINENTALI SUI VERSANTI DI MONTE GIOVI

Nell'area in esame vengono riconosciuti depositi continentali ascrivibili a tre principali successioni (Fig. 1): 1) successione fluvio-lacustre presente sul lato mugellano di Monte Giovi; 2) successione fluviale terrazzata e 3) depositi colluviali e travertini entrambi variamente presenti nell'area in esame.

1) Successione fluvio-lacustre

I depositi di questa successione (Sintema di Ronta; Benvenuti, 1994), sono rappresentati da ciottolami e argille sabbioso-siltose affioranti lungo il bordo sudoccidentale del Mugello (Benvenuti & Papini, 1992) e debolmente inclinati verso NE (Fig. 2).

I ciottolami sono rappresentati da due litofacies principali. La prima, riferibile all'unità c2 di Benvenuti (1994), è costituita da ciottolami massicci o grossolanamente stratificati con clasti eterometrici (fino a 2 m di diametro) frequentemente angolari a tessitura matrice-sostenuta. I tipi litologici dei clasti — arenarie grossolane e calcari micritici biancastri — sono derivate dall'Unità subliguride di Monte Senario. L'unità c2 viene riferita a processi di trasporto in massa di flussi coesivi (*mudflows*) su un pendio acclive reso frequentemente instabile dall'attività tettonica del margine sudoccidentale del Mugello.

La seconda litofacies (c5 in Benvenuti, 1994) è costituita da ciottolami polimodali localmente arrossati, a stratificazione maldefinita, da moderatamente a ben arrotondati e a tessitura clasto-sostenuta. I clasti sono prevalentemente derivati dai tipi litologici dell'Unità di M. Senario. Tali depositi poggiano, tramite una troncatura erosiva e debolmente angolare, sui precedenti e vengono interpretati come prodotti da flussi ad alta concentrazione accumulati in conoidi alluvionali che chiudono la fase fluvio-lacustre del Mugello.

La litofacies argillosa riferibile all'unità a1 di Benvenuti (1994), è caratterizzata da argille siltoso-sabbiose grigie stratificate, in banchi spessi fino ad 1 m. Gli strati sono massicci o a laminazione pianoparallela orizzontale talora inclinata, a base netta e, nel caso di banchi sabbiosi, debolmente erosiva. Sono talora presenti livelli di ghiaie e ciottolami. Sono frequenti inoltre lamine e livelli arricchiti in sostanza organica (frustoli carboniosi). Questa

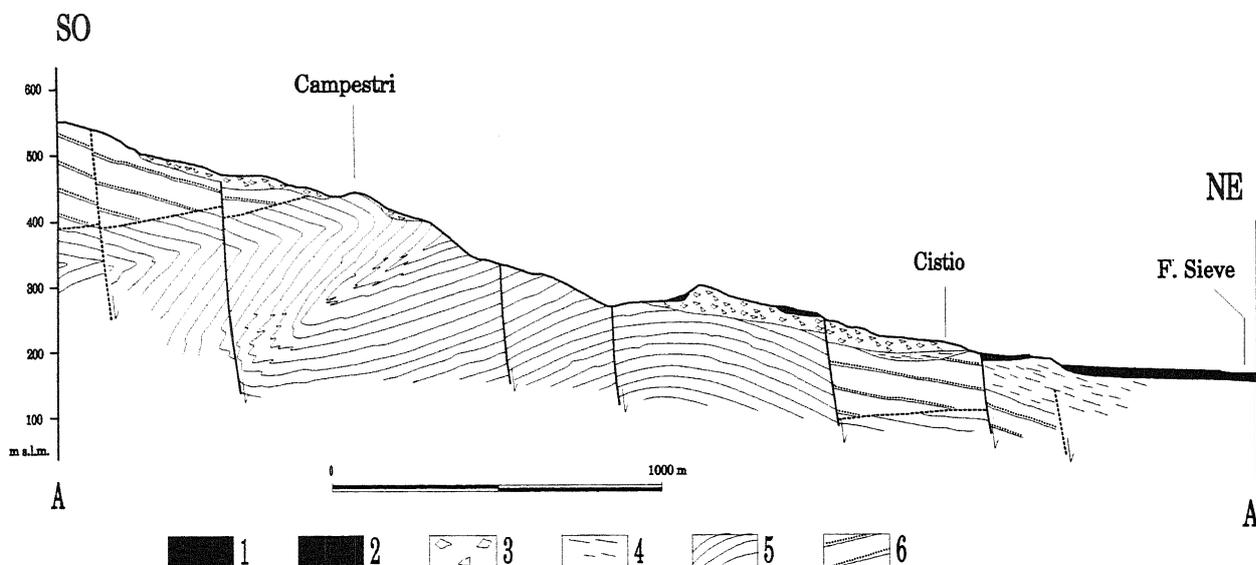


Fig. 2 - Sezione geologica AA'. 1: Sintema di Sagginale, ciottolami, sabbie e limi fluviali; 2: Sintema di Scarperia, ciottolami di conoide alluvionale; 3: c2, ciottolami di delta conoide; 4: al, argille lacustri; 5: Unità del M. Cervarola, siltiti ed arenarie fini; 6: Unità di M. Senario, arenarie grossolane, calcari marnosi alla base.

AA' geological section. 1: Sagginale Synthem, fluvial gravel, sand and silt; 2: Scarperia Synthem, alluvial fan gravel; 3: c2, fan delta gravel; 4: al, lacustrine clay; 5: M. Cervarola Unit, fine-grained sandstone and siltstone; 6: M. Senario Unit, coarse-grained sandstone and mudstone.

litofacies viene considerata come l'espressione di un ambiente lacustre marginale interessato dal frequente arrivo di materiale clastico grossolano sotto forma di correnti di densità. In questo senso tale litofacies può essere considerata laterale ai ciottolami c2 che costituivano la porzione subarea di delta conoidi dominati da trasporto in massa.

2) Successione fluviale terrazzata

I depositi di questa successione, rappresentati da ciottolami e limi, sono associati a lembi fortemente disarticolati di tre ordini di superfici riconoscibili a varie quote su tutta l'area esaminata. Essi poggiano in discordanza sia sui depositi della successione fluvio-lacustre sia sul substrato pre- plio/pleistocenico

La più alta di queste superfici delimita ciottolami e, in misura minore, limi fortemente alterati; questi, sul lato mugellano di Monte Giovi, costituiscono il sintema di

Scarperia probabilmente riferibile al Pleistocene medio (Benvenuti, 1994). Tali ciottolami sono polimodali, ben arrotondati, a tessitura clasto-sostenuta ed embriciati ad indicare alimentazioni dal versante di M. Giovi. Questi sedimenti vengono interpretati come depositi di conoidi alluvionali. I ciottolami sono fortemente alterati con caratteri pedogenetici quali screziature grigio-rossastre indicanti idromorfia (*pseudogley*). Al tetto sono spesso presenti limi arrossati con noduli e concrezioni manganesefere. Questi depositi rappresentano il profilo tronco di paleosuoli (*vetusuoli sensu Cremaschi, 1987*), analoghi a quelli lisciviati presenti al tetto dei ciottolami del terrazzo "Rissiano" di Sanesi (1965). Depositi analoghi vengono segnalati sul lato destro del F. Sieve a valle di Vicchio di Mugello (superficie di C. Poggiolino).

La superficie intermedia viene riconosciuta in piccoli lembi sul lato destro del F. Sieve a valle di Vicchio e nei pressi di Rufina (superficie di Montebonello), nella valle del T. Argomena e in quella del T. Uscioli che solcano il versante meridionale di Monte Giovi. Lungo questi torrenti le superfici sottendono depo-

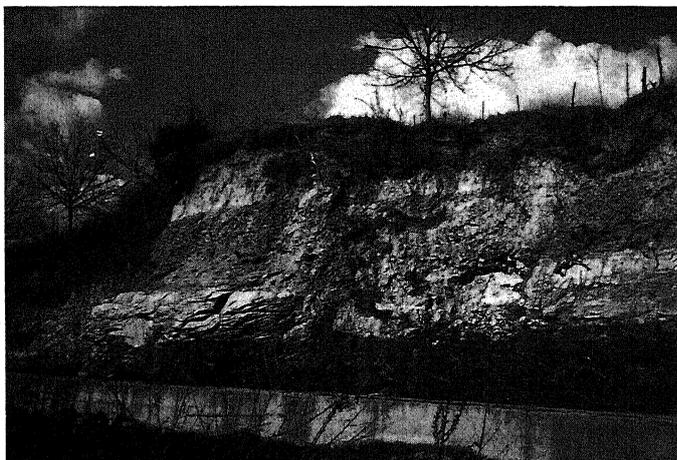


Fig. 3 - Sintema di Luco di Mugello: l'affioramento, alto circa 4 m, si trova immediatamente a valle di Vicchio di Mugello in sinistra del Fiume Sieve. Sono visibili ciottolami e limi fluviali sovrastanti i depositi marnoso-siltosi del substrato. Si noti il contatto netto tra i ciottolami depositi dal paleoSieve a carattere probabilmente intrecciato e i limi massicci e debolmente pedogenizzati che indicano condizioni deposizionali di bassa energia.

Luco di Mugello Synthem: fluvial deposits up to 4 m thick on the left bank of Sieve River close to the Vicchio village. These deposits consist of fluvial gravel and silt resting over marls and siltstone of the "M. Cervarola Unit". The braided stream gravels are overlain by weakly pedogenized floodplain silts.

siti spessi fino a 3 m costituiti da ciottolami tessituralmente simili ai precedenti ma notevolmente meno alterati che vengono interpretati come depositi di corsi a carattere torrentizio. Nella valle del Fiume Sieve i depositi, spessi fino a 5 m, sono rappresentati alla base da ciottolami da moderatamente a ben classati ed embriciati e da limi sabbiosi massicci nella parte superiore (Fig. 3). Questi depositi sono stati depositi da un corso a bassa sinuosità simile all'attuale Fiume Sieve.

La superficie di fondo valle è ben rappresentata lungo i corsi del F. Sieve e dei suoi affluenti che scendono dai lati di Monte Giovi (Fig. 4). Nella valle del Mugello questa superficie segna il tetto del sistema di Sagginale riferito genericamente all'Olocene (Benvenuti, 1994). I depositi sottostanti questa superficie spessi fino a 6 m, sono rappresentati da ciottolami, limi ed in misura minore da sabbie. I ciottolami da polimodali a moderatamente classati e ben embriciati, costituiscono litosomi lentiformi a base erosiva sormontati da sabbie a stratificazione inclinata verso il canale. Nell'insieme questi depositi vengono interpretati come riempimenti di canali fluviali a bassa sinuosità attraverso la migrazione di barre laterali. I limi massicci o finemente laminati con presenza di sostanza organica (frammenti di legno e frustoli carboniosi), debolmente alterati e bioturbati da radici, costituiscono la porzione superiore di questa unità ed indicano il passaggio da un area di canali fluviali ad una piana alluvionale con zone temporaneamente palustri.

3) Depositi colluviali e travertini

Anche questi depositi sono associati a superfici ben individuabili sui lati orientale e meridionale di Monte Giovi, in corrispondenza di aree fagliate (Fig. 5).

Depositi colluviali: sono presenti in piccoli lembi a varie quote e sono differenziati in tre gruppi per i caratteri litologici.

Il primo gruppo è caratterizzato da *silt* argillosi bruni, massicci, con clasti da angolari a subangolari di diametro fino a 30 cm derivati dalle litologie dell'Unità del M. Cervarola. Lo spessore di questi accumuli è variabile fino a 10-15 m.

Nel secondo gruppo si hanno accumuli caotici di pezzame angolare di diametro fino a 2 m, costituito prevalentemente da siltici e marne dell'Unità del Monte Cervarola. Tra i clasti è presente una matrice siltosa talora molto abbondante. Lo spessore è in alcuni casi superiore ai 10 m.

Il terzo gruppo viene distinto principalmente sulla base di osservazioni morfologiche sporadicamente associate al riconoscimento di depositi. Ai fianchi delle placche dell'unità di Monte Senario e lungo alcune importanti faglie normali sono visibili superfici irregolari che nell'insieme individuano una morfologia dolce occupata prevalentemente da pascoli. Sono talora presenti sparsi blocchi da decimetrici a metrici derivati prevalentemente dalle litologie dell'unità di M. Senario. I clasti da angolari a subarrotondati sono immersi in matrice argilloso-siltosa e sono profondamente alterati con screziature grigio-rossastre imputabili a ossidi e idrossidi di ferro.

Complessivamente i caratteri sedimentologici di questi depositi, sia a tessitura fine che grossolana, fanno

escludere una messa in posto da correnti idriche. La struttura massiccia, la tessitura disorganizzata, la scarsa o nulla elaborazione dei clasti suggeriscono meccanismi deposizionali caratteristici di flussi gravitativi. I depositi grossolani possono essere riferiti a meccanismi di *debris fall*, talora di *debris flow* e *colluvial slides*. I depositi fini sembrano indicare analoghi processi anche se probabilmente denotano condizioni climatiche difficilmente contemporanee con quelle della messa in posto dei tipi grossolani. Un clima probabilmente umido e quindi più efficace per l'alterazione, potrebbe aver caratterizzato la formazione del colluvio fine mentre condizioni fredde e secche potrebbero aver favorito l'accumulo del colluvio grossolano.

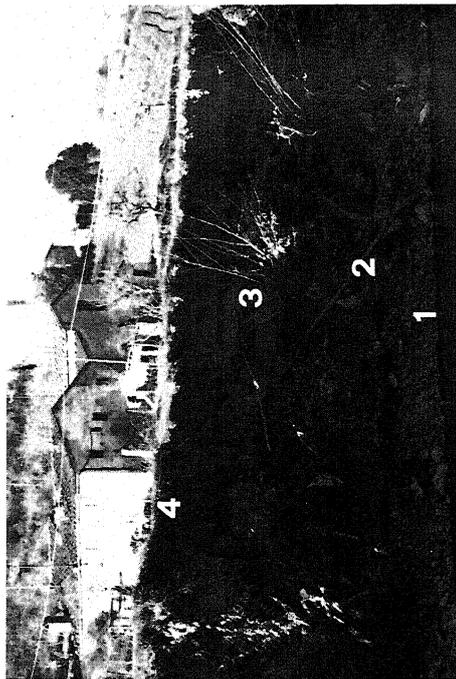
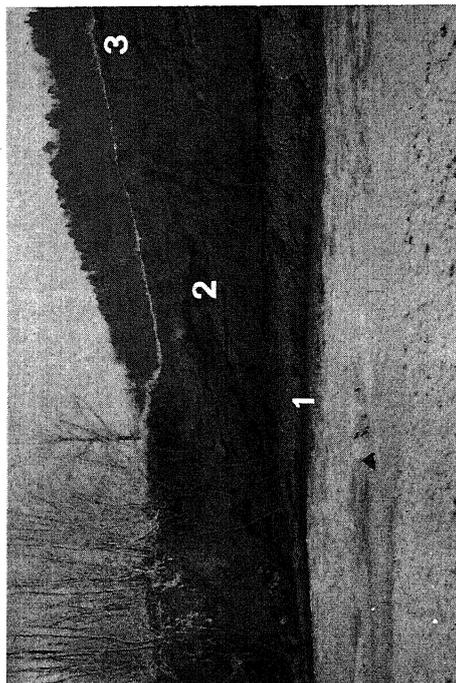
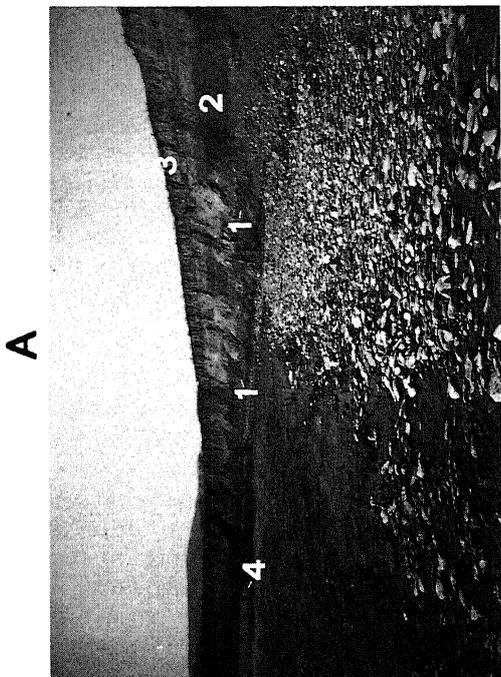
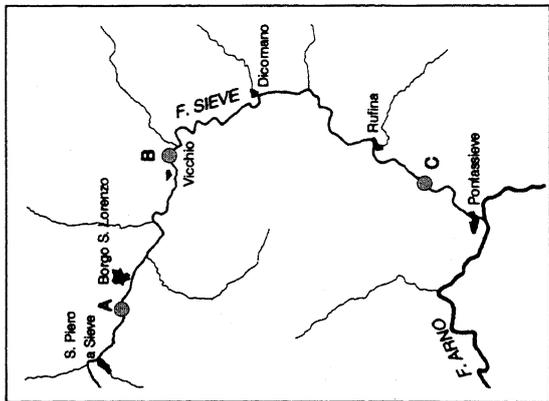
I depositi del terzo gruppo sono presenti alle quote più elevate, sono incisi denotando un ringiovanimento della loro morfologia e sono molto alterati. La loro distribuzione lungo il versante mugellano è coerente con la dislocazione delle unità di substrato rispetto alla faglia normale Poggiolo-Dicomano. Sulla base di questi elementi i depositi del terzo gruppo sembrano associati alla più antica fase di colluvionamento dei versanti di M. Giovi.

Travertini: depositi carbonatici interpretati come travertini (Papini, 1991) affiorano limitatamente lungo un affluente del T. Uscioi. Un'analisi di dettaglio su un affioramento più esteso ha evidenziato la notevole complessità stratigrafica di questi depositi. Ad un esame macroscopico i travertini, qui spessi oltre 30 m, possono essere classificati come *clastic travertine* (*sensu* Ferreri, 1985). La tessitura è caratterizzata da clasti calcarei di forma irregolare (fitoclasti?) e diametro fino a 2 cm in matrice calcisiltitica talora abbondante, sono inoltre presenti gasteropodi polmonati. Sulla base di questi caratteri il deposito viene tentativamente riferito al tipo *travertine sand* (*sensu* Ferreri, 1985).

Questo deposito è intensamente carsificato e sono abbondanti vari tipi di concrezioni calcaree sulle pareti di fessure e cavità. Alcune cavità sono state riempite da depositi colluviali costituiti da *silt* argillosi marroni con clasti angolari di pochi centimetri di diametro derivati dalle siltiti dell'Unità del M. Cervarola. Entro questi depositi sono talora presenti gasteropodi. Alcuni riempimenti mostrano al tetto livelli di clasti siltitici, rivestiti da concrezioni calcaree, e orizzonti pisolitici.

Questi depositi registrano una storia deposizionale alquanto articolata. La deposizione dei travertini è probabilmente legata all'attivazione di faglie che hanno permesso la circolazione e la risalita di acque ricche in carbonati. Dato l'assetto stratigrafico e strutturale del substrato, qui rappresentato dalle spesse successioni silicoclastiche dell'Unità del M. Cervarola, si deve presumere un'origine relativamente profonda di acque calcaree arricchite a carico di successioni carbonatiche. La deposizione dei travertini potrebbe essere avvenuta in prossimità di sorgenti caratterizzate da temporaneo ristagno di acqua. Nell'insieme, infatti, la facies descritta sembra indicare un ambiente di deposizione relativamente tranquillo confrontabile nello schema di Violante *et al.* (1994) all'associazione di litofacies 4 riferita ad un ambiente lacustre poco profondo o palustre.

Una variazione del livello di base legata ancora all'atti-



vazione di faglie normali ha portato poi alla carsificazione dei depositi con concrezionamento delle fessure ed al loro successivo riempimento parziale per arrivo di materiale colluviale. Alcuni eventi sembrano imputabili a variazioni climatiche; il concrezionamento delle fessure, il rivestimento calcareo di clasti e la formazione di pisoliti al tetto dei riempimenti, potrebbero suggerire ripetute fasi temperato-calde caratterizzate da scarsi apporti terrigeni entro il reticolo carsico.

4. DISCUSSIONE

I dati raccolti permettono di formulare alcune considerazioni ed ipotesi che possono essere raggruppate nei

Fig. 4 - Sintema di Sagginale: gli affioramenti sono localizzati lungo il Fiume Sieve. **A)** affioramento nei pressi di Borgo S. Lorenzo; alla base sono visibili corpi conglomeratici lentiformi (1), che rappresentano riempimenti di canali di un piccolo tributario in sinistra del F. Sieve. I depositi grossolani sono sormontati con contatto netto da limi sabbioso-argillosi finemente stratificati ricchi di sostanza organica, bioturbati da radici e debolmente pedogenizzati (2) accumulati in aree di esondazione e ristagno d'acqua. Nella parte superiore dell'affioramento è visibile un limite netto che separa i sottostanti depositi da argille siltose pedogenizzate (3), legate ad esondazioni recenti del F. Sieve. L'affioramento è alto 5 m circa. Nell'attuale canale sinuoso è visibile una barra laterale (4). **B)** affioramento a valle di Vicchio di Mugello; alluvioni grossolane (1), deposte dal paleoSieve divagante sulla piana poggiano erosivamente su depositi del substrato e sono sormontati con contatto netto da sabbie limose e limi. Nei livelli sabbiosi (2) sono visibili sets di strati inclinati verso l'attuale canale deposti dalla migrazione di una barra laterale di un corso sinuoso. Nella porzione superiore si hanno limi bioturbati e debolmente pedogenizzati (3) che attestano condizioni di bassa energia deposizionale in chiusura di questo ciclo sedimentano. L'affioramento è alto circa 4 m. **C)** affioramento a valle di Rufina; alla base ciottolami deposti da un corso intrecciato (1), sormontati con contatto erosivo da ciottolami a stratificazione debolmente inclinata verso canale (2). Questi depositi che attestano la migrazione di barre laterali in un corso sinuoso (analoghe a 4 in foto **A**), sono sormontati a loro volta da sabbie limose e limi bioturbati e pedogenizzati deposti in condizioni di bassa energia (3). In analogia alla foto in **A**) argille siltose massicce e pedogenizzate (4) sono presenti nella parte superiore dell'affioramento e poggiano con contatto netto sui depositi sottostanti. L'affioramento è alto circa 3 m.

Sagginale Synthem: the outcrops are exposed along the Sieve River. **A)** outcrop close to the village of Borgo S. Lorenzo; at the base channelized gravels are visible (1). These deposits are overlain by floodplain and pond organic-rich muds, these latter being thinly laminated, bioturbated (roots) and weakly pedogenized (2). In the uppermost part of the section, very recent floodplain pedogenized silts rest over the previous deposits (3). The outcrop is about 5 m high. In the present-day sinuous channel a gravelly point bar is visible (4). **B)** section close to the village of Vicchio; braided river gravelly deposits, which cover unconformably the bedrock (1) and are, in turn, overlain by silty sands and muds. The silty sands are cross stratified (sets dipping toward the channel) and are interpreted as point bar deposits (2). In the upper part of the section floodplain weakly pedogenized muds are present. The outcrop is about 4 m high. **C)** section located downstream of Rufina village; braided stream gravels (1) are erosively overlain by cross stratified gravels (2). These latter, which are interpreted as coarse-grained point bar deposits, are overlain by sands and pedogenized silts deposited on the floodplain (3). Finally, very recent floodplain fine-grained deposits rest directly over the previous deposits (4). The section is up to 3 m thick.

seguenti punti:

a) *Correlazioni stratigrafiche* - Tre diverse successioni continentali di età plio-quadernaria sono presenti sui versanti della dorsale di Monte Giovi. I depositi della successione fluvio-lacustre affiorano solo sul lato mugellano della dorsale e indicano assieme a quelli sul margine nord-orientale del bacino, condizioni endoreiche del Mugello tra la fine del Pliocene Superiore ed il Pleistocene inferiore (Pini, 1977; Bartolini & Pranzini, 1981; 1988; Benvenuti, 1994). La successione fluviale terrazzata assume particolare importanza per l'evoluzione idrografica della Valdisieve. I depositi di questa successione presenti sui versanti meridionale (valle del T. Argomena) e nord-orientale di Monte Giovi vengono correlati con quelli del Mugello (Benvenuti, 1994). I depositi alluvionali di C. Poggiolino vengono riferiti al sintema di Scarperia (SSC) mentre i depositi affioranti nelle valli del F. Sieve (superficie a valle di Vicchio e superficie di Montebonello), dei torrenti Argomena e Uscioli sono correlati al sintema di Luco di Mugello (SLC). Le superfici di fondo valle e i depositi ad esse associati vengono infine riferiti al sintema di Sagginale (SSG).

La successione colluviale alla quale si associano anche i travertini del T. Uscioli, è caratterizzata da varie superfici che, nonostante le dislocazioni, sembrano individuare quattro principali paleoversanti (Fig. 5). Il più antico corrisponde ai lembi dei colluvi del III tipo mentre i successivi ai colluvi (I e II tipo) e ai travertini.

b) *Evidenze di tettonica estensionale nei depositi continentali* - L'attività pleistocenica di faglie normali sul lato mugellano della dorsale è testimoniata da dislocazioni superiori ai 100 m tra i depositi fluvio-lacustri (unità c2) lungo la faglia di Lastricata (Fig. 2). Le unità di Monte Senario-Monte Cervarola dislocate di oltre 300 m lungo la faglia Poggiolo-Dicomano, testimoniano infine una possibile fase estensionale pre-lacustre. I lembi di ciottolami del SSC affioranti sullo stesso versante che dovevano originariamente costituire un'unica superficie, sono anch'essi dislocati e si trovano a quote comprese tra i 200 e i 270 m. L'attività di faglie normali viene individuata anche a carico dei depositi del SLC nei piccoli lembi presenti nella valle del T. Argomena.

Una marcata evidenza sedimentaria dell'attività tettonica è inoltre individuabile nella successione dei colluvi e dei travertini. Nell'insieme questi depositi costituiscono almeno cinque ordini di superfici localizzabili a quote comprese fra i 200 ed i 500 m che suggeriscono l'esistenza di faglie normali formanti sistemi a gradinata.

c) *Evoluzione tettono-sedimentaria* - Sulla base delle diverse successioni e delle faglie che le intersecano, si possono evidenziare almeno quattro principali fasi tettono-sedimentarie che hanno interessato tra la fine del Pliocene ed il Pleistocene l'area di Monte Giovi (Fig. 6). Ad una prima fase estensionale (Pliocene sup. ?; Fig. 6a), che ha generato i sistemi di faglie bordiere ad andamento ONO-ESE (faglia di Poggiolo-Dicomano), si può imputare l'apertura del bacino del Mugello e l'inizio della deposizione fluvio-lacustre. Nella seconda fase (Pleistocene inferiore; Fig. 6b), il riempimento del bacino prosegue con la progredazione di apparati di delta conoidi dai

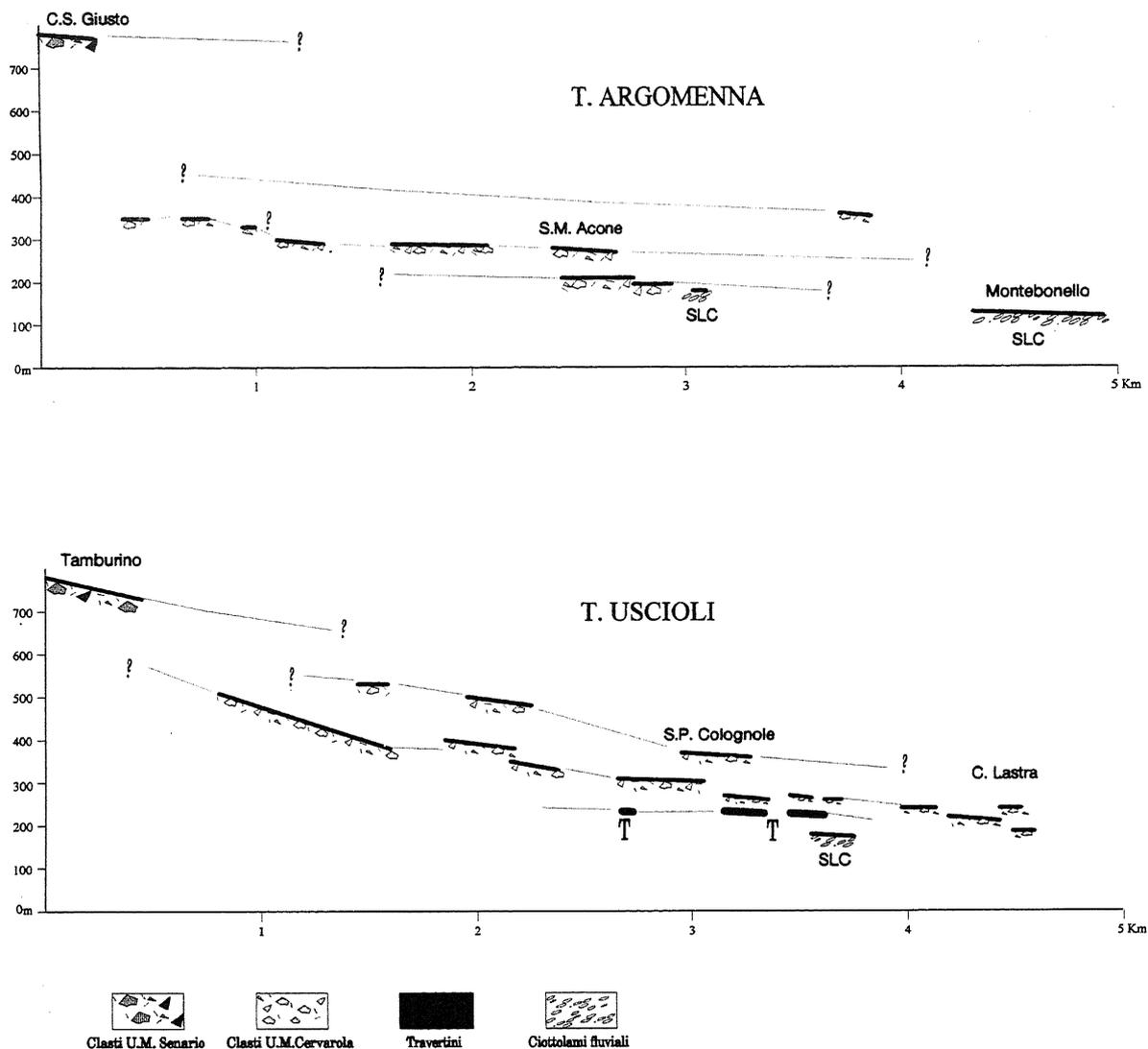


Fig. 5 - Distribuzione delle superfici colluviali e di travertini lungo le valli dei torrenti Argomenna ed Uscioli. Le linee tratteggiate rappresentano tentativi di correlazione tra i vari ordini di superfici.

Colluvial and travertine deposits along the Argomenna and Uscioli creeks. Dotted lines indicate possible correlations between surfaces of different order.

marginati entro un lago localmente poco profondo. Questa evoluzione sedimentaria è guidata da pulsazioni deformative che interessano maggiormente il margine NE del bacino (Benvenuti, 1994). La geometria sinforme della successione fluvio-lacustre (Benvenuti, 1996, in prep.; Boccaletti *et al.*, 1995) unita alla presenza di discordanze angolari sindeposizionali nei depositi di delta conoide testimoniano un sollevamento differenziale dei margini del bacino causato probabilmente da brevi pulsazioni compressive. Geometrie deformative analoghe sono caratteristiche nelle successioni continentali di bacini associati a regimi compressivi (*foreland* terziari: Ebro: Riba, 1976; Anadon *et al.*, 1986; Himalaya: Burbank & Reynolds, 1988). Pulsazioni compressive di cui vi è evidenza a scala meso-strutturale (strie stilolitiche su ciottolami fluvio-lacustri, Bettini *et al.*, 1990), hanno interessato il bacino anche durante il Pleistocene medio/superiore (Bonini & Sani, 1993).

La terza fase (Pleistocene medio ?; Fig. 6c), è caratterizzata dalla ripresa di deformazioni estensionali

che causano le dislocazioni dei depositi fluvio-lacustri (faglia di Lastricata). Nella quarta fase (Pleistocene medio-sup ?), l'attività di faglie normali interessa anche i depositi del SSC.

I depositi colluviali e travertinosi registrano le tappe della dislocazione della dorsale di Monte Giovi riferibili alle fasi caratterizzate da regime estensionale. Alcuni aspetti morfo-strutturali suggeriscono che i colluvi del terzo gruppo siano i più antichi probabilmente antecedenti o sintettonici rispetto alla prima fase estensionale. Questi depositi e le relative superfici potrebbero avere un significato analogo alle superfici sommitali, associate a residui di suoli plintitici, di altre aree dell'Appennino Settentrionale (Bartolini, 1980; Bartolini *et al.*, 1984). Questi suoli mostrano caratteri quali la spinta idromorfica che denotano un'alterazione in condizioni morfodinamiche di bassa energia di rilievo che probabilmente caratterizzavano la catena nell'intervallo tardo Pliocene-primario Pleistocene.

I colluvi del primo e secondo gruppo vengono nell'insieme correlati con la terza e quarta fase tettonica. Faglie normali a carico del SLC suggeriscono una riattivazione della tettonica distensiva anche in tempi successivi alla quarta fase tettonica. La distribuzione delle litologie di substrato nella frazione clastica grossolana delle tre successioni è in buon accordo con questa evoluzione. I depositi grossolani della successione fluvio-lacustre e dei colluvi del terzo tipo, costituiti dalle arenarie e dai calcari dell'Unità M. Senario, testimoniano la non esposizione dell'Unità M. Cervarola durante la prima e seconda fase. Al proseguire dell'estensione dei versanti di M. Giovi (terza e quarta fase), anche questa unità viene denudata e deposta nelle successioni fluviale e dei colluvi (primo e secondo tipo).

Ipotesi sull'origine della successione fluviale

I depositi terrazzati del Mugello sono stati precedentemente considerati di origine climatica e riferiti ai principali cicli climatici quaternari (Sanesi, 1965). Secondo questa interpretazione la formazione dei terrazzi "Mindeliano", "Rissiano" e "Würmiano" è avvenuta durante le omonime fasi glaciali mentre l'alterazione dei depositi durante gli interglaciali. Evidenze morfologiche suggeriscono tuttavia un forte controllo tettonico sull'origine di questi cicli sedimentari. La presenza dei depositi terrazzati non è omogeneamente distribuita nell'area: nel Mugello questi sono maggiormente presenti sul lato nord-orientale del bacino. Il F. Sieve è addossato lungo il margine opposto come conseguenza dell'asimmetria strutturale del bacino e dell'attività del sistema di faglie bordiere. Le superfici terrazzate inclinano verso bacino con valori che diminuiscono da quelle più antiche alle recenti (Sanesi, 1965). Fasi di sedimentazione ed erosione fluviali vengono indotte anche da variazioni climatiche attraverso controlli sulla frequenza e la grandezza delle portate e sull'apporto sedimentario (Shanley & McCabe, 1994). Studi sulla dinamica di sistemi fluviali tardo pleistocenici ed olocenici (Hall, 1990; Blum, 1992), dimostrano che questo controllo climatico agisce a scale temporali dell'ordine delle migliaia di anni. La successione fluviale del Mugello-Valdisieve registra tre eventi erosivo-deposizionali avvenuti nell'ordine delle centinaia di migliaia di anni entro i quali ragionevolmente si sono avute variazioni climatiche ad alta frequenza. Queste possono avere modificato i modi ed i tipi di riempimento delle valli fluviali e delle aree alluvionali ma non sembrano sufficienti a giustificare le principali variazioni dello spazio di accomodazione fluviale osservate nella successione.

L'origine di tale successione viene attribuita a riaggiustamenti della rete di drenaggio innescati dal ricorrente sollevamento generale di quest'area. L'inizio di ciascuno dei tre cicli alluvionali è caratterizzato dall'incisione di preesistenti depositi a seguito di abbassamenti relativi del livello di base locale. L'aggradazione fluviale ed alluvionale che termina con la formazione di una superficie, indica l'attenuazione di questi gradienti fino al parziale colmamento dello spazio creatosi con l'incisione. Nelle tre successioni fluviali terrazzate ed in particolare nei depositi caratterizzanti il SLC e il SSG questo colmamento è rappresentato da una tendenza *fining upward* che testimonia il passaggio da deposizione fluviale ad alta

energia a deposizione palustre o fluviale a bassa energia (Fig. 3 e 4). Questa evoluzione deposizionale può essere inquadrata in due ipotesi di variazione del livello di base associata a meccanismi deformativi (Fig. 7).

Secondo la prima ipotesi quest'area subisce dal Pleistocene inferiore finale/medio pulsazioni di sollevamento seguite da stasi tettonica. Il sollevamento è relativo rispetto al settore centro-settentrionale del Bacino di Firenze-Prato-Pistoia, zona che sembra controllare il livello di base della Valdisieve durante la fase fluviale. La cerniera tettonica di questo sistema è riconoscibile nelle faglie normali presenti nel Bacino di Firenze (vedi Fig. 8). Oltre alla faglia bordiera localizzata sul margine nord-orientale assumono importanza come linee di svincolo le faglie trasversali presenti nel settore sudorientale. Lo spazio prodotto dall'incisione fluviale resta pressoché costante e viene colmato da sedimenti via via più fini come conseguenza di nuove condizioni di equilibrio nella rete di drenaggio.

La seconda ipotesi suggerisce un meccanismo imputato all'alternanza di regimi estensionali e compressivi. Ogni ciclo fluviale inizia a seguito di una fase estensionale che innesca il riaggiustamento del reticolo idrografico con erosione e deposizione di alluvioni grossolane. Segue poi una fase di sollevamento della catena, probabilmente associata a pulsazioni compressive, con rapida subsidenza nei bacini. Questi eventi si traducono in senso deposizionale nell'aggradazione di depositi fini. Una riattivazione di elementi disgiuntivi causa l'inizio di un nuovo ciclo. Le evidenze di compressioni avvenute tra il Pleistocene medio e superiore nel Mugello (Bettini *et al.*, 1990; Bonini & Sani, 1993) e quelle delle fasi estensionali sopra citate sembrano avvalorare questa ipotesi.

5. L'EVOLUZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DEL MUGELLO-VALDISIEVE IN RAPPORTO ALLE AREE LIMITROFE

I bacini intermontani limitrofi al Mugello-Valdisieve nell'insieme compresi nel medio-alto bacino del Fiume Arno sono il bacino di Firenze-Prato-Pistoia (Capecchi *et al.*, 1975a,b; Capecchi & Pranzini, 1985), il Valdarno Superiore (Sagri & Magi, 1992), il bacino di Arezzo (Malcapi, 1995) ed il Casentino (Galligani, 1971). L'evoluzione sedimentaria di questi bacini nell'intervallo Pliocene superiore-Olocene è generalizzabile in due principali fasi deposizionali (Fig. 8), le cui età di inizio e fine sono tempo trasgressive dai bacini occidentali verso quelli orientali. La fase fluvio-lacustre (Pliocene Sup. finale/Pleistocene inferiore) è dominata dallo sviluppo di aree lacustro-palustri, a drenaggio interno, entro le quali progredivano apparati di delta conoide mentre in aree riparate si formavano torbiere. La fase fluviale (Pleistocene inferiore finale?-Olocene) vede lo sviluppo di una rete di drenaggio che attivava nei vari bacini, conoidi alluvionali e piane fluviali.

Se la stessa evoluzione viene riletta in chiave tettono-sedimentaria si individua nella formazione di bacini lacustri chiusi la testimonianza di forte subsidenza tettonica (Fig. 8a). Questo comune fenomeno non implica

Sezioni longitudinali alle principali valli fluviali

Sezioni trasversali alle principali valli fluviali

Models of tectonic control on the formation of the Mugello-Valdisieve fluvial deposits. 1-2a-3a-4: the base-level is controlled only by extensional tectonics; 1-2b-3b-4: the base-level is controlled by alternating compressive and extensional pulses. CTE: tectonic hinge during extensional phases; CTC: tectonic hinge during compressive phases; SOLL: uplift; SUB: subsidence.

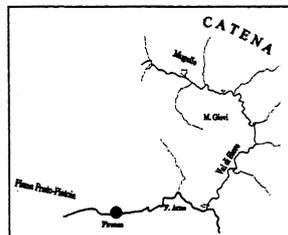
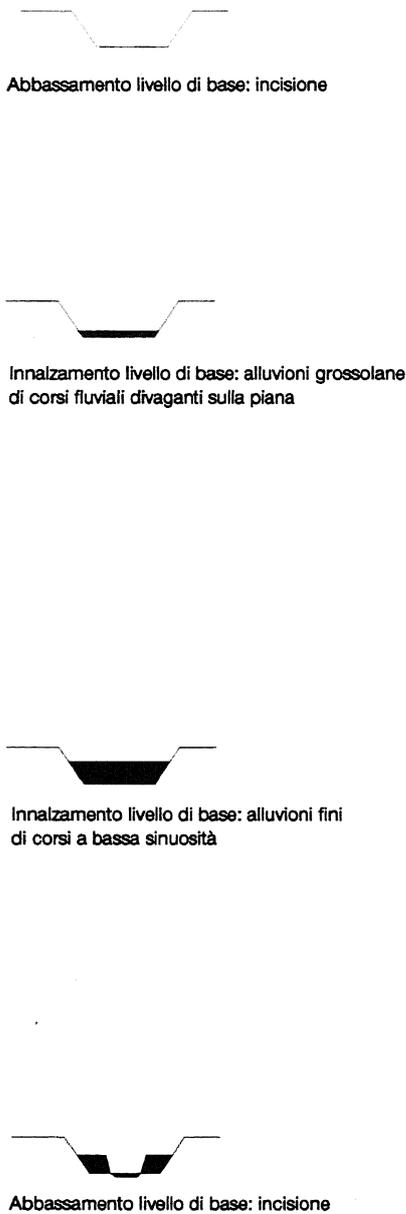
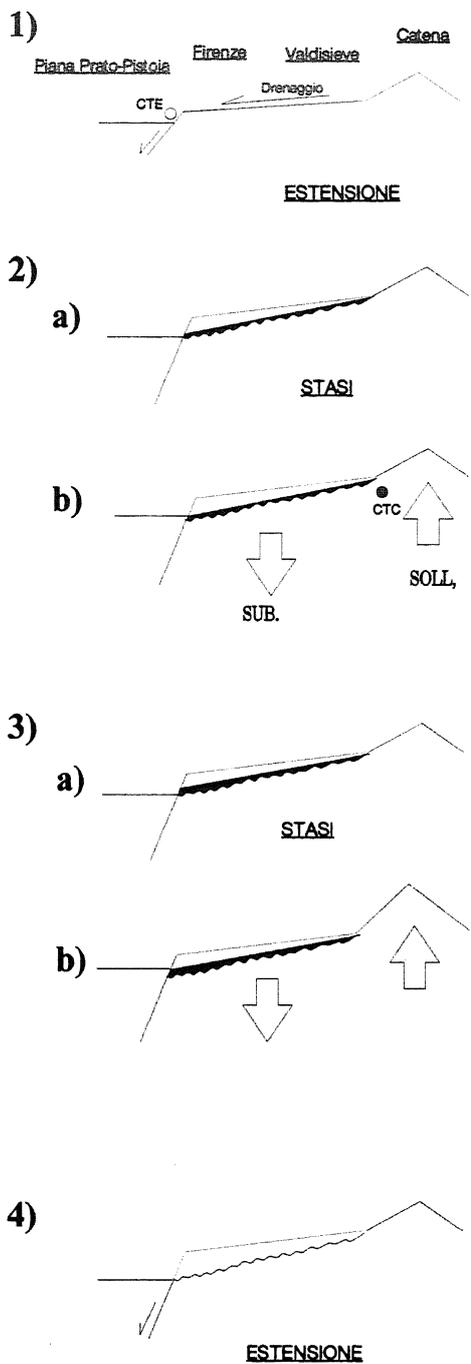


Fig. 7 - Ipotesi di origine tettonica dei depositi fluviali del Mugello-Valdisieve secondo due meccanismi deformativi. Modello 1-2a-3a-4: controllo sul livello di base in un regime esclusivamente estensionale; Modello 1-2b-3b-4: controllo sul livello di base in un'alternanza di fasi estensionali e compressive. CTE: cerniera tettonica in regime estensionale; CTC: cerniera tettonica in regime compressivo; SOLL: prevalente sollevamento; SUB: prevalente subsidenza.

analoghi meccanismi deformativi a carico delle sponde dei bacini. Nel Mugello ad esempio la subsidenza inizialmente in regime estensionale era accompagnata durante la fase fluvio-lacustre dal sollevamento dei margini per probabile riattivazione di preesistenti strutture compressive (Benvenuti, 1994, Boccaletti *et al.*, 1995). In Valdarno Superiore, invece, lo sprofondamento del bacino si associava a sistemi di faglie normali attivi, particolarmente lungo il margine nordorientale, durante tutta la fase fluvio-lacustre (Magi & Sagri, 1992). La deformazione marcata da discordanze angolari ed erosive, che tra la fine del Pleistocene

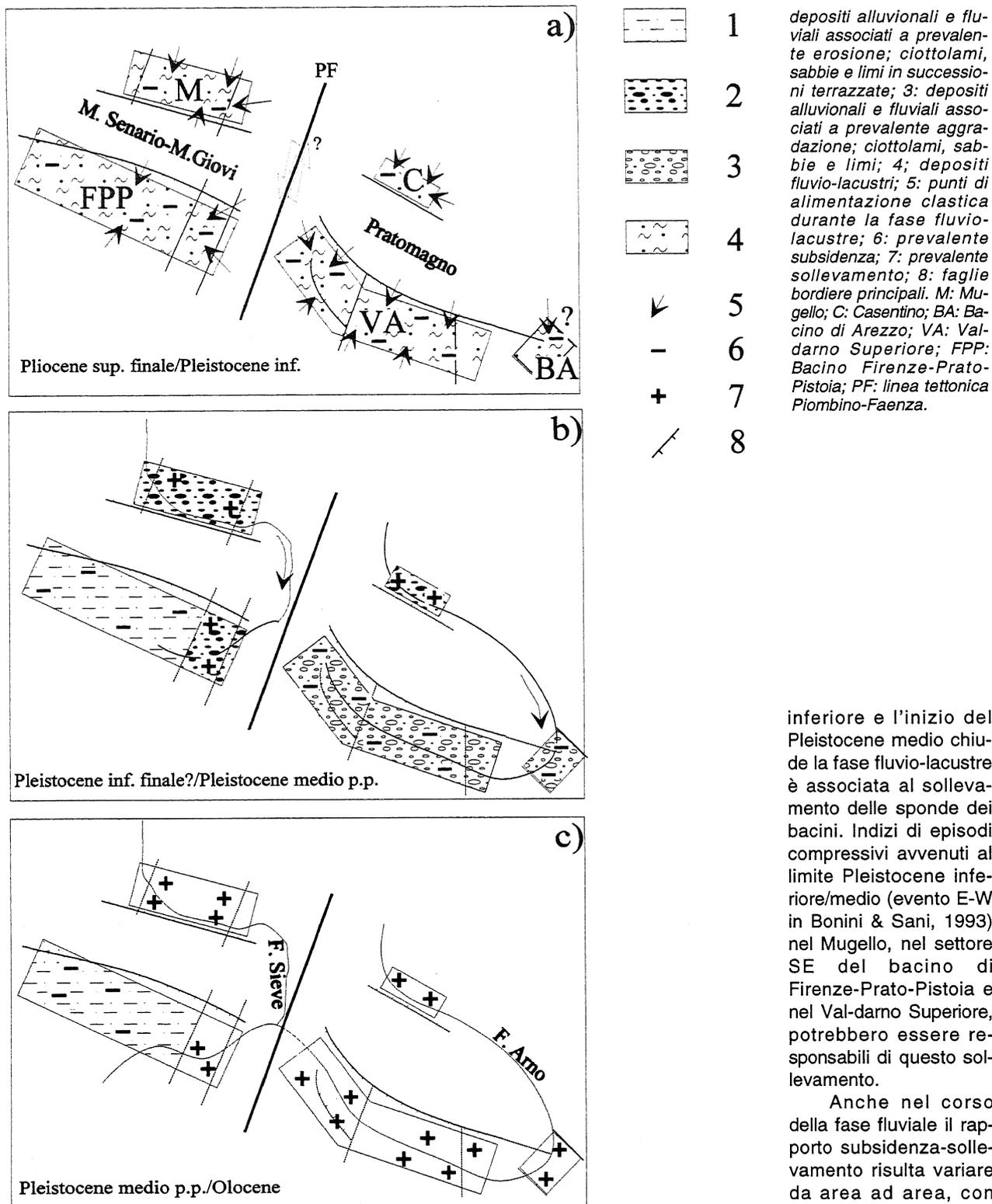


Fig. 8 - Tecto-sedimentary evolution of the middle-upper part of the Arno River basin. 1: fluvio-palustrine deposits related to the main aggradational phase; sand, silt and clay with scattered gravel in marginal areas; 2: Alluvial and fluvial deposits related to main erosive phases; terraced gravel, sand and silt; 3: alluvial and fluvial deposits related to main aggradational phases; gravel, sand and silt; 4: fluvio-lacustrine deposits; 5: sediment supply input areas during the fluvio-lacustrine phase; 6: subsidence; 7: uplift; 8: main fault. M: Mugello; C: Casentino; BA: Arezzo Basin; VA: Upper Valdarno; FPP: Firenze-Prato-Pistoia Basin; PF: Piombino-Faenza tectonic line.

Evoluzione tettono-sedimentaria del medio-alto bacino del F. Arno. 1: de-positi fluvio-palustri associati a prevalente aggradazione; limi, argille, sabbie e ciottolami localizzati in ristrette aree marginali; 2:

inferiore e l'inizio del Pleistocene medio chiude la fase fluvio-lacustre è associata al sollevamento delle sponde dei bacini. Indizi di episodi compressivi avvenuti al limite Pleistocene inferiore/medio (evento E-W in Bonini & Sani, 1993) nel Mugello, nel settore SE del bacino di Firenze-Prato-Pistoia e nel Valdarno Superiore, potrebbero essere responsabili di questo sollevamento.

Anche nel corso della fase fluviale il rapporto subsidenza-sollevamento risulta variare da area ad area, con importanti ripercussioni sulla dinamica fluviale (Fig. 8b, 8c). Durante la fine del Pleistocene inferiore e parte del Pleistocene medio nel Mugello (Sanesi, 1965; Benvenuti, 1994) e nel Casentino (Galligani,

1971), il sollevamento era prevalente e generava attraverso l'alternanza di erosione e minore aggradazione le successioni di terrazzi fluviali. Nel Valdarno Superiore (Billi *et al.*, 1987; Magi & Sagri, 1994) e nel bacino di Arezzo si aveva invece la discontinua ma prevalente aggradazione di depositi alluvionali e fluviali, a testimoniare un predominante regime di subsidenza. Il bacino di Firenze-Prato-Pistoia subiva nello stesso periodo spostamenti differenziali di blocchi con l'area sudorientale in sollevamento ed erosione e quella centrale e nordoccidentale in subsidenza (Capecchi *et al.*, 1975a). Dal Pleistocene medio/superiore anche il Valdarno Superiore ed il bacino di Arezzo divengono aree in sollevamento prevalente con la formazione di vari ordini di terrazzi fluviali (Mancini & Romagnoli, 1965; Magi, 1989; Malcapi, 1995), mentre l'area Prato-Pistoia resta in subsidenza con l'accumulo di depositi palustri e fluviali a bassa energia (Capecchi & Pranzini, 1985). Un episodio compressivo collocato cronologicamente nel Pleistocene medio/superiore (evento NNE-SSW in Bonini & Sani, 1993), testimoniato nel Mugello, nel settore SE del bacino Firenze-Prato-Pistoia e nel Valdarno Superiore, sembra imputare il sollevamento tardo pleistocenico ad un regime compressivo a probabile carattere regionale.

In questo quadro tettono-sedimentario, dominato da attività tettonica lungo strutture ad andamento appenninico (faglie bordiere, persistenti elementi compressivi), è da collocare il ruolo della linea Piombino-Faenza (PF). Nell'area in esame la sua attività come faglia trascorrente viene probabilmente riconosciuta sulla base di deformazioni a carico di strutture plicative nell'Unità del M. Cervarola (zona di M. Giovi; Papini, 1991). La differenza di orientazione tra gli assi del Valdarno Superiore e del bacino di Firenze è un ulteriore testimonianza di attivazione in tempi recenti della faglia (Boccaletti *et al.*, 1977). La dinamica deposizionale dei bacini esaminati non permette tuttavia di riconoscere disturbi riferibili all'attivazione sindeposizionale in regime trascorrente di questa struttura. Tra gli elementi di dubbio significato vi è un cambiamento di apporti nei delta conoidi lacustri del settore NO del Valdarno Superiore (Benvenuti, 1993). Gli apporti calcarei derivati dalle Liguridi, con provenienze da ONO divengono arenaceo-calcarei con provenienze da ENE, area dove affiorano depositi torbiditici del Miocene Inferiore (Arenarie del Pratomagno). Questo cambiamento potrebbe associarsi ad una brusca variazione del drenaggio verso il Valdarno durante la fase fluvio-lacustre come conseguenza di movimenti laterali lungo la PF. Un altro possibile indizio di attività della PF almeno come elemento di discontinuità tettono-sedimentaria è rappresentato durante la prima parte della fase fluviale (Fig. 8b), dalla diversa evoluzione sedimentaria del Valdarno superiore da un lato e dell'area Prato-Pistoia dall'altro. Nonostante una comune aggradazione fluviale l'area di Prato-Pistoia sembra subire un più elevato tasso di subsidenza segnato dal persistere di condizioni palustri e l'accumulo prevalente di depositi fini.

6. CONCLUSIONI

I principali risultati di questa ricerca possono essere

sintetizzati in cinque punti principali:

1) Vengono individuate tre successioni di depositi continentali plio-pleistocenici sui versanti della dorsale di M. Giovi. La successione più antica è rappresentata da depositi fluvio-lacustri (Pliocene sup.-Pleistocene inf.) che testimoniano lo sviluppo di un bacino endoreico nel Mugello sbarrato all'estremità SE da una soglia. La seconda è caratterizzata da depositi alluvionali e fluviali terrazzati (Pleistocene inf.-Olocene?) che indicano la formazione della Val di Sieve come uno tra i primi elementi della rete di drenaggio del bacino del Fiume Arno. La terza successione è costituita da depositi colluviali e travertinosi che segnano le principali fasi estensionali a carico dei versanti di M. Giovi.

2) Queste successioni, unitamente alle dislocazioni che le interessano, consentono di ipotizzare almeno quattro fasi tettono-sedimentarie:

a) la prima è riferibile alla strutturazione in regime distensivo del bacino fluvio-lacustre del Mugello. A questa fase si riferisce il riempimento fluvio-lacustre e l'accumulo lungo i versanti di M. Giovi dei colluvi più antichi (III tipo);

b) la seconda accompagna la deformazione sin-sedimentaria della successione fluvio-lacustre in regime probabilmente compressivo;

c) la terza e la quarta fase caratterizzano la dislocazione, in regime estensionale rispettivamente, dei depositi fluvio-lacustri ed alluvionali (Sintema di Scarperia). A queste fasi si associa la messa in posto dei colluvi (I e II tipo) e dei travertini. Successive pulsazioni estensionali interessano ancora l'area di M. Giovi, come indicato da faglie a carico dei depositi fluviali del Sintema di Luco di Mugello.

La successione di colluvi e travertini sembra associata a deformazioni distensive che interessano l'area di M. Giovi. Viceversa, la successione fluviale assume una maggiore importanza nell'ambito dell'evoluzione idrografica dell'area Mugello-ValdiSieve e dei suoi rapporti con quella delle aree limitrofe. Pur non escludendo un'influenza climatica sulla dinamica sedimentaria registrata in questa successione, essa può essere inquadrata in due ipotesi di prevalente controllo strutturale. La prima prevede un controllo sul livello di base della rete di drenaggio in un regime esclusivamente distensivo. La seconda suggerisce un'alternanza di pulsazioni compressive ed estensionali. L'evidenza di deformazioni associate a regimi compressivi (Bettini *et al.*, 1990; Bonini & Sani, 1993), e di faglie normali a carico dei depositi continentali, sembrano avvalorare quest'ultima ipotesi.

3) Dallo studio non sembrano emergere chiare evidenze di un determinante controllo climatico sulle fasi sedimentarie. Indicazioni di possibili influenze climatiche vengono riconosciute nell'ambito di processi quali la formazione di tipi diversi di colluvi e riempimenti di reticoli carsici nei travertini. La mancanza di dati paleoclimatici e riferimenti cronologici precisi non consente di inquadrare temporalmente questa influenza. Un controllo climatico può avere agito sulla dinamica fluviale del Mugello-Valdisieve ma non sembra responsabile dei principali eventi erosivo-deposizionali che segnano questa successione.

4) L'evoluzione deposizionale dei principali bacini

intermontani contigui al Mugello-Valdisieve, mette in luce nell'area sottesa dal medio-alto bacino del Fiume Arno un dinamico scenario tettonico-sedimentario. In questo contesto generale sembrano inserirsi coerentemente alcuni degli eventi riconosciuti nell'area esaminata. Pur individuando due fasi deposizionali comuni a tutti i bacini, il significato tettonico dei depositi fluvio-lacustri e fluviali si differenzia in termini di rapporto subsidenza-sollevarmento tra le varie zone. L'evoluzione idrografica registrata nelle successioni continentali è stata influenzata da un controllo strutturale in cui oltre ad un predominante regime estensionale potrebbero aver agito anche brevi pulsazioni compressive.

5) L'evoluzione idrografica di aree tettonicamente attive come l'Appennino Settentrionale, è un ottimo indicatore della sequenza di fasi tettoniche e della variazione dei regimi deformativi. Osservazioni geomorfologiche integrate all'analisi stratigrafico-deposizionale di successioni fluvio-lacustri e fluviali, sembrano rappresentare un'adeguata metodologia per tradurre in termini di evoluzione strutturale le modificazioni della rete e della dinamica di drenaggio.

RINGRAZIAMENTI

Si desiderano ringraziare i proff. M. Sagri e C. Bartolini per i suggerimenti e per la lettura critica del manoscritto.

Lavoro realizzato con il contributo MURST (40%).

BIBLIOGRAFIA

- Alexander J.A. & Leeder M.R., 1987 - *Active tectonic control of alluvial architecture*. In: F.M. Ethridge, R.M. Flores, & M.D. Harvey (Eds.), *Recent developments in fluvial sedimentology*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **39**, 243-252.
- Anadon P., Cabrera L., Colombo F., Marzo M. & Riba O., 1986 - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain)*. In: P. Allen & P. Homewood (Eds.), *Foreland basins*, Spec. Publ., Int. Ass. Sediment., **8**, 259-271.
- Bartolini C., 1980 - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (prov. di Lucca e di Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**, 42-60.
- Bartolini C. & Pranzini G., 1979 - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 105 (Lucca) e 106 (Firenze)*. C.N.R., Pubbl. 251, 481-523
- Bartolini C. & Pranzini G., 1981 - *Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage*. Zeitschr. Geomorph., N.F., **40**, 77-91.
- Bartolini C. & Pranzini G., 1988 - *Evoluzione dell'idrografia nella Toscana centro-settentrionale*. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**, 79-83.
- Bartolini C., Bidini D., Ferrari G.A. & Magaldi D., 1984 - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone pistoiese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**, 3-9.
- Bemporad S., Conedera C., Dainelli P., Ercoli A. & Facibeni P., 1986 - *Landsat imagery: a valuable tool for regional and structural geology*. Mem. Soc. Geol. It., **31**, 287-298.
- Benvenuti M., 1992 - *Stratigrafia e sedimentologia dei depositi fluvio-lacustri plio-pleistocenici dell'area nord-occidentale del Valdarno superiore (Toscana)*. Riv. It. Pal. Strat., **98**, 467-486.
- Benvenuti M., 1994 - *L'evoluzione sedimentaria dei bacini intermontani dell'Appennino Settentrionale: il bacino fluvio-lacustre del Mugello (Firenze)*. Tesi di Dottorato, inedita, Dip. Sci. Terra, Univ. di Firenze, 71 pp.
- Benvenuti M. & Papini M., 1992 - *Dati preliminari sulla presenza di depositi continentali pleistocenici e sulla neotettonica del settore mugellano della dorsale di Monte Giovi (Firenze)*. 76° Congr. Soc. Geol. It., Riassunti, 164-165.
- Bernini M., Boccaletti M., Moratti G., Papani G., Sani F. & Torelli L., 1990 - *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 577-589.
- Bettini P., Boccaletti M., Bonini M., Moratti G., Rosselli S. & Sani F., 1990 - *Indizi di episodi compressivi pleistocenici nell'Appennino Settentrionale. Dati preliminari*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 125-128.
- Billi P., Magi M. & Sagri M., 1987 - *Coarse grained low sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno basin*. In: F.C. Ethridge et al. (Eds.), *Recent developments in fluvial sedimentology*, Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Publ., **39**, 197-203.
- Blair T.C. & McPherson J.C., 1994 - *Historical adjustments by Walker River to lake-level fall over a tectonically tilted half-graben, Walker lake Basin, Nevada*. Sed. Geol., **92**, 7-16.
- Blum M.D., 1992 - *Modern depositional environments and recent alluvial history of the lower Colorado River, Gulf coastal plain, Texas*. PhD dissertation, University of Texas at Austin, 304 pp.
- Boccaletti M. & Coli M., 1979 - *Sistemi di fratture nell'Appennino Settentrionale da immagini Landsat: loro significato e problematiche*. L'Universo, **59**.
- Boccaletti M., Coli M. & Napoleone G., 1977 - *Nuovi allineamenti strutturali da immagini ERTS e rapporti con l'attività sismica negli Appennini*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 679-694.
- Bonini M. & Sani F., 1993 - *Analisi strutturale dei depositi pleistocenici dell'area di Firenze e di Rignano sull'Arno (Valdarno Superiore), con considerazioni generali sulle deformazioni quaternarie dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**(2), 573-593.
- Burbank D.W. & Reynolds R.G.H., 1988 - *Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basin: applications to the northwestern Himalaya*. In: K.L. Kleinspehn & C. Paola (Eds.), *New perspectives in basin analysis*, Springer Verlag, 331-351.
- Capecchi F. & Pranzini G., 1985 - *Studi geologici ed idrogeologici nella pianura di Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 601-619.
- Capecchi F., Guazzone G. & Pranzini G., 1975a - *Il bacino lacustre di Firenze-Prato-Pistoia*. Geologia del

- sottosuolo e ricostruzione evolutiva. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 637-660.
- Capecchi F., Guazzone G. & Pranzini G., 1975b - *Ricerche geologiche e idrogeologiche nel sottosuolo della pianura di Firenze*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 661-692.
- Crevaschi M., 1987 - *Paleosols and vetusols in the central Po plain (Northern Italy)*. Ediz. Unicopli, Milano, 306 pp.
- Ferreri V., 1985 - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale*. Rend. Acc. Sci. Fis. e Mat., **52**, 47 pp.
- Galligani U., 1971 - *Paleosuoli e terrazzi fluviali in Casentino*. Mem. Soc. Geol. It., **10**, 247-256.
- GEMINA, 1962 - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Roma, 61-70
- Jolley E.J., Turner P., Williams G.D., Hartley A.J. & Flint S., 1990 - *Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, Northern Chile*. J. Geol. Soc. London, **147**, 769-784.
- Hall S.A., 1990 - *Channel trenching and climatic change in the southern U.S. Great Plain*. Geology, **18**, 342-345.
- Leeder M.R., Ord D.M. & Collier R., 1988 - *Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic settings: implications for the interpretation of basin fills*. In: W. Nemeč & R.J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings*, Blackie, 173-185.
- Magi M., 1989 - *Carta geologica della conoide di Loro Ciuffenna (Valdarno Superiore)*. Dip. Sci. Terra, Univ. Firenze, 1 tav., SELCA.
- Malcapi V., 1995 - *Il bacino di Arezzo: rilevamento geologico e geomorfologico*. Tesi di Laurea, inedita, Dip. Sci. Terra, Università Firenze, 75 pp.
- Mancini F. & Romagnoli L., 1965 - *Primo contributo alla geomorfologia ed alla paleopedologia del Valdarno superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 169-185.
- Mazzanti R. & Trevisan L., 1978 - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 55-62.
- Papini M., 1991 - *L'unità Cervarola-Falterona nella dorsale di Monte Giovi*. Tesi di Laurea, inedita, Dip. Sci. Terra, Università Firenze, 76 pp.
- Papini M. & Vannucci S., 1993 - *Intercalazioni vulcanoclastiche e silicee nelle Arenarie del Cervarola del versante orientale di M. Giovi (Firenze)*. Giorn. Geol., **55**, 51-69.
- Pini A., 1977 - *Le conoidi villafranchiane del Mugello*. Tesi di laurea, inedita, Dip. Sci. Terra, Università Firenze, 86 pp.
- Riba O., 1976 - *Syntectonic unconformities of the Alto Cadener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation*. Sediment. Geol., **15**, 213-233.
- Sagri M. & Magi M., 1992 - *Il bacino fluvio-lacustre del Valdarno Superiore (Pliocene Superiore-Pleistocene)*. Guide Esc. post-congr., 76° Congr. Soc. Geol. It., 201-226.
- Sanesi G., 1965 - *Geologia e Morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello - Firenze*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 170-252.
- Shanley K.W. & McCabe P.J., 1994 - *Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. **78**, 554-568.
- Valduga A., 1956 - *La catena di Monte Senario ed il gruppo di Monte Giovi*. Boll. Serv. Geol. It., **78**, 637-682.
- Violante C., Ferreri V., D'Argenio B. & Golubic S., 1994 - *Quaternary travertines at Rocchetta Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system*. 15th Reg. Meet. IAS Ischia, Pre-Meeting Field Trip Guidebook, 4-23.

Ms. ricevuto: 27 sett. 1995
 Inviato all'A. per la revisione: 2 ott. 1995
 Testo definitivo ricevuto: 10 febbraio 1997

Ms received: Sept. 27, 1995
 Sent to the A. for a revision: Oct. 2, 1995
 Final text received: Feb. 10, 1997