

Convegno su
**“Le Conche Intermontane: Caratteristiche Stratigrafiche,
Sedimentologiche, Strutturali ed Aspetti Applicativi”**
(Roma 13, 14, 15 Settembre 1993)

**Convegno su "Le Conche Intermontane: Caratteristiche Stratigrafiche,
Sedimentologiche, Strutturali ed Aspetti Applicativi"
(Roma 13, 14, 15 Settembre 1993)**

1. Presentazione

Il Convegno, organizzato nell'ambito delle attività dell'AIQUA, dal Centro di Studio per la Geologia Tecnica del C.N.R. con la sponsorizzazione dell'INQUA Neotectonic Commission, ha avuto lo scopo di fare il punto sulle conoscenze e sulle problematiche relative alle conche intermontane con particolare riguardo agli aspetti stratigrafici, geomorfologici e sedimentologici, all'evoluzione tettonica, al significato geodinamico e agli aspetti geologico-applicativi.

Il Convegno si è articolato in tre giorni di sedute scientifiche ed in una escursione. Le sedute scientifiche, che si sono svolte a Roma presso la sede centrale del Consiglio Nazionale delle Ricerche hanno riguardato argomenti a carattere generale e note a carattere locale (vedi successivo paragrafo). Oltre alle sedute per la presentazione orale dei lavori, il programma ha compreso anche una sessione per la presentazione di *Poster*.

L'escursione ha permesso ai partecipanti di osservare vari aspetti di alcune tra le più significative conche intermontane dell'Appennino laziale-abruzzese nel corso di tre giorni (16-18 Settembre) di visita, durante i quali ricercatori del Centro di Studio per la Geologia Tecnica del CNR in collaborazione con ricercatori del Dip.to di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza", dell'ENEA, del Dip.to di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna e dell'ISMES hanno illustrato i risultati delle ricerche svolte ed hanno mostrato zone di particolare significato (vedi il paragrafo Guida all'escursione).

All'escursione hanno partecipato circa una ventina di membri della *INQUA Neotectonics Commission*, provenienti da varie nazioni; il Prof. C. Bartolini, attuale Presidente della Commissione ha provveduto alla traduzione in inglese della Guida all'Escursione e a fornire (in inglese) le spiegazioni richieste dai partecipanti stranieri.

Il Comitato Scientifico del Convegno era composto dai Professori: Pierluigi Ambrosetti (Università di Perugia); Carlo Bartolini (Università di Genova); Carlo Bosi (C.N.R., Roma); Paolo Canuti (Università di Firenze); Francesco Carraro (Università di Torino); Franco Ricci Lucchi (Università di Bologna) e Paolo Scandone (Università di Pisa).

La Segreteria Scientifica ed Organizzativa era affidata al Dr P. Messina (CNR-Centro di Studio per la Geologia Tecnica, Roma).

2. Riassunti delle Comunicazioni Scientifiche

Nelle pagine seguenti sono riportati i riassunti delle note e dei *poster* presentati nel corso delle sedute scientifiche e già apparsi nell'apposito opuscolo distribuito al Convegno. Gli Autori possono sottoporre le note complete per la stampa in uno dei prossimi fascicoli (Vol. 7 fasc. 1, 1994, in poi) de IL QUATERNARIO.

IL BACINO PLIO-PLEISTOCENICO DEL VALDARNO SUPERIORE: EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA, PALEOMAGNETISMO E PALEOCLIMATOLOGIA

A. Albianelli - A. Bertini - M. Magi - G. Napoleone - M. Sagri

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze

Il bacino del Valdarno superiore, ubicato 30 km a SE di Firenze tra la dorsale del Pratomagno e i Monti del Chianti, è allungato in senso NO-SE per circa 35 km e ha una larghezza massima di 15 km. E' un bacino distensivo formato durante i sollevamenti differenziali della catena appenninica, riempito da 550 m di depositi fluvio-lacustri di età compresa fra il Pliocene superiore e il Pleistocene medio.

Il bacino si è impostato in una struttura asimmetrica (semi-graben) con il margine meridionale poco inclinato ed il margine settentrionale molto acclive. In corrispondenza di quest'ultimo, ai piedi della dorsale del Pratomagno, è ubicato il sistema principale di faglie normali lungo le quali si sono verificati i maggiori movimenti verticali.

Nei depositi di riempimento del bacino sono state riconosciute tre successioni separate da limiti netti, superfici erosive, discordanze angolari e hiatus deposizionali. I sedimenti della prima successione sono inclinati verso NE, mentre i depositi della seconda e terza successione sono in genere suborizzontali.

La prima successione (depositi fluvio-lacustri di Castelnuovo del Pliocene superiore) inizia con sedimenti fluvio-deltizi spessi 50 m, che passano gradatamente verso l'alto ad una sequenza lacustre limoso-argillosa spessa 200 m, con alla base due livelli di lignite. La successione termina con 80 m di sabbie deltizie e fluviali.

La seconda successione (depositi lacustri e di delta conoide di Montevarchi del Pliocene terminale-Pleistocene inferiore) è formata, nella parte centrale del bacino, da depositi palustro-lacustri e, nelle zone marginali, da sedimenti di delta conoide. I primi sono costituiti da materiali argilloso-limosi con intercalati livelli di sabbie. Nella porzione superiore dei sedimenti palustro-lacustri si intercala un livello argilloso-torboso (Argille del T. Ascione) spesso 10-15 m ed esteso in tutto il bacino. I sedimenti di delta conoide, sviluppati particolarmente nel margine nord-orientale del bacino, ai piedi del Pratomagno, sono spessi fino a 80 m e sono costituiti da ciottolami massicci che passano verso il lago ad alternanze di sabbie e ciottolami in corpi canalizzati. La porzione subacquea dei delta conoidi è formata da lenti di sabbie e limi intercalate in materiali argillosi.

La terza successione comprende i sedimenti fluviali di Monticello e i depositi di conoide alluvionale del T. Ciuffenna del Pleistocene medio. I depositi fluviali, che affiorano nella parte centrale del bacino, sono spessi 30-50 m e sono costituiti da ciottolami ad elementi calcarei e da sabbie medio-grossolane ricoperte da limi massicci intensamente pedogenizzati. I depositi di conoide, spessi fino a 50 m, sono sviluppati soprattutto nel margine settentrionale del bacino e sono rappresentati da ciottolami massicci e grossolani di apice di conoide, che passano sottocorrente a ciottolami e sabbie ricoperti da limi argillosi diffusamente pedogenizzati.

Durante la deposizione della prima successione nel Valdarno si formarono due piccoli bacini lacustri, in corrispondenza del margine meridionale del bacino, ai piedi dei Monti del Chianti. I depositi di questo primo ciclo sedimentario furono inclinati verso NE e, in conseguenza di questi movimenti tettonici, il bacino subì un notevole ampliamento con l'arretramento del sistema di faglie principali verso la dorsale del Pratomagno. Si formò così un lago molto esteso ma poco profondo nel quale si accumularono i depositi della seconda successione. Una nuova fase tettonica, verificatasi prima e durante la deposizione della terza successione, determinò forti sollevamenti della dorsale del Pratomagno. Notevoli apporti di materiali grossolani, provenienti sia dal bordo nord-orientale che da SE, questi ultimi trasportati dal paleo-Arno, riempirono completamente il bacino.

Durante la deposizione della prima successione gli apporti clastici erano soprattutto controllati dall'asimmetria del bacino con provenienze trasversali (dal fianco meno inclinato del bacino ubicato a SO) e da NO in corrispondenza di corsi d'acqua che scorrevano paralleli al sistema di faglie principale. Durante la deposizione della seconda e terza successione i maggiori apporti clastici provenivano invece dal margine nord-orientale del bacino a causa del notevole sollevamento della dorsale del Pratomagno.

Misure paleomagnetiche hanno interessato alcune sezioni della prima e seconda successione. La misurazione della magnetizzazione residua ha permesso di individuare gli eventi magnetici dal Pliocene superiore fino al Pleistocene inferiore. In particolare nella seconda successione, in corrispondenza del tetto delle Argille del T. Ascione, si riscontra la transizione di polarità che segna il passaggio alla polarità negativa interna all'Olduvai.

Le analisi palinologiche hanno messo in luce, nella porzione basale della sequenza lacustre limoso-argillosa della successione di Castelnuovo, condizioni calde ed umide, mentre un episodio freddo ed umido è registrato verso il tetto della sequenza. Quest'ultimo può essere correlato al maggior evento di raffreddamento del Pliocene superiore datato a 2,6 Ma, corrispondente al Pretigliano del Nord Europa. Condizioni calde si ristabiliscono nella porzione terminale della prima successione.

Alternanze di fasi calde e fresche con tassi di umidità variabili si registrano nella seconda successione (Montevarchi). Al tetto di questa il forte incremento in piante erbacee e la diminuzione sia degli elementi termofili che di quelli montani testimoniano la presenza di una fase fredda relativamente secca. Tale fase, localizzata in corrispondenza della parte finale dell'evento magnetico Olduvai, marca l'inizio di un episodio glaciale correlabile con l'inizio dell'Eburoniano del Nord Europa.

L'associazione floristica dei sedimenti fluviali di Monticello risulta fortemente impoverita rispetto a quelle precedenti. I livelli analizzati mostrano nel complesso un clima freddo con fasi più umide e più secche.

DATI MAGNETICI E PALEOMAGNETICI DAI DEPOSITI ARGILLOSI PLIO-PLEISTOCENICI DEL MARGINE ORIENTALE DEL FUCINO

L. Alfonsi⁽¹⁾ - L. Sagnotti⁽¹⁾ - F. Galadini⁽²⁾

⁽¹⁾Istituto Nazionale di Geofisica, Roma

⁽²⁾Centro di Studio per la Geologia Tecnica del CNR, Roma

Si presentano i risultati delle analisi paleomagnetiche e dell'anisotropia della suscettività magnetica delle unità prevalentemente argillose delle successioni continentali di età Plio-Pleistocenica affioranti al margine nord-orientale della piana del Fucino. Questa ricerca ha preso avvio da alcuni lavori di scavo e di sbancamento, effettuati nell'area nella primavera del 1993, che hanno portato a condizioni favorevoli di affioramento di alcune sezioni per il campionamento specifico.

Sono stati prelevati 43 campioni, distribuiti in quattro località nel settore nord-orientale della piana del Fucino in un'area compresa tra Celano e Collaramele. Il campionamento è stato effettuato tramite perforazione in situ e con prelievo di carote orientate direttamente sul terreno. Le misure magnetiche sono state effettuate nel laboratorio di paleomagnetismo dell'Istituto Nazionale di Geofisica.

Lo scopo del lavoro è quello di apportare contributi originali per una migliore caratterizzazione dell'evoluzione geodinamica del settore. Le analisi dell'anisotropia della suscettività magnetica e della risposta paleomagnetica dei campioni possono infatti contribuire alla definizione dell'entità e dello stile delle deformazioni nelle unità analizzate.

Le analisi di anisotropia della suscettività magnetica indicano che nelle due località FU03 e FU04, con presenza di una consistente frazione clastica grossolana, le unità analizzate sono praticamente isotrope, con un grado di anisotropia magnetica $P' < 1.01$. Nei siti FU01 e FU02 invece, dove la frazione argillosa è preponderante, l'anisotropia magnetica è ben definita, con ellissoidi di suscettività triassiali. L'asse di suscettività minima è parallelo al polo del piano di stratificazione, gli assi di suscettività intermedia e massima sono ben distinti nel piano di strato, con un'orientazione simile nelle due località, dando origine ad una chiara lineazione magnetica con direzione intorno a N290°. Il confronto di tali dati con l'assetto tettonico dell'area e con i caratteri sedimentologici delle unità campionate non permette di riferire con certezza tale lineazione magnetica ai primissimi stadi di deformazione delle unità o all'azione di paleocorrenti idrauliche agenti sul sedimento in formazione. Tuttavia, riteniamo che il forte raggruppamento dei dati, la granulometria fine dei depositi e l'assenza di strutture di flusso evidenti nei siti di campionamento, rendono poco probabile un efficiente meccanismo di isorientazione dei granuli magnetici per opera di correnti. Ciò non toglie che la correlazione con l'assetto tettonico resta problematica.

Le analisi paleomagnetiche sono state condotte con demagnetizzazione per tappe, sia termica che per campo magnetico

alternato, di campioni pilota, e quindi, sulla base delle indicazioni fornite da quest'ultimi, di tutti i campioni. Le misure per la massima parte sono state condotte nella stanza schermata dal campo magnetico esterno nella nuova sede del laboratorio ING. Le magnetizzazioni naturali rimanenti dei singoli campioni sono piuttosto basse, con intensità comprese tra 2×10^{-3} e 2×10^{-4} A/m.

E' stata inoltre analizzata la mineralogia magnetica di alcuni campioni pilota, tramite l'analisi della magnetizzazione rimanente isoterma di saturazione e della coercitività della rimanenza.

Al momento della stesura di questo riassunto le misure sono in corso di completamento: i risultati ottenuti saranno discussi nel Convegno.

IL PLEISTOCENE INFERIORE NEL RAMO SUD-OCCIDENTALE DEL BACINO TIBERINO (UMBRIA): ASPETTI LITOSTRATIGRAFICI E BIOSTRATIGRAFICI

P. Ambrosetti⁽¹⁾ - G. Basilici⁽⁴⁾ - L. Capasso Barbato⁽²⁾ - G. Carboni⁽²⁾
G. Di Stefano⁽²⁾ - D. Esu⁽²⁾ - S. Gentili⁽¹⁾ - E. Gliozzi⁽³⁾ - C. Petronio⁽²⁾
R. Sardella⁽²⁾ - E. Squazzini⁽²⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma

⁽³⁾ Centro di Studio per il Quaternario e l'evoluzione ambientale, Università di Roma

⁽⁴⁾ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna*

INQUADRAMENTO GEOLOGICO, ASPETTI LITOSTRATIGRAFICI E SEDIMENTOLOGICI

Il Bacino Tiberino è una conca intermontana che occupa le principali valli ed aree collinari dell'Umbria, riempita da sedimenti continentali di età compresa fra il Pliocene inferiore (?) e l'Olocene.

Nella zona sudoccidentale, compresa fra Todi e Narni, è possibile riconoscere quattro unità litostratigrafiche, che dalla più antica (per la macroflora attribuibile forse al Pliocene inferiore) alla più recente (Pleistocene inferiore) sono state così chiamate: Unità di fosso Bianco, Unità di Ponte Naja, Unità di S. Maria di Ciciliano, Unità di Acquasparta.

L'Unità di S. Maria di Ciciliano, proposta al rango di formazione, è costituita principalmente da depositi fini argillo-siltosi alternati verticalmente a corpi sabbiosi. Il limite stratigrafico inferiore di questa unità è contrassegnato da una superficie di discordanza angolare con l'Unità di Fosso Bianco; il contatto con l'Unità di Ponte Naja, osservabile solo nei pressi di Todi, non è ben definibile in affioramento, ma sembra essere di tipo tettonico. Il limite stratigrafico superiore è invece caratterizzato da una brusca variazione litologica, in continuità di sedimentazione, da depositi silico-clastici a depositi carbonatici continentali (Unità di Acquasparta).

Una serie di osservazioni sedimentologiche consentono di attribuire i corpi sabbiosi a depositi di canali fluviali ad alta sinuosità (fiumi meandrici). Queste osservazioni sono così sintetizzabili: base erosiva, ai lati debolmente concava verso l'alto; sommità in continuità di sedimentazione con i depositi fini e soprastanti; diminuzione di granulometria dal basso verso l'alto; presenza di stratificazioni incrociate concave alla base e di superfici di accrescimento laterale nella porzione superiore; direzione delle paleocorrenti ad alto angolo rispetto alla immersione delle superfici di accrescimento laterale; presenza di strutture da corrente che mostrano direzione opposta a queste ultime. Il senso di scorrimento dei fiumi era meridionale.

I depositi fini argillo-siltosi si sono formati all'interno di una piana di inondazione, spesso allagata o con alto livello della falda idrica nel terreno. Tali depositi indicano piccoli laghi, con fondo frequentemente anossico, paludi con presenza di deposizione organica e depositi di rotta fluviale. Le zone emerse erano sottoposte invece ad alterazione pedogenica con sviluppo di suoli poco evoluti ed idromorfi.

Nell'area analizzata in questa sintesi si osservano più frequentemente, rispetto alla parte settentrionale, depositi di laghi o paludi e paleosuoli che mostrano caratteri di spiccata idromorfia. Questa diversificazione di facies è messa in relazione alla maggior vicinanza del mare; depositi marini della stessa età affiorano infatti tra Narni ed Amelia.

L'Unità di S. Maria di Ciciliano si è perciò depositata in un ambiente alluvionale caratterizzato prevalentemente da fiumi meandrici e da trasporto sabbioso e da una piana inondabile con aree allagate soprattutto nella parte meridionale (Narni, Sangemini) più vicina al mare.

CENNI BIOSTRATIGRAFICI

Microfauna

I depositi sabbiosi sono caratterizzati da una ricca associazione a foraminiferi ricristallizzati e rimaneggiati da sedimenti del Miocene inferiore-medio, provenienti dalla formazione Marnoso-arenacea diffusa nella zona limitrofe. Le specie più abbondanti sono: *Globoquadrina dehiscens*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia siakensis*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides aperturus*, *Globigerina ciperoensis*. Nei sedimenti argillo-siltosi è stata rinvenuta la stessa associazione, i cui elementi non mostrano però il fenomeno di ricristallizzazione.

* Attuale indirizzo: Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia.

Malacofauna

Nei depositi fini argillo-siltosi è presente una ricca malacofauna dulcicola con associazioni politipiche, costituite prevalentemente da gasteropodi prosobranchi e da polmonati dulcicoli e terrestri che testimoniano la presenza di facies continentali di aree emerse, facies palustri, lacustri e fluviolacustri. Le malacofaune di questa unità sono caratterizzate da un complesso arcaico di prosobranchi di cui numerosi taxa si estinguono alla fine del Villafranchiano superiore; accanto a specie tuttora viventi sono diffuse nei depositi specie caratteristiche del Villafranchiano superiore che attribuirebbero a questa età i depositi che le contengono.

Ostracofauna

Il campionamento per l'analisi delle ostracofaune è stato effettuato sulla successione affiorante nella cava di Villa S. Faustino. Mentre i campioni prelevati negli strati sabbiosi sono risultati sterili, quelli relativi alla porzione argilloso - argilloso organica hanno fornito due ricche associazioni faunistiche che si alternano fra loro. Una prima rinvenuta negli strati pelitici più bassi risulta dominata da *Cyprideis torosa*, e, in subordine da *Cyprinotus*, *Ilyocypris*, *Eucypris*, *Herpetocypris*, *Cypris* e *Cyclocypris*; l'altra associazione è dominata da almeno quattro specie del genere *Candona*, accompagnate in subordine dai generi prima elencati. La presenza di *Cyprideis torosa*, come forma dominante, è interessante in quanto si tratta di una specie fortemente eurialina (0,5 - 190 g/l), di tradizione marina, in grado di vivere anche in acque continentali con chimismo legato alla presenza di Na, Cl e Mg. Nelle associazioni di Villa S. Faustino, la presenza di *Cyprideis torosa* con carapace caratterizzato da guscio abbastanza spesso con forte reticolazione, talvolta nodoso (marcatamente nelle mute giovanili), e da porocanali prevalentemente rotondeggianti, indica un ambiente a salinità piuttosto bassa: oligo- o al massimo mesoalino. L'analisi micropaleontologica dei sedimenti argillosi basali di Villa San Faustino mostra l'alternanza di due ostracofaune indicanti la presenza di specchi d'acqua che hanno subito alcune variazioni nella composizione degli ioni disciolti; nella parte basale si ha la testimonianza di uno specchio d'acqua oligo-mesoalino il cui chimismo risente profondamente delle influenze del vicino mare (NaCl) (associazione a *Cyprideis torosa*); si ha quindi una più marcata fase di continentalità della massa d'acqua con possibili fasi stagionali di disseccamento (associazione a *Candona*); dopo lo strato di argille organiche indicante condizioni di palude marcescente, si ritorna a condizioni di acque salmastre oligo-mesoaline influenzate dal mare (associazione a *Cyprideis torosa*) che successivamente rivelano un'energia in aumento (tendenza al fluvio-lacustre) indicato dapprima da una predominanza di *Ilyocypris* e, poi, da un graduale impoverimento in frequenza e diversità degli ostracodi.

Mammalofauna

I resti faunistici sono stati rinvenuti in quattro toponimi diversi, anche se vicini fra loro, in sedimenti riferibili tutti all'Unità di S. Maria di Ciciliano.

- Villa S. Faustino.

Nelle argille grige siltose basali sono stati trovati resti di metacarpi di un felino di media taglia attribuibile a *Megantereon cultridens*. Tali argille sono sovrastate da un piccolo strato lignitifero da cui sono stati estratti alcuni denti e frammenti ossei riferibili a *Leptobos* sp. e due molari inferiori di *Pseudodama* sp. Dai limi calcarei sovrastanti proviene un palco integro e perfettamente conservato di *Pseudodama nestii*. La maggior parte dei resti fossili è contenuta invece nel corpo sabbioso che chiude la successione. Sono stati trovati resti di Elephantidae gen. spec. indet., molari e premolari superiori tipicamente brachiodonti, di dimensioni medio-piccole attribuibili a *Stephanorhinus etruscus*; è inoltre presente una serie dentaria incompleta, presumibilmente dello stesso individuo, che per le dimensioni e morfologia delle superfici di usura è riferibile ad *Equus stenonis*; vi sono anche un canino ed un molare superiore di *Sus strozzii* ed alcuni resti frammentari di Cervidae gen. spec. indet.

- Colle S. Andrea

I reperti provenienti da questa località sono stati rinvenuti nei corpi sabbiosi e consistono in un molare superiore di *Leptobos* cfr. *vallisarni*, un molare superiore di *Castor* sp. con caratteristiche morfologiche arcaiche che ricordano quelle di *Castor plicidens*, una emimandibola frammentaria ed un femore riferibili a *Pachycrocuta* cfr. *brevirostris*. Insieme ad alcuni resti frammentari di cervidi e di cheloni è degna di nota la segnalazione in questo litosoma di uno scheletro quasi completo, in connessione anatomica, di un giovane individuo femminile di *Pseudodama* sp. Ciò testimonia la bassa energia del sistema fluviale meandriforme che, come detto nell'inquadramento sedimentologico, ha consentito con un rapido seppellimento immediatamente dopo la morte la conservazione dello scheletro in connessione.

- Colle Violino

Nei depositi sabbiosi sono stati rinvenuti due molari ed un promolare superiori di *Stephanorhinus etruscus*.

- Casale Le Grotte

Nelle sabbie è stata ritrovata una porzione mandibolare che per altezza, spessore e dimensione, unitamente all'aspetto morfologico dei due molari conservati, fa orientare verso *Eucladoceros* sp.

La maggior parte dei resti di vertebrati è stata rinvenuta all'interno dei corpi sabbiosi interpretati come depositi di canale fluviale. Tali resti sono di norma isolati, disarticolati, spesso mostranti tracce di usura da trasporto e costituiti principalmente da denti, mascelle, vertebre, frammenti di palchi e tarsali. Questo permette di pensare che i resti ossei si siano accumulati secondo il seguente ordine di eventi: a) morte degli animali per logorio (*attritional mortality*); b) dispersione delle parti scheletriche per processi biologici ed idraulici; c) deposizione sul fondo dei canali durante i periodi di piena.

La presenza di un'associazione faunistica di questo tipo in cui è compreso *Sus strozzii*, segnalato con certezza nel Villafranchiano superiore fino all'Unità faunistica del Tasso, *Pseudodama nestii* che nella sua forma classica sembra essere tipico della stessa unità faunistica e *Leptobos* cfr. *vallisarni*, più frequente nell'Unità del Tasso che non nella successiva Unità di Farneta, induce attualmente a preferire l'attribuzione di quest'associazione faunistica all'Unità del Tasso, riferibile al Pleistocene inferiore.

La presenza di cavalli e rinoceronti permette di ipotizzare, infine, un ambiente di ampie praterie con frequenti boschi, non molto fitti (cervidi e bovidi), un ricco sottobosco e non rari ambienti lacustri, testimoniati dalla presenza del suide e del castoro.

CONCLUSIONI

- L'Unità di S. Maria di Ciciliano, come già detto, corrisponde alla deposizione in una piana alluvionale dominata da fiumi ad alta sinuosità e da una piana inondabile frequentemente allagata, come indicato anche dalle considerazioni paleoecologiche dedotte dalla ostracofauna.

- L'associazione malacologica e a mammalofaune permette, a questo stato della ricerca, di attribuire questa unità al Pleistocene inferiore (Unità faunistica del Tasso).

**EVOLUZIONE DEPOSIZIONALE DEL RAMO SUD-OCCIDENTALE DEL BACINO TIBERINO
(PLIO-PLEISTOCENE, UMBRIA): DA UN SISTEMA LACUSTRE PROFONDO AD UNA PIANA ALLUVIONALE**

G. Basilici

Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna*

I depositi plio-pleistocenici continentali, riconosciuti in letteratura come appartenenti al Bacino Tiberino, affiorano in Umbria tra Città di Castello, a nord, e Terni e Spoleto, a sud. Questi coprono un'area complessiva di circa 1300 km², che dai vecchi autori era stata riconosciuta come la superficie occupata da un antico bacino lacustre, chiamato "Lago Tiberino".

Lo studio sedimentologico dei depositi costituenti il ramo sud-occidentale di questo bacino, in un'area compresa tra Pantalla (Todi) e Terni, ha mostrato una complessa storia deposizionale. Nell'area sopra menzionata, che ricopre circa 300 km², sono state riconosciute 4 unità litostratigrafiche, differenziabili in base ai caratteri litologici, biostratigrafici e genetici. Le quattro unità dalla più antica alla più recente sono: unità di Fosso Bianco (UFB), unità di Ponte Naja (UPN), unità di S.Maria di Ciciliano (USMC) e unità di Acquasparta (UA).

Unità di Fosso Bianco (UFB)

I depositi più antichi affioranti sono attribuibili, secondo i dati paleobotanici, al Pliocene inferiore e si sono formati in un bacino lacustre relativamente profondo. Gli elementi che giustificano questa interpretazione sono: a) la finezza del sedimento, costituito per più dell'80% da argille siltose; b) la presenza di resti fossili di organismi di acqua dolce; c) la presenza di sedimenti formati per semplice decantazione o per flussi gravitativi; d) l'assenza di depositi formati da correnti trattive incanalate o libere; e) l'elevata estensione, orizzontale e verticale, dei depositi più fini; f) l'assenza di depositi organici autoctoni (lignite autoctona) e di paleosuoli, indicanti la presenza di superfici coperte da acque molto basse o emerse.

I depositi sono stati suddivisi in tre associazioni di facies, corrispondenti ad altrettanti subambienti deposizionali: associazione di facies di zona lacustre profonda, di prodelta e di delta.

L'associazione di zona lacustre profonda è formata da argille grigio bluastre, mostranti a volte ritmi, depositate sul fondo asfittico e stagnante di un lago. La mancanza di fauna bentonica e l'alto contenuto organico di questi depositi fanno supporre che il sistema lacustre fosse costituito da acque sempre stratificate nella parte inferiore (lago di tipo meromittico).

I depositi di prodelta sono formati da argille siltose, prodotte per decantazione, alternate a sedimenti originati da flussi gravitativi. Questi ultimi sono rappresentati da: I) strati sabbiosi, formati da eventi torbiditici di bassa densità; II) da strati ghiaiosi sormontati da sabbie, il cui trasporto è avvenuto mediante correnti di torbida di alta densità; III) da strati di argille ghiaiose, legate a colate di fango e detriti (*mud flow*). La direzione di movimento di questi flussi è sempre perpendicolare ai margini prepliocenicici del bacino.

Depositi deltizi di natura sabbioso ghiaiosa o solo ghiaiosa, affiorano lungo i bordi del Bacino Tiberino; i meglio esposti sono quelli ghiaiosi, mostranti stratificazioni inclinate, alte fino a 50 m, prodotte da flussi gravitativi, che sono state interpretate come porzioni frontali (*foreset*) di un sistema deltizio di tipo Gilbert.

Sulla base della distribuzione dei depositi dell'UFB e delle considerazioni estrapolabili dall'analisi di facies è possibile sostenere che i margini del sistema lacustre erano molto simili agli attuali margini prepliocenicici del Bacino Tiberino e che quindi a grandi linee la fisionomia morfologica di questo bacino era già delineata nel Pliocene inferiore. I margini del sistema lacustre dovevano essere piuttosto acclivi, come testimoniato dalla presenza di delta di tipo Gilbert, con fronte alto fino a 50 m, e dalla frequenza di depositi gravitativi. Poiché inoltre l'allineamento dei margini coincide con l'allineamento delle principali lineazioni strutturali, i margini del sistema lacustre dovevano essere di origine tettonica.

Unità di Ponte Naja (UPN)

Solo nei dintorni di Todi, per una estensione di 6 km², affiorano depositi attribuiti biostratigraficamente al Pliocene superiore ed interpretati come formati nella parte distale di una conoide alluvionale fangosa.

L'UPN ha contatti visibili con le altre unità solo di natura tettonica, per cui la differenziazione stratigrafica è stata basata soprattutto sulle considerazioni biostratigrafiche.

I depositi sono prevalentemente costituiti da *silt* argilloso sabbiosi o da argille siltose e, secondariamente (circa l'1.5%), da ghiaie sabbiose o sabbie ghiaiose.

Nei depositi più fini sono state riconosciute sequenze cicliche prodotte dall'alternanza di eventi sedimentari e pedogenetici, la cui causa può essere ricondotta a fenomeni intrinseci al sistema deposizionale, come suggerito dallo spessore (ciascun ciclo è spesso in media 1.5 m) e dalla frequenza con cui compaiono. I sedimenti sono stati prodotti da flussi non incanalati ed i paleosuoli sono immaturi (inceptisuoli o entisuoli, secondo il sistema di classificazione americano) ed idromorfi.

I depositi più grossolani (ghiaie sabbiose o sabbie ghiaiose) corrispondono al riempimento di canali nastriformi (*ribbon*), con debole sinuosità e piccole dimensioni, e a depositi di flussi non incanalati.

L'UPN rappresenta un ambiente deposizionale dominato da flussi non incanalati, da aree temporaneamente soggette a pedogenesi e da canali fluviali di piccole dimensioni, forse anastomosati, all'interno dei quali scorrevano flussi rapidi e violenti, che sui depositi prodotti esercitarono una scarsa classazione e limitata formazione di strutture sedimentarie. Le paleocorrenti sono perpendicolari ed opposte al margine prepliocenicico e la composizione dei ciottoli corrisponde alle unità litostratigrafiche preplioceniciche affioranti nelle vicinanze.

Questi ultimi elementi, insieme ai caratteri delle facies sedimentarie ed alla posizione geografica dell'UPN (localizzata lungo il margine occidentale del Bacino Tiberino), sono stati determinanti nell'interpretare questa unità come prodotto deposizionale di una conoide fangosa.

* Attuale indirizzo: Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia.

Unità di S. Maria di Ciciliano (USMC)

L'unità di S. Maria di Ciciliano è sovrapposta stratigraficamente, nella parte centro meridionale dell'area esaminata, all'UFB: una superficie di discordanza angolare costituisce il limite tra le due unità. Dati biostratigrafici (mammalofauna e malacofauna) attribuiscono questa unità al Pleistocene inferiore (Ambrosetti *et al.*, stesso volume).

Nell'USMC sono stati riconosciute due associazioni di facies. La prima è costituita da corpi tabulari di depositi sabbiosi e solo localmente ghiaiosi; la seconda è formata da depositi più fini argilloso siltosi e secondariamente sabbiosi. Litosomi sabbiosi e depositi più fini si alternano verticalmente e lateralmente. Le due associazioni di facies corrispondono a due principali elementi morfologico deposizionali di un sistema di piana alluvionale. L'associazione grossolana rappresenta la deposizione all'interno di una fascia canalizzata (*fluvial belt*), mentre l'associazione fine è costituita da depositi formati all'interno della piana di inondazione (*flood plain*).

I depositi sabbiosi tabulari mostrano caratteri che permettono di attribuirli ad un modello fluviale di tipo meandriforme; questi sono sintetizzabili in: superfici di accrescimento laterale (*e-cross bedding*), diminuzione della granulometria e delle dimensioni delle strutture sedimentarie verso l'alto, direzione delle paleocorrenti ad alto angolo rispetto all'immersione delle superfici di accrescimento laterale, increspature da corrente con senso di progradazione opposto all'immersione del piano formato dalle superfici di accrescimento laterale. Quest'ultime strutture costituiscono una prova inequivocabile dell'esistenza di una corrente elicoidale e quindi della presenza di canali meandriformi.

Fiumi con deposizione ghiaiosa erano localizzati solamente in un'area di circa 4 km² subito ad est di Todi. Le strutture sedimentarie e la globale organizzazione spaziale hanno permesso di associare questi corpi ghiaiosi a fiumi con bassa sinuosità e canali multipli (fiumi intrecciati). Fiumi intrecciati e a meandri erano contemporanei; tale aspetto è stato attribuito ad un locale apporto di materiale grossolano dal vicino margine montuoso in sollevamento, che avrebbe influenzato drasticamente la morfologia dei fiumi meandriformi modificandoli in fiumi intrecciati.

La piana di inondazione (associazione di facies fine) era caratterizzata da un alto livello della falda idrica nel terreno e da aree spesso allagate. Molto frequenti sono i paleosuoli, la cui distribuzione verticale nelle sezioni misurate varia dal 60% al 40%. Tra i depositi sono stati riconosciuti piccoli laghi, paludi a produzione organica e sistemi di rotta fluviale.

Caratteri peculiari dei paleosuoli sono l'idromorfia, indicante condizioni di terreno saturato di acqua, e l'immaturità. Quest'ultimo aspetto può essere influenzato da differenti fattori tra i quali si possono considerare principali: a) l'alto tasso di sedimentazione; b) le frequenti variazioni ambientali legate all'innalzamento del livello delle acque e al successivo "annegamento" del suolo; c) le stesse condizioni di acque stagnanti nel terreno, che rallentano l'evoluzione del suolo.

I depositi di piccoli laghi sono caratterizzati da lamine piano parallele e continue e registrano la sedimentazione in bacini non molto profondi e spesso anossici sul fondo. Depositi organici corrispondono prevalentemente a paludi erbacee (canneti); più raramente sono stati osservati depositi di paludi alberate.

Sono stati riconosciuti due tipi di depositi di rotta fluviale. Il primo corrisponde a corpi sabbiosi larghi e piatti, spessi al massimo 1.5 m, con base brusca, interpretati come depositi di ventaglio di rotta (*crevasse splay*). Il secondo è formato da piccole sequenze negative, da argille lacustri a sabbie, che sono state interpretate come prodotto di progradazione di un sistema di rotta fluviale all'interno di bacini lacustri poco profondi, dove esso formava dei veri e propri piccoli sistemi deltizi.

L'USMC non mostra in senso verticale variazioni delle litofacies; differenze sono state invece osservate in senso orizzontale dalla parte settentrionale alla parte meridionale. Infatti nella porzione centro meridionale dell'area esaminata sono più frequenti depositi lacustri ed i paleosuoli mostrano caratteri di maggiore idromorfia. Tale aspetto è stato attribuito alla vicinanza dell'area centro meridionale al livello di base, rappresentato dal mare del Pleistocene inferiore, i cui depositi affiorano poco più a sud ovest.

Unità di Acquasparta (UA)

In continuità di sedimentazione l'USMC passa verso l'alto ad una unità formata da carbonati continentali, chiamata unità di Acquasparta.

Singolare è la brusca variazione di ambiente deposizionale e litologica. L'UA testimonia un ambiente deposizionale costituito da laghi non molto profondi, da paludi e da aree localmente emerse; l'attuale distribuzione dei depositi carbonatici (quasi esclusivamente nella parte orientale del bacino), probabilmente riflette anche una originaria distribuzione delle aree a sedimentazione carbonatica. L'inizio della deposizione dell'UA registra quindi l'arresto dell'apporto clastico, la scomparsa del sistema fluviale che alimentò l'USMC e lo sviluppo di piccoli bacini interni a deposizione carbonatica. Probabilmente fattore scatenante di tale variazione litologica è stata la tettonica che, sollevando quest'area, la isolò dall'apporto clastico e ne limitò la sedimentazione a piccoli bacini lacustro-palustri, a ridosso della catena mesocenozoica che limita ad est il Bacino Tiberino.

CONCLUSIONI

A larga scala l'evoluzione deposizionale della ramo sud-occidentale del Bacino Tiberino è controllata dalla tettonica, di cui gli elementi più caratteristici sono:

- 1) La deposizione dell'UFB è stata condizionata da un bacino che possedeva un tasso di subsidenza superiore al tasso di sedimentazione e margini tettonicamente attivi.
- 2) La sedimentazione dell'USMC è caratterizzata da una alta dispersione dei depositi di canale all'interno dei depositi di piana inondabile e testimonia un alto tasso di sedimentazione, che riusciva a tenere il passo all'alto tasso di subsidenza.
- 3) Un sollevamento tettonico può essere stato la causa dell'arresto della deposizione della USMC e della sedimentazione in piccoli bacini interni di carbonati continentali.

Controlli sulla sedimentazione da parte di fattori climatici, vegetazionali o eustatici non sono stati finora riconosciuti con sicurezza nel Bacino Tiberino; probabilmente la registrazione sedimentaria di questi fattori è meno evidente e deve essere indagata con mezzi differenti dalla analisi di facies qui usata.

IL CONTROLLO STRUTTURALE NEI BACINI INTERMONTANI PLEISTOCENICI DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE:
L'ESEMPIO DELLA SUCCESSIONE DEL MUGELLO (FIRENZE)

M. Benvenuti

Dipartimento Scienze della Terra, Università di Firenze

Le successioni continentali sviluppatesi nei bacini intermontani pleistocenici dell'Appennino Settentrionale hanno subito nella loro evoluzione un controllo principalmente strutturale. Numerose soglie hanno isolato le zone interne della catena dalla regione tirrenica inibendo l'effetto glacio-eustatico sulla sedimentazione. Anche l'influenza climatica nonostante l'importanza delle oscillazioni quaternarie, non sembra avere radicalmente condizionato l'evoluzione deposizionale nei bacini. Il controllo strutturale rappresenta la diretta risposta alle condizioni geodinamiche (estensione di una catena in sollevamento), in cui questi bacini si sono formati. Tutto ciò è ben espresso sia dall'architettura delle facies (Martini & Sagri, in stampa) sia dalla presenza di discordanze di origine tettonica nelle successioni plio-pleistoceniche (Bernini *et al.*, 1990).

L'esempio delle successioni continentali quaternarie dell'Appennino Settentrionale conferma l'importanza della variazione dei tassi deformativi nel modificare lo spazio disponibile alla sedimentazione (Mutti, 1990). L'analisi stratigrafica e sedimentologica della successione fluvio-lacustre del bacino del Mugello indica inoltre il predominante effetto della deformazione sinsedimentaria ad alta frequenza quale controllo sull'architettura delle facies e sull'evoluzione dei sistemi deposizionali.

Il bacino fluvio-lacustre del Mugello è una piccola conca intermontana situata a N di Firenze che si estende per circa 30 km in senso ONO-ESE con una larghezza massima di 15 km. Il bacino è riempito da oltre 500 m di depositi fluvio-lacustri e fluviali sviluppatisi rispettivamente in due fasi successive. L'assetto strutturale è quello di un semigraben con la faglia principale situata lungo il margine meridionale. L'età della successione viene ritenuta pleistocenica per la presenza di faune a vertebrati del Villafranchiano Superiore finale (U.F. Farneta) e del Galeriano (Abbazzi *et al.*, in prep.). Dati magnetostratigrafici preliminari indicano per i sedimenti fluvio-lacustri un'età Matuyama post-Olduvai confermando l'attribuzione della primafase deposizionale al Pleistocene Inferiore. L'inizio della seconda fase caratterizzata da depositi fluviali, viene riferito sulla base delle faune al passaggio Pleistocene inferiore/medio o alternativamente, al Pleistocene medio.

Nella prima fase il bacino è suddiviso in un sub-bacino minore a ONO in cui si instaura una deposizione palustre con torbiere e in quello principale centro-meridionale. Lungo il margine settentrionale di quest'area si sviluppano sistemi fluvio-lacustri influenzati dal sollevamento differenziale della rampa su cui appoggiano. Nella zona centrale movimenti tettonici di maggior entità provocano ai margini interruzioni nella sedimentazione marcate da discordanze angolari e troncature erosive che passano verso bacino a concordanze. I sistemi deposizionali marginali rappresentati da delta conoidi registrano con le variazioni di facies questa deformazione sinsedimentaria. Gli apparati più antichi sono costituiti nella porzione subaerea da ciottolami e sabbie con caratteri di deposizione in massa. Essi sono il prodotto di flussi ad alta concentrazione che a partire da *debris flow* evolvono sottocorrente in spessi tappeti di trazione o *grain flow* modificati (Lowe, 1982). Nelle porzioni subacquee si hanno depositi gravitativi legati geneticamente ai precedenti e simili a quelli prodotti da correnti torbide ad alta densità. Questi sistemi si sono formati su un pendio in basculamento contemporaneo alla sedimentazione, che ha favorito l'effetto della gravità quale fattore di trasporto e accumulo. Dopo questa fase deformativa si sviluppano nuovi sistemi deltizi dominati nelle porzioni subaeree apicali, da depositi di flussi iperconcentrati (*sensu* Smith, 1986) che si organizzano sottocorrente in depositi di fiume intrecciato estesi alle zone di passaggio all'area palustre. Il profilo deposizionale è quello di delta conoidi di acque basse formati in relazione a non elevati gradienti morfologici. Una nuova fase tettonica porta successivamente ad un limitato sviluppo di delta gilbertiani con *foreset* conglomeratico-sabbiosi. Nella tendenza progradazionale che contraddistingue il riempimento del bacino si sviluppano successivamente nuovi apparati di acque basse. Sebbene simili variazioni di facies e riorganizzazioni di sistemi deposizionali continentali possono essere effetto di un predominante controllo climatico (Frostick & Reid, 1989; Bowman, 1990), nel caso illustrato l'evoluzione deposizionale sembra principalmente legata a quella deformativa.

I primi sistemi infatti sono l'espressione di un accelerato sollevamento della rampa seguito dopo l'acme della fase deformativa (marcato da una discordanza angolare), da condizioni di minore diastrofismo come espresso dagli apparati di acque basse. La formazione di piccoli delta gilbertiani indica l'effetto locale di faglie sinsedimentarie con rotture di pendio tali da favorire l'accrescimento frontale a grande scala. Il riempimento di queste limitate depressioni permette infine la progradazione di nuovi sistemi di acque basse. Queste vicende deposizionali avvengono in circa 0.6-0.8 Ma (durata approssimativa della prima fase) dimostrando come elevati tassi deformativi possano controllare la sedimentazione in un'area tettonicamente instabile quale la catena nordappenninica.

BIBLIOGRAFIA

- Bernini M., Boccaletti M., Moratti G., Papani G., Sani F. & Torelli L. (1990) - Mem. Soc. Geol. It., **45**, 577-589.
Bowman D. (1990) - Spec. Publ., Int. Ass. Sed., **10**, 273-280
Frostick L.E & Reid I. (1989) - J. Geol. Soc. London, **146**, 527-538
Lowe R.D. (1982) - J. Sedim. Petrol., **52**, 279-297.
Martini I.P. & Sagri M. (in stampa) - Earth-Sci Review.
Mutti E. (1990) - Mem. Soc. Geol. It., **45**, 627-655
Smith G.A. (1986) - Geol. Soc. Amer. Bull., **97**, 1-10

EVOLUZIONE DEI BACINI INTERMONTANI DELL'APPENNINO NORD-OCCIDENTALE

M. Bernini⁽¹⁾ - R. Bertoldi⁽²⁾ - P.R. Federici⁽³⁾ & G. Papani⁽¹⁾

⁽¹⁾Istituto di Geologia, Università di Parma.

⁽²⁾Dip.to di Biologia evolutiva ed Orto Botanico, Università di Parma

⁽³⁾Dip.to di Scienze della Terra, Università di Pisa

Le conche intermontane dell'Appennino settentrionale terminano a nord in corrispondenza delle valli Magra-Vara e dell'alto Taro. Si tratta di bacini continentali impostati nelle depressioni tettoniche della catena a partire almeno dal Pliocene inferiore.

In particolare vengono presi in considerazione, nel versante tirrenico i bacini della media val di Vara e quelli di Aulla-Olivola e di Pontremoli nella media e alta val di Magra; sul versante padano il bacino di Compiano in val Taro. Un posto a sè stante riveste il bacino di Sarzana, nella bassa val Magra, che apparentemente funge da collegamento con il bacino marino e continentale della Versilia.

I bacini del versante tirrenico occupano le zone assiali di fosse tettoniche ad orientamento appenninico (NW-SE), inquadrabili in una grande e complessa struttura distensiva che si sviluppa fra le faglie maestre di Groppodoloso a NE, a ridosso del crinale appenninico, e della Spezia a SW, per una larghezza di circa 35 km. La struttura è articolata in due *semigraben*, separati da un *horst* centrale costituente l'ampia dorsale M.Picchiara - M.Cornoviglio.

Le faglie normali a geometria listrica, alcune delle quali hanno rigetti verticali superiori ai 2000 metri, disarticolano l'edificio a falde della catena.

Il bacino di Compiano (versante padano) occupa una depressione tettonica situata in corrispondenza di una "virgazione" del fronte della Falda Toscana, fra M.Orsara e M.Zuccone.

Le successioni stratigrafiche dei singoli bacini sono state studiate e rilevate alla scala 1:10.000 e corredate da indagini polliniche di dettaglio sui depositi lacustri, che hanno permesso di controllare ed estendere le attribuzioni cronologiche precedenti, basate essenzialmente sulla mammalofauna.

I depositi dei bacini considerati mostrano il classico *trend* evolutivo da bacino lacustre e/o palustre a bacino fluviale. La successione di Aulla-Olivola inizia nel Pliocene inferiore (Rusciano), quella della media val di Vara (Sesta Godano) nel Pliocene superiore iniziale (Villafranchiano inferiore), il bacino di Pontremoli nel Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore), il bacino di Compiano nel Pliocene superiore alto (Villafranchiano medio?).

La dinamica dei singoli bacini distensivi risulta pertanto sfasata nel tempo, con evidenza di un'apertura progressiva da SE verso NW e dall'interno verso l'esterno della catena. Fatto ancor più evidente se si considera anche il bacino di Sarzana che, posto a SW di tutti gli altri, risulta di età Rusciano arcaica e pertanto il più antico.

Anche il passaggio da bacino lacustre e/o palustre a conca fluviale intermontana è a sua volta diacrono e segue lo stesso *trend* dell'apertura.

Il bacino di Compiano non si inquadra in questo trend evolutivo, sottolineando così la sua differente collocazione strutturale.

Un elemento di correlazione cronologica fra i bacini distensivi è rappresentato, nel Pleistocene medio, da depositi grossolani essenzialmente monogenici (arenacei) formanti conoidi incassate che ricoprono sia i sedimenti fluviali sia il substrato. Questi depositi dovrebbero testimoniare un rapido smantellamento delle dorsali arenacee in conseguenza di un'accentuazione del sollevamento.

E' interessante notare che in questa fase il bacino di Compiano, posto sull'esterno dei fronti di accavallamento, è in subsidenza.

Questi fatti sono coerenti con una generalizzata fase compressiva che in quel momento ha prodotto arretramento dei fronti padani e compressione nei bacini intermontani.

Dal Pleistocene medio la tettonica distensiva ha ripreso a manifestarsi nei bacini del Vara e del Magra, individuando anche aree di subsidenza recente ed attuale.

In questo quadro, essenzialmente morfo-strutturale, rimane aperto il problema del contributo del clima e della relativa morfogenesi al modellamento di questo settore dell'Appennino Settentrionale.

PALINOSTRATIGRAFIA DEI BACINI INTERMONTANI DELL'APPENNINO NORD-OCCIDENTALE

R. Bertoldi

Dip.to di Biologia evolutiva ed Orto Botanico, Università di Parma

Da diversi anni si stanno conducendo ricerche palinologiche nei bacini intermontani dell'Appennino nord-occidentale nell'ambito di studi più vasti a carattere geologico-strutturale.

La ricostruzione, attraverso il metodo palinologico, delle successioni delle flore pregresse in questi giacimenti neogenici continentali mirava, oltre che a svelare la storia vegetazionale e climatica in essi archiviata, a rintracciare testimonianze paleofloristiche per una più puntuale collocazione cronologica dei vari bacini. Scopo primario di queste ricerche era per l'appunto quello di mettere a disposizione prove di ordine paleobotanico, da affiancare a studi stratigrafico-geologici, per una più approfondita conoscenza del periodo di formazione e dell'evoluzione paleogeografica dei vari bacini intermontani esplorati.

Solo questi ultimi aspetti saranno qui presi in considerazione.

Le indagini sono state condotte in tutti i principali bacini del versante tirrenico dell'Appennino nord-occidentale (Val di Magra e Val di Vara), procedendo da monte a valle, estendendole poi all'unico deposito continentale antico conosciuto del versante emiliano, cioè quello di Compiano in alta Val Taro.

Il bacino più a monte ed il primo ad essere indagato è stato quello di Pontremoli, dove una breve successione pollinifera nella sezione di case Corvi ha evidenziato una palinoflora del tutto simile a quella della fase E.C. (*Eucommia-Celtis*) che caratterizza le sequenze polliniche iniziali del Pleistocene inferiore nell'Italia settentrionale.

Le lunghe sequenze polliniche ricavate dai sedimenti lacustri basali del bacino di Aulla-Olivola, nella media Val di Magra, sono caratterizzate dall'abbondanza fino a dominanza degli elementi cosiddetti "terziari", espressi attraverso due raggruppamenti tipici: il gruppo delle Taxodiacee ed il gruppo degli elementi tropicali-subtropicali. È quest'ultima associazione pollinica a caratterizzare palinostratigraficamente le due sequenze. Infatti questo contingente relitto, a distribuzione europea pre-pliocenica e/o infrapliocenica e riscontrato qui per la prima volta in depositi neogenici continentali dell'Italia settentrionale, attribuisce alle due successioni polliniche un'età pre-Villafranchiana, vale a dire Rusciniense.

Nel deposito di Sesta Godano, in Val di Vara, l'indagine palinologica ha messo a disposizione per la prima volta documentazione di tipo paleontologico. La sua palinoflora è in tutto parallelizzabile a quella nota per il deposito-tipo del Villafranchiano inferiore della cava R.D.B. di Villafranca d'Asti e quindi verosimilmente coeva.

Nell'ultimo bacino, quello di Sarzana nella bassa Val di Magra, le due brevi successioni polliniche recuperate dai sedimenti lacustro-lignitiferi basali del complesso inferiore, si differenziano nettamente da quelle precedenti sia per aspetti vegetazionali che floristici. Predominano gli elementi del Taxodieto, ma è il gruppo degli elementi tropicali-subtropicali a contraddistinguere le due sequenze. Questo contingente risulta molto ricco qualitativamente e significativamente caratterizzato dalla presenza di due *taxa* pollinici nuovi per l'Italia e verosimilmente per l'Europa occidentale, cioè *Reevesia* ed *Itea*. La ricostruzione paleofitogeografica e biostratigrafica di questi due elementi in Europa durante il Terziario porta ad attribuire al deposito basale di Sarzana un'età arcaica, Rusciniense basale o verosimilmente anche più antica, di transizione tra il piano Turoliano e Rusciniense.

In sintesi, le palinoflore fornite dai depositi scrutati hanno messo in luce le principali tappe di impoverimento floristico durante l'intervallo Pliocene-Pleistocene inferiore nella regione nord-appenninica. Questa successione di estinzioni floristiche ha consentito un tentativo di collocazione stratigrafica delle varie sequenze polliniche entro la cronostratigrafia del Neogene superiore dell'Italia settentrionale.

I risultati più rilevanti emersi da queste ricerche polliniche nel bacino del F. Magra possono essere così riassunti:

- possibilità di differenziare, su base palinologica, i depositi Rusciniensi da quelli Villafranchiani;
- esplorazione da un punto di vista paleobotanico e paleoambientale di intervalli rusciniensi, penetrando verosimilmente fino alla fase di transizione tra Turoliano e Rusciniense, delineando così l'evoluzione paleogeografica dell'area indagata durante il Neogene superiore e Pleistocene inferiore;

- riconoscimento di nuovi depositi di età Rusciniense, accertando così che il piano Rusciniense in Italia centro-settentrionale è ben più sviluppato di quanto finora ritenuto attraverso la mammalofauna;

- reperimento di prove palinologiche, in perfetto accordo con gli studi geologico-strutturali, sulla sfasatura nel tempo dei vari bacini. Inoltre le sequenze polliniche derivanti dai sedimenti lacustri basali dei vari giacimenti approssimano l'età di formazione degli stessi e quindi forniscono nuovi e preziosi contributi per una più adeguata collocazione nel tempo del periodo di apertura dei vari bacini.

Le indagini condotte nel bacino di Compiano, situato come accennato sul versante padano, hanno dimostrato una evoluzione paleobotanica del tutto indipendente del giacimento rispetto a quelle dei pur vicini bacini della Val di Magra. Il deposito si presenta in gran parte a litologia molto grossolana, specialmente nella parte medio-superiore. Sono state campionate tutte le successioni sedimentarie affioranti che potevano apparire adatte per lo studio palinologico, ma solo le serie dell'unità inferiore (uRo) sono risultate idonee allo scopo, mentre le brevi serie recuperate entro l'unità superiore (uCo), pur adatte per considerazioni climatico-vegetazionali, si sono rivelate inaffidabili per considerazioni palinostratigrafiche. Comunque tutti questi risultati sono degni di segnalazione in quanto costituiscono a tutt'oggi l'unica documentazione paleontologica del giacimento.

Le sequenze dell'unità inferiore, quelle di Roncodesiderio e di Strela, sono significative palinostratigraficamente poiché archiviavano una palinoflora caratteristica rispettivamente del Pliocene finale e dell'inizio del Pleistocene, testimoniando con ciò un'origine assai antica del bacino, rapportabile probabilmente al Villafranchiano medio.

Le sequenze dell'unità superiore che corrispondono a brevi *flash* floristico-vegetazionali e per di più rispecchianti solo episodi terminocratici, cioè freddo-glaciali, mostrano palinoflore apparentemente più moderne. Esse, nello schema cronostratigrafico, sono state sovrapposte in ordine stratigrafico di campagna senza un diretto riferimento alla cronostratigrafia del Pleistocene medio-inferiore.

FAGLIE DISTENSIVE: ESEMPI DA DUE AREE DELL'APPENNINO ABRUZZESE

S. Bigi - E. Centamore - F. Dramis - R. Salvucci

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

Nel quadro dei sistemi distensivi che caratterizzano le depressioni intramontane dell'Appennino centrale, sono state prese in considerazione l'area di M. Giano - M. Gabbia (parte sudoccidentale del F. L'Aquila) e la conca di Ofena (settore nordorientale del F. Sulmona).

Tali aree fanno parte di un edificio a *thrusts*, con piani di sovrascorrimento a direzione NW - SE nell'area settentrionale (M. Giano - M. Gabbia) e a direzione N-S in quella meridionale (Ofena).

A tergo dei *thrusts* frontali si sono sviluppati, nelle due aree, sistemi distensivi che hanno caratteri comuni.

Si osservano infatti faglie normali organizzate in fasci ad andamento NW-SE, con immersione a SW, che determinano un sistema a blocchi ribassati verso SW, con all'interno depressioni allungate parallelamente alle faglie stesse. Tali faglie sono in genere caratterizzate, in affioramento, da piani ad alto angolo con un notevole sviluppo in lunghezza.

Il sistema antitetico è rappresentato, in generale, da piani poco evidenti, anche se ben individuabili, con piccoli rigetti e scarsa estensione longitudinale.

Sui piani principali spesso sono visibili due famiglie di strie che indicano distinti momenti deformativi: una di *dip slip* e una transtensiva sinistra (*pitch* 70°± 50°).

Nell'area di M. Giano - M. Gabbia le faglie normali sono parallele al fronte di sovrascorrimento, mentre nell'area del F. Tirino sono oblique rispetto al fronte principale, che ha direzione N-S. Alcune di queste faglie normali dissecano i principali piani di sovrascorrimento, mentre altre sembrano interrompersi all'altezza di questi ultimi.

Poiché le faglie normali spesso delimitano blocchi con successioni stratigrafiche diverse, sembra plausibile che tali dislocazioni indichino una riattivazione, in senso normale, di antiche superfici di sovrascorrimento.

DISLOCAZIONI COSISMICHE E MAGNITUDO: UNA PROPOSTA DI CLASSIFICAZIONE BASATA SULL'ANALISI PALEOSISMOLOGICA DI STRUTTURE TETTONICHE DELL'APPENNINO CENTRALE

A.M. Blumetti⁽¹⁾ - F. Brunamonte^(@) - A.M. Michetti^(@) - L. Serva⁽²⁾ - E. Vittori⁽²⁾

⁽¹⁾ Università di Camerino

^(@) CNR - GNDT, Roma

⁽²⁾ ENEA-Disp.

Negli ultimi anni un numero crescente di ricercatori ha condotto nell'Appennino Centrale analisi paleosismologiche e neotettoniche. La messe di dati disponibili è ormai tale da permettere alcune interpretazioni di carattere generale, ad esempio riguardo i meccanismi che controllano la propagazione della deformazione tettonica durante un evento sismico, a partire dalla sorgente fino alla superficie del terreno. Su questo argomento è in corso un acceso dibattito nella comunità scientifica internazionale, recentemente alimentato dalle varie interpretazioni cui si prestano gli effetti di fratturazione superficiale cosismica prodotti durante i due ultimi forti terremoti californiani (Loma Prieta, 1989, M = 7.1, e Landers, 1992, M = 7.5). Sono in discussione, fra l'altro, i criteri per distinguere i fenomeni di fagliazione superficiale "primaria" e "secondaria", ed il significato tettonico della fagliazione "secondaria". Tali questioni comportano notevoli implicazioni sia sul piano scientifico (ad es., nell'interpretazione della magnitudo associata a paleoterremoti riconosciuti in trincee esplorative) che applicativo (ad es., per i criteri di esclusione nella scelta di siti per impianti ad alto rischio).

I fenomeni di fratturazione superficiale dipendono dalle caratteristiche strutturali e reologiche dell'area in esame, e dalla magnitudo e profondità della sorgente sismica. Sulla base dei dati sismotettonici disponibili e della nostra esperienza di studi neotettonici e paleosismologici nell'Appennino Centrale, ci sembra possibile proporre una classificazione delle dislocazioni cosismiche in funzione della magnitudo. Secondo tale classificazione, schematizzata in Figura 1, il movimento di una faglia in superficie è definito "fagliazione superficiale" quando si ritiene che esso sia direttamente causato dalla faglia che ha generato l'evento sismico. La fagliazione superficiale nel contesto dell'Appennino Centrale (regime tettonico distensivo, profondità ipocentrali intorno ai 10 km) è generalmente associata ad eventi di magnitudo pari almeno a 6.5. Nell'Appennino, i casi più caratteristici di fagliazione superficiale sono quelli relativi ai terremoti del Fucino (13 Gennaio 1915, M = 6.8) e dell'Irpinia (23 Novembre 1980, M = 6.9), ma altri esempi di fagliazione superficiale preistorica sono stati riconosciuti in diversi bacini intra-appenninici (ad es., nello stesso Fucino e nella Conca di Rieti).

Viene definita invece come "rottura superficiale" il movimento di una faglia che sia solo indirettamente legato allo scorrimento lungo la faglia sismogenetica, e che potrebbe essere indotto per valori di magnitudo uguali o superiori a 6.0. Noi crediamo che tale categoria di fratturazione superficiale sia particolarmente ben documentata nell'Appennino Centrale a causa delle particolari caratteristiche morfologiche (fronti montuosi a notevole energia di rilievo), litologiche (potenti unità carbonatiche sovrapposte a sedimenti terrigeni poco competenti) e strutturali (discontinuità tettoniche a debole immersione ereditate dalle precedenti fasi compressive), che determinano la possibilità di forme di convergenza fra fenomeni gravitativi e tettonici secondo meccanismi quali quelli proposti già nel 1967 da BECK (*gravity faulting* cosismico). Esempi di dislocazioni cosismiche classificabili, secondo noi, come rotture superficiali sono osservabili nei pressi di Poggio Bustone (Rieti, sito de La Casetta), di Rivisondoli (L'Aquila), di Norcia (Perugia, Monte Alvagnano). A nostro avviso tali fenomeni possono essere chiaramente identificati sul terreno, essendo generalmente ben distinguibili dai fenomeni franosi. Costituiscono quindi un elemento significativo sia per l'analisi paleosismologica che per la determinazione di potenziali dislocazioni superficiali in aree destinate alla costruzione di impianti industriali, infrastrutture, etc.

Infine, vengono definiti come "cedimenti del terreno" tutti quei fenomeni di dislocazione superficiale legati allo scuotimento

sismico ma senza una necessaria connessione con movimenti lungo faglie, quali frane, fratture prodotte da compattazione o liquefazione in terreni sciolti etc., come quelli osservati durante forti terremoti storici in Appennino Centrale.

Riteniamo che questo genere di classificazione, che pone direttamente in relazione il tipo di dislocazione osservata con il valore minimo di magnitudo necessario per produrla, possa costituire da un lato un modello interpretativo per i fenomeni di dislocazione superficiale cosismica e dall'altro un utile strumento applicativo per la valutazione della pericolosità sismica. Sebbene derivato dalla nostra esperienza nell'Appennino, lo schema proposto può avere una validità più generale, tenendo conto che le soglie di magnitudo vanno tarate in funzione del contesto sismotettonico analizzato.

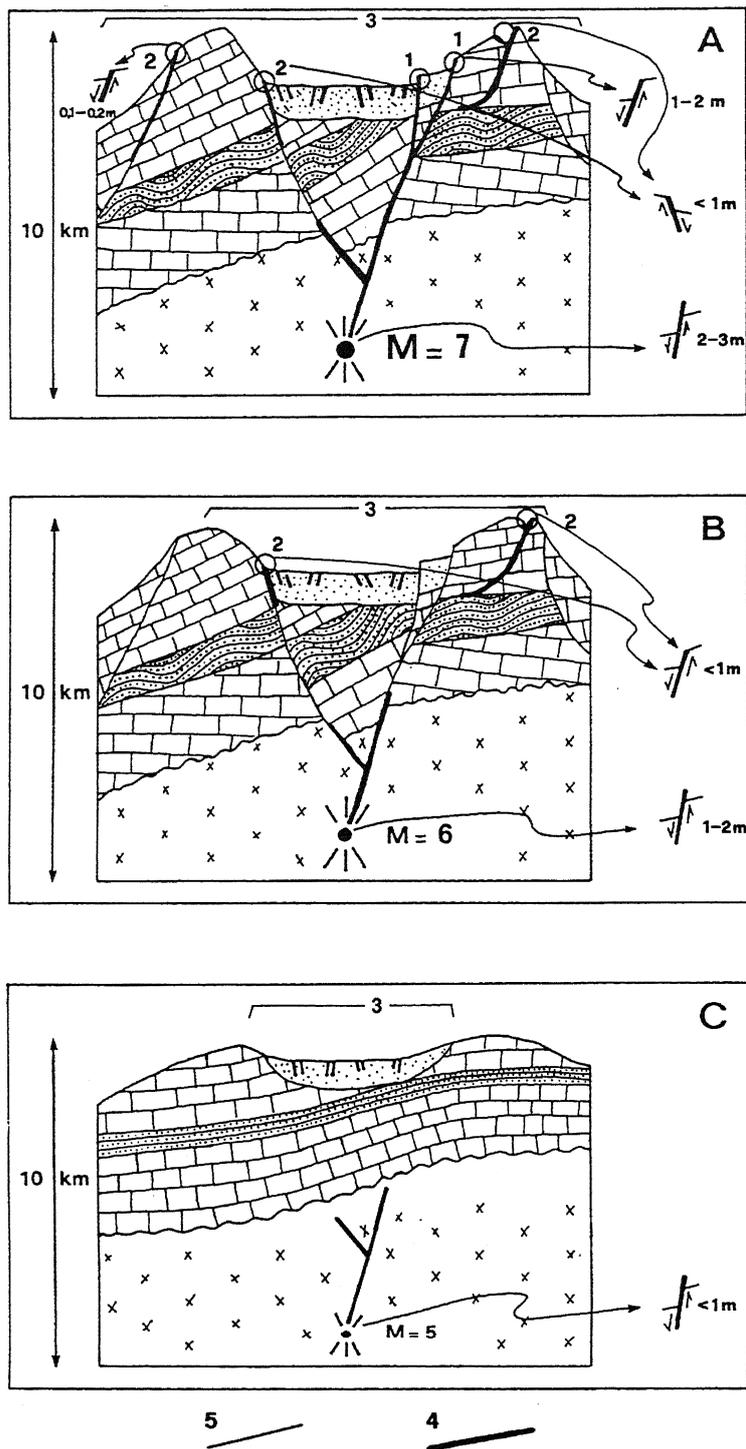


Fig. 1 - 1) fagliazione superficiale; 2) rottura superficiale; 3) deformazione del suolo; 4) scorrimento cosismico; 5) contatto litologico o tettonico.

CONTRIBUTO ALLE CONOSCENZE SULLA SUCCESSIONE CONTINENTALE DELLA CONCA DEL FUCINO

C. Bosi - F. Galadini - P. Messina

C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia Tecnica

L'insieme dei dati riportati nella bibliografia geologica (principalmente quelli ottenuti da Bertini e Bosi, 1976; Bosi, 1989; Zarlenga, 1990; Bosi e Messina, 1991) e nuovi rilevamenti eseguiti negli ultimi anni dagli scriventi, hanno dimostrato che la successione stratigrafica nell'area circostante la conca del Fucino è sensibilmente più complessa di quanto ritenuto in precedenza.

In particolare, sul versante nord-occidentale della conca (rilievo dei Tre Monti), già ritenuto quasi interamente costituito da una successione fluvio-lacustre probabilmente pliocenica, è stata riconosciuta la presenza di almeno tre cicli sedimentari di età compresa fra il Pliocene ed il Pleistocene medio. Gli ultimi due corrispondono a due generazioni di breccie discordanti sui depositi del I ciclo. Tutti questi depositi sono poi ricoperti da sedimenti più recenti, descritti da Giraudi (1988) per l'intervallo corrispondente agli ultimi 30.000 anni.

Sul versante nord-orientale della conca, da Celano a Pescina, è stata riconosciuta una situazione piuttosto complessa. Sono stati in particolare messi in evidenza cinque cicli di sedimentazione (I, II, III, IV e V) separati da importanti fasi erosive; a questi si deve aggiungere un episodio di breccie correlabile con quello più antico (Pleistocene inferiore) affiorante nella zona dei Tre Monti. Da menzionare in questa zona la presenza di ritocchi erosivi e sedimentari ai depositi del III ciclo e l'arrivo di abbondanti apporti vulcanici in corrispondenza del V ciclo.

All'abbondanza di depositi continentali plio-pleistocenici sui versanti settentrionale ed orientale della conca, fa riscontro l'assenza pressoché totale di sedimenti di questo tipo lungo tutti i restanti versanti del Fucino. In queste aree i depositi sospesi su quelli già descritti da Giraudi (1988) si limitano infatti a sporadici affioramenti di ciottoli, nella zona di Lecce dei Marsi, e di breccie nella zona di Casali d'Aschi, Madonna Candeleccchia e nella Vallelonga.

Un interessante ritrovamento, effettuato pochi chilometri a sud del Fucino lungo l'alveo del fosso Tana, riguarda una successione di sedimenti continentali (prevalentemente conglomerati e argille con lenti di lignite) notevolmente deformati.

Un altro elemento di novità rispetto a quanto già noto in precedenza è rappresentato dall'ampia estensione degli affioramenti di megabreccie appartenenti al I ciclo; in taluni casi è stato possibile dimostrare che sono da includere fra questi depositi anche zolle rocciose (Colle Dora) la cui anomala posizione stratigrafica era ritenuta il prodotto di un imponente movimento gravitativo con origine sul versante meridionale del M. Cafornia (Nijman, 1971).

Infine, da un punto di vista stratigrafico generale, la novità più rilevante è rappresentata dall'attribuzione ad una formazione di breccie del Pleistocene (breccie di Bisegna) di gran parte delle breccie in precedenza riferite alla successione connessa con il I ciclo di sedimentazione (Pliocene).

LAVORI CITATI

- Bosi C. (1989) - *Tentativo di correlazione fra le successioni plio-pleistoceniche*. In: Guida all'escursione della Soc. Geol. It. "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese", 97-104, (Ed. CNR-ENEA), Roma.
- Bertini T. & Bosi C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella valle del Salto e nella conca del Fucino (Rieti-L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**(4), 767-801.
- Bosi C. & Messina P. (1991) - *Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'appennino laziale-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, Vol. Sp. 1991/2, CROP **11**, 313-317.
- Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1**(2), 131-159.
- Nijman W. (1971) - *Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen, Proceedings, **74**(2), 156-184.
- Zarlenga F. (1990) - *I depositi continentali del Bacino del Fucino (L'Aquila, Italia centrale)*. Geologica Romana, **26**, 1987, 223-253.

INFLUENZA DEI PROCESSI DI RIATTIVAZIONE TETTONICA SULLA GEOMETRIA DELLE CONCHE INTERMONTANE DELL'AREA UMBRA

F. Brozzetti - M. Barchi

Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia

La geometria delle conche intermontane dell'area umbra evidenzia una marcata polimodalità nella orientazione delle faglie estensionali. A tutte le scale infatti il pattern delle faglie distensive risulta molto complesso: al sistema dominante, sviluppato in senso NW-SE, si associano faglie transtensive secondo direzioni $NS \pm 10^\circ$ e $N100^\circ \pm 10^\circ$ e, più raramente, strutture trasversali, orientate NE-SW.

L'interazione fra strutture variamente orientate determina la caratteristica forma poligonale dei bacini distensivi esterni (Conche di Norcia, Cascia e del Pian Grande di Castelluccio), riducendone la continuità longitudinale. Nel caso dei graben interni

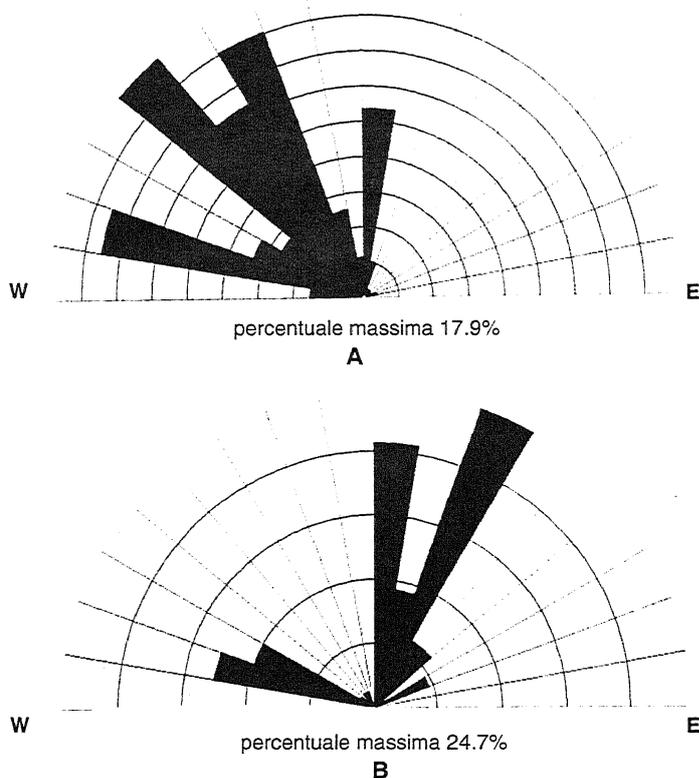


Fig. 1 - Confronto fra l'orientazione delle faglie dirette (A) e delle faglie trascorrenti (B) nell'area esaminata

una complessa sequenza di fasi tettoniche, caratterizzata da sensibili variazioni nell'orientazione del campo di sforzi regionale. Gli insiemi di piani striati, relativi sia a faglie maggiori che a piani di taglio mesoscopici, sono stati analizzati con metodi "di inversione", che consentono di definire i parametri (orientazione e forma) dell'ellissoide degli sforzi distensivo e di stabilire il grado di reciproca congruenza di famiglie di strutture variamente orientate. Questo tipo di analisi, svolta in numerosi siti di misura, ubicati sia lungo le faglie maggiori che entro i depositi continentali plio-quadernari, ha permesso di verificare la sostanziale compatibilità cinematica della totalità dei dati relativi a faglie maggiori striate, indipendentemente dalla loro orientazione. L'insieme di tali dati concorda nell'indicare un campo di sforzi distensivo triassiale con asse di massima estensione σ_3 orientato circa NW-SE. La sporadica presenza di deviatori anomali, non coassiali col campo regionale o caratterizzati da un differente grado di anisotropia (stessa orientazione ma differenti valori del rapporto di forma) potrebbe essere spiegata con anomalie locali, legate ad esempio a risposte non perfettamente "fragili" dei mezzi rocciosi.

I dati raccolti sembrano quindi confermare la validità della ipotesi di un'unica fase tettonica estensionale, con asse di massima estensione anti-appenninica, in cui la diffusa riattivazione dei sistemi di faglie pre-esistenti opportunamente orientate ha accompagnato la neo-formazione delle principali faglie dirette, orientate NW-SE.

Per valutare la diffusione su scala regionale dei processi di riattivazione è stata presa in considerazione un'area di circa 4000 km², che corrisponde approssimativamente ai Fogli n.131 (Foligno) e n. 132 (Norcia) della Carta Geologica d'Italia. Quest'area è stata scelta in quanto vi sono ben rappresentate sia le faglie trascorrenti e transpressive, associate alla fase compressiva, che le faglie dirette, prodotte dalle fasi estensionali recenti.

La carta strutturale, in scala 1:200.000, recentemente elaborata dal gruppo di geologia strutturale di Perugia (Barchi *et al.*, 1992), è stata usata come base per analizzare le direzioni delle faglie trascorrenti e quelle delle faglie dirette. I risultati dell'analisi, riassunti in due diagrammi, mostrano per entrambe le popolazioni una distribuzione essenzialmente bimodale: le faglie trascorrenti sono distribuite secondo due sistemi, orientati rispettivamente $N20^\circ \pm 10^\circ$ (destre) e $N100^\circ \pm 10^\circ$ (sinistre); le faglie dirette mostrano orientazioni prevalenti attorno alle direzioni $N140^\circ$, $N100^\circ$ e, subordinatamente, $N10^\circ$. Il confronto fra i diagrammi ci fa ipotizzare che le faglie dirette dei due ultimi sistemi riattivino preesistenti faglie trascorrenti: in particolare, poiché la possibilità di sviluppo dei processi di riattivazione dipende in gran parte dalla orientazione delle discontinuità rispetto al campo degli sforzi attivo nell'area, le strutture con direzione $N100^\circ$ - $N115^\circ$, che formano con il σ_3 della fase distensiva un angolo compreso tra 55° e 70° , risultano molto spesso riattivate come transtensive destre; mentre le importanti faglie transpressive con direzioni $N15^\circ$ - $N25^\circ$, disposte a basso angolo (20° - 30°) rispetto al σ_3 , non sembrano aver avuto un ruolo di particolare rilevanza durante la fase distensiva.

Questa ipotesi è confortata da numerose osservazioni di campagna, condotte a scala locale, che mostrano come le faglie dirette con direzione NW-SE (ortogonali al σ_3) siano caratterizzate per lo più da movimenti di tipo *dip-slip*, e in generale rappresentano strutture di neoformazione. Le faglie con direzione $NS \pm 15^\circ$ e $N100^\circ \pm 15^\circ$, oblique rispetto al vettore di massima estensione, sono invece caratterizzate da movimenti di tipo transtensivo, rispettivamente sinistro e destro, e sono interpretabili come strutture ereditate dalla precedente compressione miocenica. Nel caso dei Monti Martani meridionali, ad esempio (Brozzetti & Lavecchia, questo volume), i dati raccolti dimostrano che la faglia bordiera settentrionale della conca di Terni ha avuto un'attività

(Valle Umbra, media Valle Tiberina e Conca di Terni), più continui, l'interferenza fra faglie con differente orientazione produce repentine deviazioni dalla direzione appenninica e l'acquisizione di una morfologia irregolarmente dentellata.

Questo assetto geometrico può essere spiegato con meccanismi diversi, sulla base di tre ipotesi alternative:

a) come risultato di una tettonica trascorrente, se si considerano le conche intermontane come bacini di tipo *pull apart*;

b) come risultato di una tettonica distensiva "polifasata", considerando le diverse famiglie di strutture come prodotte da fasi distensive differenti, caratterizzate ciascuna da una propria orientazione del campo degli sforzi;

c) come risultato di un'unica fase distensiva, in cui alcune famiglie di strutture pre-esistenti, originatesi nella precedente fase compressiva, avrebbero subito fenomeni di riattivazione.

I risultati dei rilevamenti e delle analisi strutturali condotte sulle deformazioni distensive della regione umbra, e in particolare del suo settore meridionale, sia lungo le faglie maggiori che entro i depositi sintettonici, avvalorano quest'ultima ipotesi.

La prima ipotesi, infatti, sembra esclusa dal fatto che lungo le linee tettoniche regionali non si è osservata in alcun caso la presenza di movimenti francamente trascorrenti: deboli componenti di *strike-slip* si osservano localmente solo lungo faglie appartenenti a set obliqui (direzioni NS o $N100^\circ$), ma con valori dei *pitch* sempre superiori ai 40° .

Per quanto riguarda la seconda ipotesi, i risultati dell'analisi strutturale portano ad escludere che la storia deformativa estensionale sia articolata in

trascorrente sinistra, durante la fase compressiva, mentre l'attività più recente è stata caratterizzata da movimenti transtensivi con debole componente destrale.

Ulteriori indicazioni vengono dalle faglie bordiere del graben della Valcasana (area di M. Coscerno, in Valnerina), che alternano tratti EW, interpretabili come locali riattivazioni di faglie trascorrenti sinistre, a tratti "neofornati", in direzione N130°. In quest'area, relativamente poco estesa e molto ben esposta, è stato possibile effettuare un'indagine statistica sulle inclinazioni dei piani di faglia facenti parte del sistema bordiero. Questa indagine ha messo in evidenza che le inclinazioni maggiori (70°-90°) competono ai piani in direzione EW, mentre inclinazioni più basse (50°-70°) caratterizzano i piani a direzione appenninica. Questa differenza conferma la diversa genesi delle due famiglie di discontinuità: infatti, se ci riferiamo ai modelli classici di fratturazione, dobbiamo aspettarci inclinazioni differenti a seconda che una faglia sia stata effettivamente originata in un campo di sforzi distensivo o che si tratti invece di una faglia prodotta per riattivazione di una preesistente struttura trascorrente, che dovrebbe presentare un'inclinazione più elevata o addirittura prossima alla verticale.

LA FAGLIA DEI MONTI MARTANI (ITALIA CENTRALE): ANALISI GEOMETRICA, CINEMATICA ED INQUADRAMENTO REGIONALE

F. Brozzetti - G. Lavecchia

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

La "faglia dei Monti Martani" si sviluppa per circa 40 km secondo una prevalente direzione N160°, bordando ad est il bacino plio-pleistocenico della Media Valle Tiberina. All'altezza di Cesi la struttura subisce una brusca rotazione antioraria disponendosi secondo una direzione N100° e di qui corre ai piedi dei Monti meridionali, delimitando per circa 10 km la conca di Terni. La definizione delle sue caratteristiche geometriche, superficiali e profonde e della sua evoluzione cinematica nel contesto delle varie fasi deformative succedutesi nel tempo, è quindi un tema di notevole interesse, non solo dal punto di vista strutturale ma anche relativamente all'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'intero Bacino Tiberino.

Lo studio tettonico-analitico è stato sviluppato partendo dalle deformazioni compressive associate all'anticlinale dei Monti Martani ed al sovrascorrimento sull'antistante sinclinorio di Icciano. La direzione assiale dell'anticlinale che si dispone ovunque parallelamente ai piani di taglio inversi, presenti sul fianco orientale della piega, mostra nel settore meridionale, all'altezza di Cesi una rapida rotazione antioraria, da una direzione N160° ad una direzione N100°. Questa configurazione può essere ragionevolmente interpretata ipotizzando un trascinamento sinistro della terminazione meridionale dell'anticlinale, ad opera di un sistema di faglie trascorrenti ad orientazione circa E-W. Ad est di Terni la continuità di tale set di strutture sembra interrompersi in corrispondenza di un lineamento trascorrente destro di sviluppo regionale allungato in senso N-S, che si localizza sul bordo orientale della conca prolungandosi per decine di km sia verso nord (faglia della Valserra) che verso sud (faglia di Cottanello).

Delle deformazioni trascorrenti, associate all'insieme delle strutture sopradescritte, si hanno sia evidenze megastrutturali (rotazioni degli assi plicativi) che mesostrutturali (sets di mesofaglie trascorrenti con analoga orientazione e cinematica), ma lungo le zone di taglio principali prevalgono, allo stato attuale, indicatori di movimenti distensivi. La riattivazione tettonica in fase estensionale, di preesistenti lineamenti trascorrenti sembra particolarmente diffusa nell'Umbria Meridionale e la configurazione della faglia dei Monti Martani meridionali, ne rappresenta un esempio particolarmente convincente. Infatti l'analisi cinematica effettuata su stazioni mesostrutturali lungo i vari segmenti di cui la faglia si compone ha messo in evidenza una sostanziale omogeneità dei vettori di scorrimento che, indipendentemente dalla direzione delle faglie, si concentrano attorno a direzioni comprese fra N35 e N60. In conseguenza di ciò, a nord di Cesi i tratti in direzione appenninica sono caratterizzati da una cinematica *dip-slip* e i tratti N-S da scorrimenti normali-sinistri, mentre ad est di Cesi la faglia, che si sviluppa in direzione N100° presenta movimenti transtensivi destri.

Al fine di verificare l'effettiva compatibilità reciproca dei movimenti sopradescritti l'analisi cinematica è stata integrata dal calcolo tensoriale, effettuato applicando il metodo di inversione di Carey & Brunier (1974) ai gruppi di piani striati rilevati nei siti strutturali. Il metodo in questione è particolarmente indicato alla situazione in esame in quanto richiede come condizione necessaria per la sua applicazione, un certo grado di dispersione azimutale delle faglie trattate. Esso ha inoltre il pregio di definire con accuratezza oltre all'orientazione ed alla morfologia del deviatore, anche le direzioni teoriche di scorrimento per ogni piano di faglia, permettendo, in definitiva, di discriminare eventuali strutture incompatibili col campo di sforzi medio regionale. L'indagine così effettuata ha permesso di calcolare, per le varie stazioni di misura, tensori triassiali distensivi molto simili fra loro, ovunque caratterizzati da un asse di massima estensione sub-orizzontale in direzione NE-SW: con questi tensori risultano compatibili, nella loro globalità, tutte le strutture distensive esaminate.

Dati di recente acquisizione sottolineano il ruolo di primaria importanza che la faglia dei Monti Martani ha avuto nel guidare la risalita in superficie di magmi di derivazione mantellica. Lungo lo sviluppo longitudinale della faglia infatti, si osserva un allineamento di centri eruttivi e di accumoli piroclastici (età ca. 400.000 anni) i cui prodotti mostrano i caratteri geochemici e magmatologici tipici del Distretto Ultra-alcalino Umbro-Laziale (ULUD; Stoppa & Lavecchia, 1992). A carico di questi ultimi si osservano inoltre le deformazioni tettoniche più recenti riferibili all'attività del sistema di faglie dei Monti Martani. Si tratta per lo più di faglie mesoscopiche, sviluppate in direzione $N10^{\circ} \pm 10^{\circ}$ caratterizzate da movimenti di tipo trascorrente destro che sembrerebbero configurare, in tempi recentissimi, una possibile nuova inversione del campo di sforzi, almeno a livello locale. Alla scala regionale, invece, i meccanismi focali dei recenti eventi sismici confermano il permanere di uno stato di sforzi di tipo distensivo coassiale a quello fossile indicato dalle strutture tettoniche.

Lo studio della geometria profonda della faglia dei Monti Martani è stato effettuato integrando dati di campagna con dati geofisici (sismici e gravimetrici). Informazioni fondamentali provengono dall'interpretazione di una linea sismica AGIP che si sviluppa in direzione SW-NE attraversando il settore settentrionale dei Monti Martani ed il bacino della Media Valle Tiberina. La sezione mostra una faglia principale, sulla quale convergono *splays* minori sintetici, avente una traiettoria planare fino a notevoli profondità (almeno 8 km). E' evidente inoltre una giacitura sub-orizzontale della base dei depositi sintettonici della Media Valle del Tevere.

Il rilevamento geologico strutturale, esteso a gran parte dei depositi plio-pleistocenici del Bacino Tiberino sud-occidentale, fornisce contributi indiretti alla definizione della geometria profonda della faglia bordiera. Nel complesso i depositi sintettonici, pur con locali complicazioni, individuano sul bordo interno del bacino un'ampia flessura ad immersione orientale, accomodata da dislocazioni minori antitetiche alla faglia dei Martani (*pseudo roll-over*). La zona assiale del bacino nettamente ribassata rispetto al settore più interno mostra invece un'assetto pressochè tabulare assumendo il significato di "graben di compensazione" (Faure & Chermette, 1989).

La geometria sopra descritta conferma quanto dedotto dalla linea sismica suggerendo per la faglia dei Monti Martani una geometria planare ed un raccordo relativamente brusco con un orizzonte di scollamento profondo. L'immersione apparentemente anomala (SW) dei depositi posti sul bordo orientale del bacino a nord di Assignano, può essere infine spiegata con una diminuzione, ai livelli strutturali più elevati, dell'inclinazione delle faglie normali. Una traiettoria, convessa verso l'alto, indotta dalla minor competenza dei termini sommitali della successione carbonatica umbro-marchigiana, è infatti suggerita dall'analisi statistica dei dati mesostrutturali relativi alle principali faglie dirette dell'area umbra. Questo tipo di geometria produrrebbe una deformazione caratterizzata da un'immersione degli strati dell'*hanging wall* conforme a quella della faglia maggiore (*hanging wall syncline*), e opposta quindi a quella generalmente prodotta da una faglia con geometria listrica.

EVOLUZIONE TETTONICA E SIGNIFICATO GEODINAMICO DELLA VALLE DEL F. VOLTURNO

C. Caiazza⁽¹⁾ - F. Ortolani⁽¹⁾ - S. Pagliuca⁽²⁾ - M. Schiattarella⁽³⁾ - C. Vitale⁽¹⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli

⁽²⁾CNR, ISPAIM, Ercolano

⁽³⁾Università della Basilicata

La valle del F.Volturno è caratterizzata da una parte alta che si sviluppa grossomodo in direzione NNW-SSE da Cerro al Volturno a Monteroduni (tra le Mainarde ed il Matese) e in direzione NNE-SSW da Monteroduni a Sesto Campano-Prezzeno (tra il Matese e M.Calvello); la parte centrale della valle si allunga generalmente in direzione NW-SE tra il Roccamonfina-M.Maggiore ad ovest ed il gruppo del Matese ad est.

Alla confluenza con il F.Calore, caratterizzato da segmenti all'incirca E-W e N-S fino a Benevento, il Volturno scorre nella parte bassa con andamento pressochè NE-SW. La morfostuttura così delineata si presenta alquanto segmentata come la contigua morfostuttura del Matese che presenta un ampio tratto con orientamento NW-SE ed è delimitata da faglie, a notevole rigetto verticale, che tra Faicchio e Pontelandolfo assumono direzione E-W.

Tali lineamenti hanno condizionato l'evoluzione tettonica della medio-alta valle del F.Volturno e dei bacini di Boiano-Sepino, Benevento e bassa valle del F.Calore. La medio-alta valle del F.Volturno rappresenta un tratto di un importante elemento strutturale pleistocenico con andamento antiappenninico che interseca la catena dalle piane del Garigliano-Volturno fino al versante adriatico (Ortolani *et al.*, 1992).

Lo studio della morfostuttura della medio-alta valle del Volturno riveste un'importanza fondamentale per la comprensione del ruolo dell'elemento strutturale regionale in quanto essa è caratterizzata da attività vulcanica nel Pleistocene medio e da sismicità attuale.

L'alta e media valle del Volturno si incomincia a delineare nel Pleistocene inferiore; l'apertura del "graben" è accompagnata dall'estinzione e sollevamento del bacino di S. Massimo, a NE di M. Mileto, e da deposizione di brecce di versante nei dintorni di Venafro.

Nel Pleistocene medio l'approfondimento ed allargamento della valle viene accompagnato da emissione di vulcaniti provenienti dai centri eruttivi di Roccamonfina, Prezzeno e Sesto Campano e da accumulo di depositi clastici nei bacini contigui alla morfostuttura del Matese (Boiano, Sepino, Morcone allineati in direzione NW-SE e bassa valle del F.Calore in direzione W-E).

Questa fase evolutiva è indotta in termini cinematici da traslazione e rotazione antioraria del blocco del Matese lungo i lineamenti strutturali antiappenninici a carattere trascorrente della medio-alta valle del Volturno (Roccamonfina-Isernia) e Valle Caudina-Benevento-Buonalbergo.

La rotazione antioraria (Iorio *et al.*, 1990) avviene anche grazie alla individuazione di una linea trascorrente destra al margine sud-orientale del Matese, orientata W-E da Faicchio-Cerreto Sannita-Pontelandolfo fino ai Monti del Sannio e che controlla l'impostazione del bacino della bassa valle del Calore.

In questa depressione prevalgono i movimenti transpressivi testimoniati anche da faglie inverse tra calcari mesozoici e brecce di versante; nell'alta valle del Volturno prevalgono i movimenti transtensivi evidenti anche nelle vulcaniti di Sesto Campano (Ortolani *et al.*, 1992).

Gli effetti principali della rotazione antioraria del blocco del Matese sono rappresentati, nella parte orientale della catena, da: - individuazione di un *pressure ridge* (alto dei Monti del Sannio) su cui si imposta lo spartiacque appenninico dalla sella di

Vinchiatura (555 m s.l.m.) a M.S.Marco (1005 m s.l.m.), con direzione prima SW-NE e poi NW-SE; - riattivazione delle strutture orientate W-E da Faicchio-Pontelandolfo-Campolattaro fino ai Monti del Sannio (dove lo spartiacque appenninico, nel tratto compreso tra M.S.Marco e Castelfranco in Miscano, acquista direzione W-E) che provocano ribassamento verso sud (bacino di Benevento) e lo sbarramento dell'alta valle del F.Tammaro a nord, all'altezza di Campolattaro.

L'area in esame è interessata da elevata sismicità lungo l'allineamento regionale appenninico Isernia-Boiano-Benevento (al margine orientale del Matese) e lungo le strutture antiappenniniche Roccamonfina-Isernia, Faicchio-Cerreto Sannita-S.Giorgio la Molar e Valle Caudina-Benevento-Buonalbergo.

I dati geologici e l'analisi della sismicità storica (Postpischl, 1985) evidenziano che le strutture prima citate corrispondono a fasce di deformazione profonda geodinamicamente attive che hanno consentito, insieme ad altre (Ortolani *et al.*, 1992), lo sbloccamento e sollevamento della catena durante il Pleistocene (Ortolani *et al.*, 1988).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Ortolani F., Pagliuca S. & Schiattarella M. (1992) - *Guida all'escursione "dalla Piana di Rivisondoli-Roccaraso alla valle del Sele"*. Atti Conv. Escur. "Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale", Camerino-Salerno. Studi Geologici Camerti (in stampa).
- Iorio M., Nardi G., Pierattini D. & Tarling D.H. (1990) - *Counterclockwise block rotation of the Matese Mountains (Southern Italy)*. De Frede, Napoli.
- Postpischl D., ed. (1985) - *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. CNR, Roma.
- Ortolani F., Pagliuca S., Pepe E., Schiattarella M. & Toccaceli R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP, Newsletter, 5.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (1988) - *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità*. Geogr.Fis. e Dinam.Quater., 1.

LO SBARRAMENTO DI TRAVERTINO DELLE MARMORE (BACINO DI RIETI, ITALIA CENTRALE): ASPETTI GEOMORFOLOGICI, FAUNISTICI ED AMBIENTALI

C. Carrara⁽¹⁾ - D. Esu⁽²⁾ - L. Ferrelli⁽³⁾

⁽¹⁾ ENEA C.R.E. CASACCIA - DIP. AMB MON, Roma

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "La Sapienza" di Roma

⁽³⁾ Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti c/o ENEA-DISP, Roma.

Il lavoro è stato svolto nell'ambito di un programma di ricerche interdisciplinari condotte nel bacino di Rieti, finalizzate alla definizione del ruolo che i vari agenti della morfogenesi hanno avuto nell'evoluzione del paesaggio durante l'Olocene-Pleistocene superiore. In particolare, è stato affrontato lo studio dell'area delle Marmore e del relativo sbarramento travertinoso per comprendere non solo l'evoluzione di detta soglia, ma anche quella dell'area a monte.

Lo sbarramento di travertino si è formato alla confluenza del fiume Velino con il Nera, in località Marmore, dove ha dato luogo, accrescendosi, a una scarpata di circa 160 m di dislivello, che causa la cascata omonima. Il progressivo innalzamento di detta soglia, protrattosi anche durante il periodo storico, ha determinato, a monte, la formazione di bacini fluvio-lacustri e palustri più o meno estesi, con la deposizione di sedimenti sabbioso-limosi calcarei in eteropia, talora, con travertini stromatolitici e fitoermali, come evidenziano alcuni sondaggi effettuati dall'ANAS e dalla Regione Umbria nell'area considerata.

In località Cuor delle Fosse affiora la parte superiore del piastrone travertinoso che presenta una sequenza di 20 m circa, costituita da corpi sovrapposti di travertini detritici e autoctoni, ricchi di molluschi d'acqua dolce e terrestri, e contenente un orizzonte coluviale antropizzato con reperti archeologici del Bronzo finale.

Lo studio dei caratteri sedimentologici e malacologici e della composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio non solo dei sedimenti studiati, ma anche dei fossili contenuti, associato a dati aminostratigrafici e a datazioni col metodo U/Th sui travertini, calibrate dalla presenza di resti archeologici, ha permesso di attribuire i depositi all'Olocene.

La parte inferiore della successione studiata, di ambiente lacustre-palustre, ad acque quasi stagnanti, con ricca vegetazione intorno, si è deposta in condizioni ambientali e climatiche relativamente uniformi, di tipo temperato tendenti al caldo, riconducibili all'Optimum Climatico olocenico (Atlantico).

La parte medio-alta della successione si è deposta in un ambiente lacustre-palustre con, a luoghi, maggior energia correntizia di quello precedente; mentre l'ambiente limitrofo emerso doveva essere aperto, asciutto, a bassa vegetazione.

Detti caratteri e le variazioni presenti nella curva isotopica dell'ossigeno, indicano il passaggio verso una fase climatica tendente al fresco e al secco, che potrebbe essere correlata con il Subboreale.

I BACINI PLEISTOCENICI DI ANGHIANI E SANSEPOLCRO NELL'ALTA VALLE DEL F. TEVERE

C. Cattuto⁽¹⁾ - C. Cencetti⁽²⁾ - M. Fisauli - L. Gregori⁽¹⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

⁽²⁾Istituto di Ingegneria Ambientale, Università di Perugia

Al confine Umbria-Toscana, tra M. Doglio e Città di Castello, la pianura alluvionale del F. Tevere si allarga entro la depressione tettonica corrispondente alla "Alta Valtiberina". Il basamento di questa "conca" è costituito dai complessi torbiditici tosco-umbri. I depositi clastici di riempimento sono in facies fluvio-lacustre ed i termini più antichi sono stati riferiti al Pleistocene medio, sulla base dei reperti paleontologici di Fighille/Citerna (Bartolomei, 1970).

L'Alta Valtiberina è articolata in due depressioni parallele, rispettivamente solcate dal T. Sovara (Bacino di Anghiari) e dal F. Tevere (Bacino di San Sepolcro). Il rilievo compreso tra queste (dorsale di Anghiari) ha un profilo decisamente asimmetrico con il versante orientale più acclive. Lungo il versante occidentale affiorano bancate conglomeratiche, con assetto parallelo al pendio, nelle quali è evidente l'embriciatura dei clasti che indica paleocorrenti dirette verso Est.

Nell'area in esame il reticolo idrografico del F. Tevere e del T. Sovara è caratterizzato da vistose anomalie: il tracciato dei collettori principali è deviato in corrispondenza del limite settentrionale della conca, mentre la deviazione verso NE del basso corso del T. Cerfone segue il limite meridionale della stessa. Questa configurazione idrografica è "imposta" dalla presenza di piani di frattura (orientati SW-NE) che tagliano le strutture del basamento.

I principali affluenti del T. Sovara provengono dalla destra idrografica con direzione antiappenninica e, lungo la loro possibile prosecuzione oltre la dorsale di Anghiari, sono accumulati depositi recenti di conoide; questi sarebbero sovrapposti ad una potente fascia di sedimenti clastici grossolani (evidenziata da sondaggi e da indagini geofisiche) che potrebbero indicare la presenza di paleoconoidi alimentate da bacini molto più ampi degli attuali.

L'andamento della dorsale di Anghiari e l'assetto dei depositi fluvio-lacustri che la costituiscono denunciano la presenza di due faglie dirette, parallele, arcuate ed immergenti verso NE. Proprio la più occidentale delle due sarebbe seguita dal T. Sovara che avrebbe pertanto interrotto il deflusso idrico diretto verso la conca del Tevere dirottandolo verso SE.

Seppure in mancanza di dati geologici certi è molto probabile che anche il limite orientale del bacino di Sansepolcro segua una faglia diretta immergente verso SW; la conca si identificherebbe quindi come "graben".

I dati geolitologici e geomorfologici illustrati permettono di ricostruire la sequenza degli eventi paleogeografici che hanno portato al paesaggio attuale:

1) Fino al Pleistocene medio la morfologia dell'area (Alta Valtiberina) è condizionata dalla formazione di un ampio bacino (limitato, a Nord e a Sud, da joints a direzione antiappenninica) entro il quale sedimenta una potente sequenza fluvio-palustre prevalentemente argillo-sabbiosa. Nell'area di Anghiari i materiali che si depositano lungo i bordi del bacino sono decisamente grossolani e riferiti alle conoidi dei torrenti che scendono dal versante occidentale diretti entro la depressione.

2) Nel Pleistocene superiore (?) una fase tettonica interessa i depositi fluvio-palustri; questi risultano tagliati da due faglie parallele che permettono la rotazione verso Ovest del blocco dislocato. Si forma così la dorsale di Anghiari con conseguente interruzione del deflusso diretto verso NE entro la depressione principale e, quindi, con la formazione del bacino di Anghiari che sarà drenato dal T. Sovara.

Il versante orientale della dorsale di Anghiari (coincidente con il piano di faglia) viene rapidamente eroso da corsi d'acqua che, ancora oggi, alimentano modeste conoidi; queste vanno a sovrapporsi alla fascia di depositi antichi (pedemontani e/o di conoide) raggiunti dai sondaggi.

3) Le ultime modifiche al paesaggio vengono apportate dalla definitiva configurazione plano-altimetrica del F. Tevere che, a varie quote, lascia superfici terrazzate di ancora incerta collocazione cronologica mentre, nelle aree golenali o in quelle più depresse dell'Alta Valtiberina, restano relitti di palude fino in epoca storica.

EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DELLA CONCA DI SULMONA

G. P. Cavinato - E. Miccadei

C.N.R. Centro di Studio per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale, Roma

La Conca di Sulmona è la più esterna tra le grandi depressioni tettoniche quaternarie dell'Appennino centrale. Essa è circondata da rilievi carbonatici mesocenozoici ed in particolare dalla struttura del Morrone (ad oriente), dalle pendici meridionali del Gruppo del Gran Sasso (a Nord), dalle strutture della Marsica orientale e della regione peligna (ad occidente), e dai rilievi del M. Pizzalto, del M. Rotella e del M. Genzana (a Sud). La Conca di Sulmona si trova in una posizione di incontro tra strutture relative a differenti ambienti paleogeografici riconducibili a piattaforme carbonatiche e a bacini pelagici (D'Andrea *et al.*, 1992). La ricostruzione dell'evoluzione tettonica di questo settore di catena è resa quindi, estremamente difficoltosa dalla sua complessa paleogeografia e dal succedersi di

eventi tettonici compressivi a diversa vergenza a partire dal Miocene superiore-Pliocene inferiore, cui si sovrappongono e succedono fasi distensive a partire dal Pliocene inferiore(?) -superiore.

LITOSTRATIGRAFIA

La Conca di Sulmona è colmata da sedimenti continentali lacustri, fluvio-lacustri pleistocenici e da depositi continentali di conoidi pleistocenici e olocenici.

Qui di seguito viene proposta una successione sintetica della conca in base alle litologie e alla loro probabile età.

- Breccie di versante cementate del Morrone
Villafranchiano inferiore (?)
- Conoidi di Raiano e Vittorito
- Conoidi di Roccasasale, Pacentro e Badia
Villafranchiano superiore-Pleistocene inferiore
- Limi lacustri di Pratola Peligna
- Limi lacustri con depositi vulcanici della Valle dell'Aterno e di Popoli (0.4-0.6 Ma.)
Pleistocene medio
- Conglomerati della "Superficie" di Sulmona
- Conoidi di Pacentro e Badia
- Conoidi e Breccie delle Svolte di Popoli
Pleistocene superiore
- Alluvioni recenti e attuali
- Travertini
Pleistocene superiore-Olocene

TETTONICA

L'evoluzione tettonica della Conca di Sulmona è legata alla strutturazione e ai movimenti delle faglie bordiere (faglie NW-SE del Morrone, NNW-SSE della Marsica orientale, E-W fiume Vella) e di quelle delle aree limitrofe. Le indicazioni cinematiche rilevate sino ad ora in questi elementi rendono ancora molto complessa e sede di discussione tra i vari autori l'evoluzione di questo settore di catena.

I depositi lacustri, fluvio-lacustri del Pleistocene medio e continentali di versante del Pleistocene superiore-Olocene sono interessati da tettonica quaternaria secondo le direttrici principali NNE-SSW, E-W e NW-SE.

I dati geologici raccolti sino ad ora ci danno un quadro molto più complesso di quelli proposti dai vari autori che si sono sinora interessati alla conca di Sulmona Beneo (1939), Radmilli (1984), Catalano (1964), Demangeot (1965), Sylos Labini *et al.* (1992). Nell'area gli eventi sedimentari indicano diversi cicli deposizionali riferibili ad ambienti lacustri e fluvio lacustri che si susseguono, presumibilmente, a partire dal Villafranchiano superiore fino ad un momento ancora non precisato del Pleistocene medio (datazioni in corso).

I depositi relativi a questi cicli vengono coperti nel Pleistocene superiore dai depositi conglomeratici che formano la cosiddetta Superficie di Sulmona. Questa superficie, tuttora conservata nel settore centro-meridionale, ha una quota media di 360 m sul livello del mare.

L'assetto geometrico-strutturale delle successioni fluvio-lacustri indica un settore centrale, più antico, deformato (in un momento del Pleistocene medio) secondo direzioni principali di faglia NW-SE ed E-W; le giaciture degli strati sono fortemente ruotate tra loro e mostrano diversi valori di inclinazione (in alcuni casi sono vicini alla verticale). Nella parte settentrionale prevalgono di piani di faglia orientati NW-SE e NNE-SSW; la giacitura degli strati è quasi ovunque suborizzontale. Il movimento di queste faglie è generalmente distensivo.

Per quanto riguarda la genesi della Conca, i dati disponibili, sembrano indicare una struttura di tipo *half-graben basin* con la faglia diretta principale sul bordo orientale (sistema del Morrone).

Analisi di dettaglio (stratigrafiche, tettoniche, morfologiche) con datazioni relative paleontologiche e radiometriche sono ora in corso per definire nei particolari l'evoluzione geologica della Conca di Sulmona.

TESTI CITATI

- Beneo E. (1942) - Foglio "Sulmona" (n.146) della Carta Geologica d'Italia al 100.000
 Catalano (1964) - *Il Quaternario lacustre del Bacino di Sulmona* (Dati inediti).
 D'Andrea M., Miccadei E. & Praturlon A. (1992) - *Rapporti tra il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese ed il margine occidentale della piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella..* Studi Geologici Camerti, vol.sp. 1991/2, 389-395, Camerino.
 Demangeot J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. C.R. N. hors série 403 pp., Paris.
 Miccadei E., Cavinato G.P. & Vittori E. (in stampa) - *Elementi neotettonici della Conca di Sulmona*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale.
 Radmilli A.M. (1984) - *Le Svolte di Popoli, Abruzzo*. In: *I primi abitanti d'Europa*. De Luca Ed., 141-143.
 Sylos-Labini S., Bagnaia R., D'Epifanio A. (in stampa) - *Studio di neotettonica nella Conca di Sulmona*. Quaternaria Nova.

PROSPEZIONE ED ANALISI GRAVIMETRICA DEL BACINO DI RIETI

A. Ciccolella⁽¹⁾ - M. Di Filippo⁽²⁾ - S. Iacovella⁽³⁾ - B. Toro⁽²⁾

⁽¹⁾ via G. Romualdi, 19 - Roma

⁽²⁾ Dip.to di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

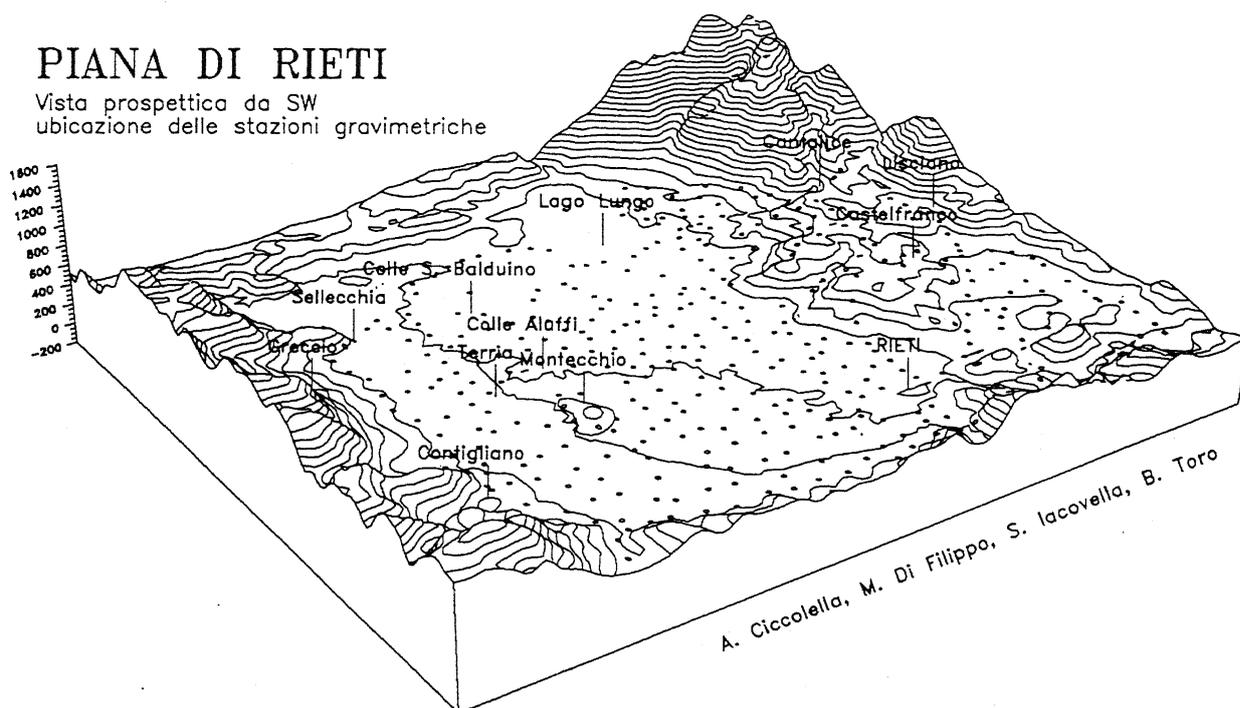
⁽³⁾ via A. Einstein, 13 - Roma

E' stata eseguita una prospezione gravimetrica di dettaglio nella Piana di Rieti allo scopo di definire in maniera più precisa l'assetto geo-strutturale del bacino. Con l'analisi delle anomalie riscontrate, sono state costruite delle superfici batimetriche che individuano il top della successione Umbro-Sabina e la base dei conglomerati Villafranchiani che costituiscono il conoide di Cantalice.

Sono state realizzate 486 stazioni di misura su un'area di circa 150 km², con una densità media quindi di 3 stazioni per km². I dati gravimetrici sono stati elaborati per ottenere le carte delle anomalie di Bouguer e delle anomalie residue. L'analisi delle anomalie di vario ordine e grado, in correlazione con i dati geologici di superficie esistenti in letteratura, ha permesso una prima ipotesi circa l'andamento del *bedrock*.

Scopo del lavoro è la costruzione di un modello tridimensionale della Piana di Rieti e del suo substrato. Si è giunti a questa ricostruzione mediante un programma di calcolo che determina l'anomalia gravimetrica sul piano campagna prodotta da una massa delimitata dalla superficie topografica e le singole batimetrie.

L'andamento delle anomalie gravimetriche e la ricostruzione tridimensionale mostra la prosecuzione delle faglie dirette, che affiorano nel margine orientale, al di sotto della copertura alluvionale verso il centro della Piana; in corrispondenza di questa è stato ipotizzato uno spessore dei depositi alluvionali di circa 500 metri. Il minimo gravimetrico dell' area centrale del bacino si estende in parte sui depositi Villafranchiani del conoide di Cantalice; questo ci permette di ipotizzare la presenza di materiale a bassa densità situato tra i conglomerati Villafranchiani e la successione Meso-Cenozoica. Nel margine occidentale si distinguono aree di massimi gravimetrici che limitano le strutture in facies Sabina di Montecchio e Colle San Balduino e aree di minimi associate ad ispessimenti della coltre alluvionale.



NUOVI DATI STRATIGRAFICI E GEOCRONOLOGICI SUL BACINO DI LEFFE (PREALPI LOMBARDE - BERGAMO)

M. Cremaschi - C. Ravazzi

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano

PREMESSA

Il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano ha recentemente intrapreso una nuova indagine sui depositi Plio-Pleistocenici del "Bacino di Leffe" (Val Seriana, Bergamo), allo scopo di approfondire il problema delle variazioni climatiche ed ambientali avvenute all'inizio del Quaternario e dei loro riflessi sull'evoluzione geologica del territorio alpino e padano. È stata realizzata una perforazione per ottenere di una carota completa e continua nella parte centrale del bacino. Sulla carota sono in corso lo studio sedimentologico e paleopedologico, l'analisi pollinica di dettaglio ed indagini paleomagnetiche. Nella presente comunicazione verrà discussa la serie principalmente dal punto di vista dei processi sedimentari connessi con l'evoluzione del bacino.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO-GEOLOGICO

Il Bacino di Leffe occupa la parte inferiore della Val Gandino, tributaria della Valle Seriana (Prealpi Calcareae Lombarde). I rilievi circostanti (1000-1630 m s.l.m.) sono costituiti da rocce carbonatiche di età prevalentemente triassica superiore, interessate da filoni e stock di porfite leucogabbri di età eocenica.

Il Bacino di Leffe si forma in un substrato già modellato da più fasi erosive di età tardo miocenica e probabilmente pliocenica che hanno configurato una complessa paleotopografia caratterizzata da profondi *canyons*.

LA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA CENTRO-BACINALE

La perforazione, eseguita nel 1991, ha raggiunto il substrato a 164 m di profondità. Lo spessore totale della serie supera i 210 m. Confrontando le profondità delle principali unità organiche ("primo banco", "secondo banco", *auct.* ecc.), incontrate nella nuova perforazione, con la stratigrafia dei pozzi di miniera, è stata ricostruita la geometria dei corpi sedimentari. Si osserva un'immersione verso il centro topografico del bacino, risultante dal costipamento delle torbe, che ha determinato un abbassamento differenziale di oltre 30 m nel settore centrale.

La successione sedimentaria e l'evoluzione paleogeografica del bacino possono essere brevemente delineate come segue:

1) Prima del Pliocene superiore nell'area viene incisa una valle ad imbuto, chiusa da un *canyon* in dolomie al suo sbocco. Ci sono evidenze di pedogenesi al tetto del substrato.

2) Alla base della serie si trovano sedimenti terrigeni (ghiaie intercalate a peliti), deposti in ambiente fluvioacustre. Considerazioni paleontologiche ed il ritrovamento dell'inversione Olduvai *top* - Matuyama consentono di attribuire l'unità al Pliocene superiore (*Membro inferiore della Formazione di Leffe*);

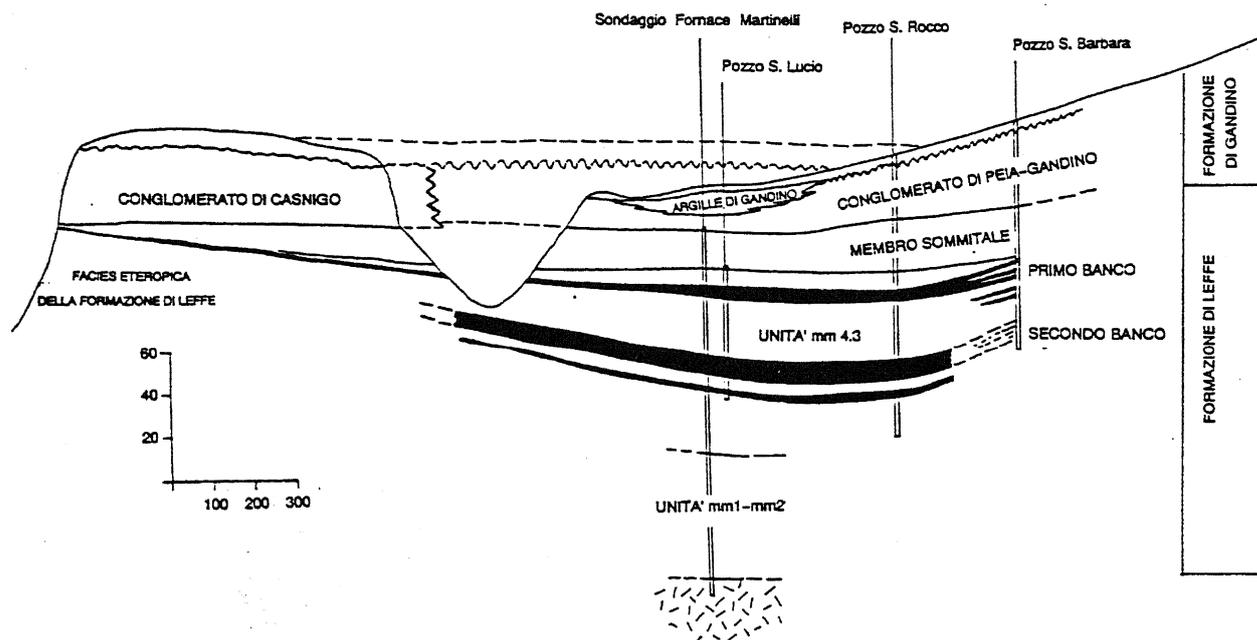


Fig. 1 - Sezione attraverso il Bacino di Leffe che illustra la correlazione generale tra le unità stratigrafiche. Esagerazione verticale di 1:5. La perforazione riferita è indicata come Sondaggio Fornace Martinelli. I pozzi si riferiscono alle vecchie miniere di torba.

3) Poco dopo l'inizio del Pleistocene inizia una lunga fase caratterizzata da sedimentazione biogenica di acque poco profonde, durante la quale si alternano fasi di ambiente telmatico palustre (torbe e ligniti) e limnico (ritmiti carbonatiche). La potenza dei depositi (65 m) è stata messa in rapporto con la subsidenza del fondo, causata dal costipamento delle torbe ed il progressivo innalzamento del livello della soglia del lago nella zona di Casnigo. Questa unità, che contiene la maggior parte dei resti fossili noti in letteratura, interessa un intervallo di tempo stimato in circa 300.000 anni alla base del Pleistocene inferiore. È interamente compresa nel Matuyama di polarità inversa, tra gli eventi di Olduvai e di Jaramillo. L'analisi pollinica documenta una complessa successione paleovegetazionale determinata da cicli climatici di moderata ampiezza (*Fase biogenica della Formazione di Leffe*);

4) Un aumento degli apporti terrigeni causa l'accumulo di argille lacustri (*Membro sommitale della Formazione di Leffe*);

5) Seguono in continuità di sedimentazione depositi terrigeni grossolani (conglomerati e brecce), attribuibili all'attivazione di conoidi alluvionali. Ciò testimonia un importante mutamento ambientale a seguito del quale si osserva un aumento di competenza dei corsi d'acqua e processi di demolizione in massa dei versanti (*Conglomerato di Peia-Gandino*). Nello stesso tempo, l'intensa aggradazione del Fiume Serio crea uno sbarramento alluvionale dinanzi alla Val Gandino (*Conglomerato di Casnigo*) che origina un nuovo lago nell'area di Leffe, rapidamente ricolmato da una successione di argille e sabbie di natura torbida, priva di materiale biogenico (*Argille di Gandino*). Questa sequenza, interamente di polarità inversa, è stata attribuita alla parte finale del Pleistocene inferiore, prima dell'evento di Jaramillo.

6-7) Dopo l'estinzione del bacino si verifica la progradazione di depositi alluvionali;

8) Durante la parte finale del Pleistocene inferiore, nel Pleistocene medio e superiore si susseguono numerose fasi di aggradazione e di incisione del fiume Serio, accompagnate dall'evoluzione di suoli fersiallitici e da più fasi di deposizione di *loess* che sigillano le paleovalli sospese.

Nella serie di Leffe una morfologia valliva tardo terziaria viene inizialmente sepolta da depositi fluviali, in probabile connessione con delta conoidi.

I depositi lacustri della "Fase biogenica" documentano il successivo isolamento del bacino dal principale asse della Valle Seriana. Ciò avviene in una condizione di stabilità, durante la quale lungo la Val Seriana e le sue valli tributarie si depositano successioni sedimentarie proprie di corsi d'acqua ad alveo meandriforme (*Facies eteropiche della Formazione di Leffe*).

Il mutamento ambientale individuato verso la fine del Pleistocene inferiore è segnalato dalla sovrapposizione di conglomerati lungo gli alvei, indentati ai margini con depositi di conoide alluvionale e con brecce di versante. In contrasto con quanto segnalato in letteratura, queste unità (Conglomerato di Peia-Gandino, di Casnigo, Argille di Gandino, riunite nella Formazione di Gandino) sono sempre chiaramente sovrapposte e non eteropiche con la Formazione di Leffe. La medesima situazione è stata osservata anche in altre valli tributarie della Val Seriana e del margine prealpino lombardo.

SUOLI E PALEOSUOLI DELLA STRATIGRAFIA TARDOPLEISTOCENICA ED OLOCENICA DELL'APPENNINO CENTRALE

M. Frezzotti

ENEA CRE Casaccia, P.O. Box 2400, 00100 Roma A.D.

Indagini stratigrafiche e pedologiche di dettaglio, supportate da datazioni radiometriche con il metodo del ^{14}C , hanno permesso di individuare caratteristici suoli e paleosuoli in numerose aree intermontane dell'Appennino centrale (tra i Monti Sibillini ed il Matese). Questi suoli e paleosuoli si sono sviluppati a spese di materiale piroclastico di caduta (al di sopra di sedimenti costituiti da clasti di rocce carbonatiche), in condizioni di clima umido e in assenza di periodi prolungati di siccità, formando degli andisuoli che sono costituiti essenzialmente da complessi amorfi di allofane-humus. La formazione e lo sviluppo di questi suoli e paleosuoli è avvenuto durante fasi di biostasia. Il seppellimento dei paleosuoli e la degradazione dei suoli, a cui sono associati processi di erosione/colluviamento, è avvenuto durante crisi bioclimatiche e successive fasi di resistasia. I suoli ed i paleosuoli sono stati inquadrati in successioni stratigrafiche databili una alla parte finale del Pleistocene Superiore e un'altra all'Olocene.

Il paleosuolo più antico è stato riconosciuto all'interno di successioni stratigrafiche rilevate fra le quote di 700 m (Piana del Fucino) e di 1.700 m (Campo Imperatore). Questo paleosuolo si è formato, a spese di materiale piroclastico di caduta in parte rimaneggiato, nel corso di una fase climatica umida di tipo temperato-atlantico ed in presenza di una forte copertura vegetale. L'indagine stratigrafica indica che il seppellimento è avvenuto intorno a 30.000 anni B.P., a causa di una crisi bioclimatica indotta da una variazione climatica in senso freddo ed arido, connessa probabilmente con l'inizio dell'Ultimo Massimo Glaciale. Il seppellimento è avvenuto da parte di depositi fluvioglaciali, depositi di versante, depositi eolici. Nelle aree in cui non veniva sepolto il suolo subiva una degradazione, con neoformazione di argille, accompagnata dall'erosione dell'orizzonte superiore che ha dato luogo a colluvi che a loro volta sono stati sepolti da depositi clastici.

Il suolo più recente, anche questo un andisuolo, è stato rilevato in corrispondenza dei principali massicci, a quote intorno a 1.000 m o superiori; si tratta di aree caratterizzate da condizioni climatiche di tipo montano-umide, le quali consentono un regime idrico dei suoli adatto alla formazioni di proprietà andiche dei suoli. La pedogenesi è avvenuta a spese di materiale piroclastico di caduta attribuibile al Tufo Giallo Napoletano (Narcisi, in questo convegno), il cui arrivo è avvenuto in età tardiglaciale (circa 12.000 anni B.P.). La pedogenesi, con formazione di andisuolo, è avvenuta in condizioni di regime idrico udico e perudico del suolo, condizioni verificatesi solo a partire dall'inizio dell'Olocene. A causa di una variazione climatica in senso arido, avvenuta intorno a 4.500 anni fa, l'andisuolo ha

subito, nelle aree a quote intorno a 1.000 m o inferiori, una degradazione dei complessi allofane-*humus* ed è stato eroso e/o colluviato.

La presenza di questi suoli e paleosuoli è legata direttamente alla deposizione di materiale piroclastico di caduta ed a particolari fasi climatiche risentite almeno a livello regionale. Data la peculiarità e la notevole diffusione geografica, questi suoli e paleosuoli possono rappresentare due orizzonti guida della stratigrafia tardopleistocenica ed olocenica dell'Appennino centrale.

ASPETTI SISMOTETTONICI DEL TERREMOTO MARSICANO DEL 13.01.1915

F. Galadini⁽¹⁾ - P. Galli⁽²⁾ - C. Giraudi⁽³⁾ - D. Molin⁽³⁾

⁽¹⁾CNR, Centro di Studio per la Geologia Tecnica, Roma

⁽²⁾ISMES, Roma

⁽³⁾ENEA-CRE, Roma

L'area della Piana del Fucino è caratterizzata da una sismicità storica (per terremoti di origine locale), precedente all'evento del 13.01.1915, piuttosto limitata. Il catalogo CNR-PFG (1985) riporta una breve serie di eventi, di cui il più antico risale al 10.04.1885. Questa serie è stata recentemente ampliata dall'individuazione di un terremoto nel 1850. Gli eventi precedenti al 1915 non superano il VII grado MCS, tranne il terremoto di Magliano dei Marsi del 1904 (VIII-IX grado MCS).

Le ricerche paleosismologiche degli scriventi, che si vanno ad aggiungere a quelle finora effettuate da Giraudi (1988) e Brunamonte *et al.* (1991), hanno consentito l'individuazione, nel settore nord-orientale della Piana, di 4 eventi di dislocazione, di cui l'ultimo successivo a 4500-5000 anni fa. Nel settore sud-orientale sono stati individuati almeno 4 eventi di cui 2 più recenti di un livello con ceramica fluitata neolitica.

La distribuzione areale delle intensità del terremoto del 13 gennaio 1915 ($M_s = 6.9$, Ward & Valensise, 1989) risulta piuttosto irregolare, sia a causa di importanti effetti locali, sia probabilmente a causa della complessità dell'evento stesso (geometria della sorgente). E' possibile individuare due principali aree di maggior danneggiamento (X-XI grado) ai margini nord-occidentale ed orientale della Piana.

Tra gli effetti geologici del terremoto va menzionato l'abbassamento dell'alveo del Fucino (Loperfido, 1919; Ward & Valensise, 1989). La valutazione delle differenze di quota (prima e dopo l'evento sismico) è oggi proponibile sulla base del confronto tra una livellazione geodetica effettuata nel 1862 (all'inizio del prosciugamento del lago) e la ripetizione della livellazione nel 1917 (Loperfido, 1919). Tuttavia già nel 1875, anno in cui terminò il prosciugamento, furono evidenti i problemi idraulici creati all'alveo dai cedimenti del terreno. Per questo motivo una valutazione quantitativa, a fini sismotettonici, degli abbassamenti connessi con l'evento del 1915 non può essere svincolata da un modello, peraltro complesso, dei processi di deformazione dei terreni, indotti dalla consolidazione seguita al prosciugamento del lago (in campo statico) e dalle azioni dinamiche esercitate dall'evento sismico.

L'effetto geologico macroscopico del terremoto del 13.01.1915 è costituito da una "faglia perimetrale" descritta da Oddone (1915) e confermata da altri documenti storici e pubblicazioni. Le ricerche effettuate presso archivi pubblici e privati, biblioteche ecc., nonché le osservazioni di campagna hanno permesso di definire con una certa precisione l'andamento delle scarpate co-sismiche nel settore orientale della Piana, dove esse seguono strutture che hanno svolto un ruolo importante nell'evoluzione tettonica quaternaria (faglie Gioia dei Marsi-S. Benedetto dei Marsi, sistema di faglie della S.S. Marsicana). Tuttavia la notevole complessità del quadro neotettonico dell'area (sia in termini geometrici che cinematici, vedi Galadini & Messina, questo convegno) non consente un'interpretazione univoca in ambito sismotettonico delle menzionate scarpate co-sismiche. Tale difficoltà interpretativa è ulteriormente aggravata dalla mancanza di conoscenze relative alle rotture sul terreno nelle zone interne all'alveo del Fucino.

BIBLIOGRAFIA

- Brunamonte F., Michetti A.M., Serva L. & Vittori E. (1991) - *Evidenze paleosismologiche nell'Appennino centrale ed implicazioni neotettoniche*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 2, 265-270.
- C.N.R.-Progetto Finalizzato Geodinamica (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 2B (114).
- Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, 1(2), 131-159.
- Loperfido A. (1919) - *Indagini astronomico-geodetiche relative al fenomeno sismico nella Marsica*. Tipografia Barbéra, Firenze, 95 pp.
- Oddone E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sismol. It., 19, 71-216.
- Ward S.N. & Valensise G. R. (1989) - *Fault parameters and slip distribution of the 1915 Avezzano, Italy, earthquake derived from geodetic observations*. Seism. Soc. of Amer. Bull., 79(3), 690-710.

TETTONICA QUATERNARIA DELLA PIANA DEL FUCINO

F. Galadini - P. Messina

CNR - Centro di Studio per la Geologia Tecnica, Roma

I recenti rilevamenti geologici hanno consentito di definire la geometria e le caratteristiche cinematiche degli elementi strutturali che hanno rivestito un ruolo principale nell'evoluzione tettonica quaternaria della Piana del Fucino. Nel settore sud-orientale l'elemento strutturale più evidente è rappresentato dal sistema Alto Sangro-Fucino, caratterizzato da faglie con direzione NW-SE per una lunghezza complessiva dell'ordine dei 40 km, tra il M. Marsicano e la zona più depressa della Piana. Per più della metà della sua estensione si è in grado di definire in maniera univoca la cinematica trascorrente sinistra registrata sui depositi continentali del Pleistocene inferiore e sugli elementi morfologici ad essi sovrimposti nella valle del Fiume Sangro (Galadini & Messina, 1993; Galadini *et al.*, 1993).

Il settore orientale appare condizionato dalla presenza delle faglie Gioia dei Marsi-S. Benedetto dei Marsi e dal sistema di faglie della S.S. Marsicana, con direzione NW-SE, entrambi caratterizzati da attività tettonica olocenica. Le prime sono evidenziate da scarpate di faglia osservabili con continuità tra Gioia e S. Benedetto (Giraudi, 1988). Il secondo deve avere avuto un ruolo determinante nell'evoluzione della scarpata che separa l'ampia superficie morfologica complessa Collarmente-Pescina (che sottende i primi tre cicli sedimentari della conca) dalla spianata di abrasione Pescina-S. Benedetto (Pleistocene sup.), probabilmente con movimenti con componente verticale dominante. Le faglie del sistema della S.S. Marsicana, osservate nei recenti scavi per la messa in opera del metanodotto, proseguono verso NW nelle strutture dell'alto di Cupoli. La faglia più evidente in questa zona (dir. N120°) è caratterizzata da cinematica obliqua o trascorrente sinistra che interessa i depositi ghiaiosi del complesso di Cupoli (2° ciclo sedimentario, Pleistocene inf.). A N del Fucino probabilmente queste strutture si collegano con la faglia trascorrente sinistra di Ovindoli, caratterizzata da attività olocenica (Giraudi, 1989).

Dal punto di vista strutturale nel settore settentrionale possono essere distinti due settori minori separati dalla menzionata struttura Cupoli-Ovindoli. Quello più occidentale è caratterizzato dalla presenza di strutture NE-SW (zona di faglia dei Tre Monti e faglia Avezzano-Celano) ed E-W (faglia M. della Magnola-M. Velino). In quello più orientale (area S. Vittorino-Aielli) sono osservabili strutture con direzione NE-SW. Le faglie di entrambi i settori sono caratterizzate da attività distensiva. Per la zona di faglia dei Tre Monti e la faglia M. della Magnola-M. Velino è definibile un'attività tettonica almeno successiva alla deposizione della formazione delle breccie dei Tre Monti (Pleistocene medio); la faglia Avezzano-Celano è evidenziata da una serie di scarpate di faglia più recenti di 20.000 anni fa (Giraudi, 1988). Nell'area S. Vittorino-Aielli, le faglie di S. Vittorino, de La Foce e di Colle Felicetta mostrano probabilmente una migrazione nel tempo dell'attività tettonica verso il bacino.

Per i versanti occidentale e meridionale della Piana è difficile trarre delle indicazioni di significato neotettonico, mancando depositi continentali di estensione significativa.

La presenza di strutture distensive all'interno della conca del Fucino e di strutture trascorrenti sinistre al di fuori di essa non costituisce una regola generale. Infatti, ad esempio, alla zona di faglia del M. Parasano, ad E del Fucino, sono riferibili movimenti distensivi almeno contemporanei alla deposizione di detriti di versante di difficile collocazione stratigrafica, ma piuttosto comuni ai versanti di faglia abruzzesi. Il fianco destro della Vallelonga (a S del Fucino) è caratterizzato dalla presenza di una faglia cui sono riferibili movimenti verticali di notevole entità. Per contro, come già detto, nella zona di Cupoli, all'interno della conca, la faglia più evidente che interessa i depositi dell'omonimo complesso è caratterizzata da cinematica obliqua o trascorrente sinistra.

In sostanza, la definizione di un quadro di evoluzione tettonica recente della Piana del Fucino appare complicata dalla coesistenza di elementi strutturali caratterizzati da diversa cinematica. Se da un lato sembra chiaro che un modello tettonico adeguato deve essere in grado di spiegare la probabile presenza sincrona di elementi trascorrenti e distensivi, dall'altro la complessità del quadro cinematico porta alla necessità di evitare semplici e suggestive ipotesi modellistiche, indipendentemente dal carattere innovativo o conservatore delle stesse.

BIBLIOGRAFIA

- Galadini F. & Messina P. (1993) - *Stratigrafia dei depositi continentali, tettonica ed evoluzione geologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sangro (Abruzzo meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.
- Galadini F., Giraudi C., Messina P. & Sposato A. (1993) - *Ruolo delle deformazioni trascorrenti nell'evoluzione di un reticolo idrografico nell'alta valle del fiume Sangro (Appennino abruzzese)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 155-158.
- Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1**(2), 131-159.
- Giraudi C. (1989) - *Datazione con metodi geologici delle scarpate di faglia post-glaciali di Ovindoli-Piano di Pezza (Abruzzo-Italia centrale): implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 29-39.

**PRIMI DATI SULLA FLORA DEL BACINO LACUSTRE VILAFRANCIANO DI STEGGIO
(PREALPI VENETE, TREVISO)**

P. Ghiotto

Museo delle Scienze, via della Motta, Pordenone

La presente nota costituisce un primo contributo allo studio del contenuto vegetale macroscopico del complesso argilloso-ghiaioso-torboso delle "Argille di Steggio", attribuito a un bacino lacustre di età villafranchiana superiore. L'esame è stato condotto su materiale raccolto nel 1990 e nel 1991 in occasione di una serie di saggi stratigrafici effettuati sotto la direzione del Dott. M. Tonon (Museo delle Scienze, Pordenone). Particolarmente ricca di resti vegetali, la serie di Steggio rappresenta un giacimento di grande interesse paleobotanico in grado di offrire un'importante apporto alla conoscenza dell'ambiente del Pleistocene inferiore nell'Italia settentrionale.

La maggiore quantità di resti macroscopici è concentrata nei livelli del segmento inferiore della serie (u.s. 200-205), direttamente soprastanti il substrato prequaternario (Marna di Possagno, Eocene superiore). Il materiale vegetale di minori dimensioni (fruttificazioni, piccoli rami, frammenti di foglie) si rinviene prevalentemente all'interno tasche sabbioso-limose. I resti arborei (rami, settori di fusto e di apparati radicali), spesso frammentari e levigati per effetto del trasporto, sono localizzati sia all'interno di lenti ghiaiose legate ad apporti torrentizi sia, più di frequente, all'interfaccia tra queste e i soprastanti sedimenti fini. Essi sono inoltre compressi e deformati dal peso dei sedimenti soprastanti.

Si sono analizzati 70 resti lignei, in gran parte caratterizzati da struttura di tipo omoxilo. L'insieme dei caratteri osservati (tra i quali il tipo di punteggiature dei campi d'incrocio - taxodiodi, piceoidi o pinoidi - e la disposizione su un'unica fila delle punteggiature areolate sulle pareti radiali delle fibrotracheidi) ha permesso di attribuire i legni esaminati alla famiglia delle *Pinaceae*. Si sono riconosciuti in particolare i seguenti generi: *Abies* (n. 25 campioni), *Tsuga* (n. 29 campioni), *Cedrus* (n. 1 campione), *Picea* (n. 6 campioni) e *Pinus* di tipo "*haploxylon*" (n. 5 campioni). Quattro campioni hanno evidenziato una struttura del legno di tipo eteroxilo, propria delle Angiosperme Dicotiledoni; non è stato possibile tuttavia giungere a una identificazione di maggior dettaglio a causa del cattivo stato di conservazione.

L'esame paleocarpologico di alcune fruttificazioni ha rivelato la presenza di *Quercus*, *Carya* e *Corylus*, oltre a numerosi strobili di *Tsuga*.

Dai dati finora raccolti emerge la significativa presenza di generi quali *Tsuga*, *Cedrus* e *Carya*, diffusi nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore europeo, segnalati come elementi sempre più sporadici nel corso del Pleistocene medio. Si tratta di componenti della flora forestale comuni nelle fasi a clima temperato.

**SEDIMENTI EOLICI, VARIAZIONI CLIMATICHE ED INFLUENZA ANTROPICA:
CONSIDERAZIONI SU ALCUNE PIANE INTERMONTANE ABRUZZESI**

C. Giraudi

ENEA C.R.E. Casaccia, C.P. 2400, 00100 Roma A.D.

L'uso dei *proxy-data* per la ricostruzione delle variazioni ambientali dell'Olocene porta sovente alla formulazione di ipotesi, a volte soggettive, e di domande sull'importanza delle variazioni climatiche o sull'entità dell'interferenza antropica sull'ambiente. Per contribuire a chiarire l'importante questione, appare necessario individuare e valutare gli effetti legati a fattori naturali non direttamente influenzabili dall'uomo. Mediante questi può essere possibile valutare se, accanto alla innegabile influenza antropica, anche le variazioni climatiche possono avere contribuito alle variazioni ambientali, e con che grado di intensità. Lo studio delle variazioni della direzione dei venti, in determinate aree, sembra uno strumento adatto agli scopi suddetti.

La presenza di sedimenti eolici databili alla seconda metà dell'Olocene in alcune pianure intermontane abruzzesi è già stata messa in evidenza in lavori precedenti. Tuttavia il significato climatico ed ambientale di tali depositi, legati per lo più a deflazione di particelle da suoli sviluppati nel corso della prima parte dell'Olocene, non può essere considerato univoco. Se è evidente che il vento ha causato il trasporto, quasi mai risulta chiara la causa della degradazione e della denudazione dei suoli. Sedimenti eolici sub-attuali o attuali possono essere presenti ai margini di piccoli bacini scavati dall'uomo al fine di formare riserve idriche per abbeverare il bestiame, ai margini di strade sterrate che tagliano suoli e sedimenti fini oppure ai margini di zone denudate dal calpestio delle greggi. Anche nel periodo compreso tra circa 5.000 e circa 2.500 anni B.P. si sono verificati fenomeni di deflazione dei suoli: la denudazione dei suoli si inserirebbe in un quadro ambientale caratterizzato da diminuzione della copertura vegetale e da aumento del trasporto solido dei corsi d'acqua. Gli effetti descritti appaiono compatibili sia con una variazione climatica in senso arido, sia con un'intensificarsi dell'impatto antropico. La misura delle direzioni e del verso dei venti che hanno prodotto le conche di deflazione presenti al Piano di Aremogna mostra però che vi è una sensibile differenza tra i venti che hanno formato le conche di deflazione non più attive, al giorno d'oggi completamente inerbite, e quelle attive. Anche ammettendo un probabile impatto umano e quindi un'influenza sulla denudazione dei suoli, la variazione della direzione dei venti che hanno prodotto le conche di deflazione sembra testimoniare che qualche cambiamento climatico deve essere avvenuto.

I DETRITI DI VERSANTE AI MARGINI DELLA PIANA DEL FUCINO: SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO ED IMPATTO ANTROPICO

C. Giraudi

ENEA C.R.E. Casaccia, C.P. 2400, 00100 Roma A.D.

La conoscenza delle variazioni climatiche del passato si rende indispensabile, nell'ambito degli studi sul *Global Change*, sia per valutare la possibile evoluzione del sistema climatico terrestre sia per individuare e quantificare gli effetti sull'ambiente provocati, nel passato, dall'impatto umano.

Lo studio delle piane intermontane, colonizzate dall'uomo fin dalla preistoria, può contribuire a raccogliere i dati necessari a chiarire alcuni aspetti utili per gli studi sul *Global Change*.

Nuovi affioramenti esistenti al raccordo tra i versanti e la pianura al margine nord-orientale della Piana del Fucino hanno permesso di rilevare che almeno una parte dei detriti di versante si è deposta nel corso di una serie di fasi databili al Tardiglaciale ed all'Olocene.

Appare evidente, per i detriti inquadrabili cronologicamente nel Tardiglaciale, un legame con le fasi di recrudescenza climatica che hanno accompagnato le fasi di transizione tra l'ultimo massimo glaciale e l'Olocene.

Un elevato accumulo di detrito è avvenuto nel corso dell'Olocene. L'aspetto di tale detrito è, però, in generale, assai differente da quello tardiglaciale: tale differenza è data soprattutto dalla presenza, tra i clasti, di una diffusa matrice carboniosa nerastra. Non è raro rinvenire, all'interno degli accumuli, frammenti fluitati di ceramica preistorica e protostorica: tale ceramica permette di datare la messa in posto di tali detriti di versante alla seconda metà dell'Olocene.

La genesi e la potenza dei depositi olocenici non sembra spiegabile unicamente come conseguenza di variazioni climatiche: appare assai più probabile che tali depositi indichino gli effetti di un notevole impatto antropico sul territorio.

EVOLUZIONE QUATERNARIA DEL SISTEMA DI DEPRESSIONI DEL TIRINO (APPENNINO ABRUZZESE)

R. Giuliani - A. Sposato

C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia Tecnica

L'area del Tirino rappresenta uno dei sistemi di depressioni più orientali dell'Appennino centrale. Tale sistema di depressioni s'impone sulle propaggini meridionali dell'unità strutturale del Gran Sasso. Il substrato è rappresentato dai termini meso-cenozoici in facies di transizione della piattaforma laziale-abruzzese, sovrascorsi sui depositi terrigeni mio-pliocenici in età tardo pliocenica.

Su questo settore della catena appenninica esiste un'ampia letteratura che riguarda le unità strutturali riconosciute e la loro evoluzione tettonica post-tortoniana e plioceniche (vedi Centamore *et al.*, 1991; 1992; Patacca *et al.*, 1991; Ghisetti & Vezzani, 1988). Non è stata invece finora delineata una scansione degli eventi deposizionali e tettonici succedutisi nel corso del Quaternario nell'area del Tirino.

Lo studio dell'evoluzione quaternaria di quest'area risulta particolarmente interessante in una prospettiva di definizione dei rapporti di interazione tra le fasi compressive responsabili dell'accavallamento della catena sui termini terrigeni ed il collassamento tettonico dell'area depressa.

Lo studio morfo-litostratigrafico di dettaglio ha consentito di delineare l'evoluzione quaternaria e neotettonica dell'area. È stata riconosciuta una sequenza di depositi continentali costituita da cinque complessi principali di età compresa tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene: il complesso delle breccie carbonatiche antiche ed il complesso del Convento dei Cappuccini (Pleistocene inferiore), il complesso di Bussi (Pleistocene medio-superiore), il complesso di C. Spera (Pleistocene superiore) e la formazione di Capo d'Acqua (Olocene).

I sedimenti continentali più antichi riconosciuti nell'area sono costituiti da depositi essenzialmente clastici legati ad una sedimentazione di versante. La distribuzione areale di tali depositi suggerisce un'area di deposizione decisamente più ampia dell'area di depressione attuale. La sedimentazione di depositi di versante accompagnata da abbondante sedimentazione chimica in facies lacustre prosegue nel Pleistocene inferiore limitatamente ad un'area più ristretta confinata all'interno di un bacino ad estensione confrontabile con le aree più depresse del sistema di conche del Tirino.

Il complesso sedimentario relativo al Pleistocene medio-superiore è profondamente incassato nei depositi più antichi. Questo complesso sedimentario, caratterizzato da un abbondante contenuto in minerali vulcanici, è in facies prevalentemente lacustre e forma due cicli terrazzati lievemente incassati tra di loro.

I depositi del Pleistocene superiore sono rappresentati da sedimenti ghiaiosi che costituiscono importanti conoidi alluvionali.

Durante l'Olocene s'impone un piccolo bacino fluvio-lacustre ricco di faune a gasteropodi, resti di mammiferi e di reperti antropici, segnalati da Radmilli (1977) nell'area di Capo d'Acqua.

Il sistema di depressioni del Tirino presenta una forma circa triangolare delimitata da un pattern di faglie a direzione da NW-SE a NNW-SSE e sistemi ad esse trasversali con direzioni NE-SW.

L'età dell'attività tettonica è definita dalla impostazione di aree depresse con la deposizione dei sedimenti lacustri più antichi di età pleistocenica inferiore e dai chiari sbloccamenti per faglia degli stessi sedimenti. Sono inoltre presenti indizi di attività che interessano la formazione più antica del complesso riferito al Pleistocene medio-superiore.

Sulla base delle osservazioni effettuate fino ad oggi la carenza di elementi cinematici sui piani di faglia di interesse neotettonico consente di ricostruire unicamente la componente verticale dei movimenti tettonici riscontrati.

LAVORI CITATI

- Bigi S., Calamita F., Centamore E., Deiana G., Ridolfi M. & Salvucci R. (1991) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale, CROP/2.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1988) - *Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi zones (Central Apennines, Italy)*. Geologische Rundschau, 77/1, 63-78.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale, CROP/2.
- Radmilli (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del bronzo*. Giardini Ed., Pisa, 464 pp.

CRONOSTRATIGRAFIA GEOTECNICA DEI DEPOSITI DELLA CONCA DI FIUGGI

R. Mortari

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

Il bacino endoreico della Conca di Fiuggi, situato poco a Nord della Valle Latina, ha ospitato nel Pleistocene un lago di cui oggi resta ancora come testimonianza il lago di Canterno, che occupa una appendice sudorientale della stessa conca. L'antico lago è stato colmato con uno spessore di poco più di 50 m di depositi a grana medio-fina, costituiti per lo più da epivolcaniti provenienti dal vulcano di Albano, dai centri minori della Valle Latina e dal più lontano vulcano di Roccamonfina.

L'esecuzione di alcuni sondaggi ubicati tra lo stabilimento di imbottigliamento e la fonte di Bonifacio VIII ha permesso di ricostruire una stratigrafia completa di questi depositi, in cui si sono distinti, al di sopra di un banco di ghiaie, tre diversi membri. I depositi tuffici di questi tre membri, costituiti da elementi vulcanici per lo più alterati e rimaneggiati, si distinguono essenzialmente per la diversa granulometria. Il primo membro tuffico si distingue anche per una maggiore densità, una maggiore consistenza e una maggiore sensibilità al rimaneggiamento.

Carattere identificativo fondamentale per riconoscere l'appartenenza ad uno dei tre membri risulta essere il valore della pressione di preconsolidazione, che nel membro inferiore tende a essere di $20 + 22 \text{ kg/cm}^2$, nel membro intermedio di $10 + 11$ e in quello superiore compreso fra 5 e 6 kg/cm^2 . Il passaggio risulta graduale solo al tetto del primo membro ma si realizza con gradienti che sono estremamente elevati e che non si possono spiegare in modo meccanico. Solo per il membro superiore possiamo spiegare almeno in parte i valori di preconsolidazione come conseguenza del peso dei depositi accumulati; per i due membri sottostanti invece la preconsolidazione non può essere spiegata facendo intervenire forze gravitazionali. Quest'ultima condizione è la stessa che si riscontra molto di frequente nelle argille, per le quali si è osservato che, quando le preconsolidazioni sono svincolate dalle forze peso, intervengono forze di un altro campo, che si sono identificate con quelle del campo elettrico della Terra solida, e che danno come effetto valori tendenzialmente costanti di preconsolidazione per tutto lo spessore di un Piano cronostratigrafico. Questi valori inoltre non dipendono dalla posizione geografica, per cui possiamo dire ad esempio che il valore di circa 20 kg/cm^2 si trova in modo caratteristico solo alla base del Pleistocene, come pure il valore di circa $5,5 \text{ kg/cm}^2$ corrisponde al Tirreniano, mentre tra i due incontriamo soltanto un valore prossimo a 10 kg/cm^2 . E' la classica tripartizione del Pleistocene.

Pertanto ciascuno dei tre membri distinti nell'area della Conca di Fiuggi verrebbe a rappresentare una di queste classiche parti del Pleistocene. In particolare il membro inferiore, che possiamo attribuire al Calabriano, ci rivela ancora che la sua provenienza deve essere dal vulcano di Roccamonfina, l'unico attivo in quella età nella regione.

SOLLEVAMENTI DIFFERENZIALI NELL'AREA DELL'ANTICO LAGO LIRINO

R. Mortari

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

Nei tratto della Valle del Liri che si trova tra Sora e Rocca d'Evandro, un bacino lacustre era presente nel Pleistocene medio. Nella parte più a monte, a Nord, i suoi depositi affiorano all'incirca tra le quote di 300 e 800 m s.l.m., mentre più a valle il loro tetto arriva ad una quota massima di circa 150 m.

Per sapere se è stata solamente la parte più settentrionale a subire un sollevamento o se invece anche la parte rimanente è rimasta coinvolta nei movimenti orogenetici, è stato intrapreso uno studio delle forme terrazzate di questi depositi. Tali forme vengono generalmente spiegate con il classico schema dei terrazzamenti fluviali, ovvero con una successione di alluvionamenti ed erosioni in relazione a spostamenti del livello di base.

Lo studio di queste forme terrazzate si è svolto rilevando in più punti la quota della linea limite superiore di ogni terrazzo con una approssimazione che nella maggior parte dei casi è stata di 0,5 m, avendo a disposizione per lo più una cartografia dettagliata in scala 1:5000, e per il resto una approssimazione a 1 m utilizzando una cartografia alla scala 1:10000.

Si è avuta l'evidenza che tutte le linee rilevate non sono inclinate (al contrario di come ci si aspetterebbe dal citato modello), bensì giacciono su piani orizzontali. Anche i rilievi carbonatici che limitano gli affioramenti dei depositi lacustri sono risultati terrazzati. Il fatto che le linee misurate siano orizzontali esclude fenomeni di basculamento e permette confronti di quote anche a distanze di decine di chilometri.

I terrazzi non hanno tutti la stessa ampiezza ma si alternano regolarmente con una ampiezza maggiore (terrazzi primari) e una minore (terrazzi secondari). Talvolta tra gli uni e gli altri si possono osservare anche terrazzi di ampiezza molto ridotta (terrazzi terziari). Le quote dei terrazzi primari sono state messe a confronto con quelle delle tracce di stazionamenti marini misurate altrove, come nel Lazio centrale, sulle coste orientali della Somalia e nell'isola di Pasqua, riscontrando come al disotto di circa 150 m s.l.m. le quote risultano coincidenti in tutte queste aree. Non vi è dubbio pertanto che le linee misurate rappresentano le tracce di antiche linee di costa, che testimoniano con le quote più basse la posizione della superficie del lago (che si doveva trovare alla stessa quota di quella del mare), mentre alle quote più alte testimoniano che il mare è ingredito ben al disopra dei più alti depositi lacustri.

Alle altitudini maggiori cominciano a manifestarsi discordanze tra zone diverse. Sono state distinte così tre aree, ognuna delle quali è caratterizzata da una propria successione di quote. Il passaggio tra le tre aree è improvviso e si identifica con l'affioramento di faglie riconosciute o supposte.

Per calcolare l'entità dei sollevamenti di ciascuna area occorre distinguere le distanze verticali, o differenze di quota, tra due linee di costa consecutive, dovute a movimento eustatico dalle distanze dovute a movimento orogenetico. Le prime saranno comuni alle tre aree e a tutte le aree stabili, mentre le seconde saranno generalmente diverse da area ad area. Inoltre è necessario poter identificare il più possibile le linee di costa lasciate da una variazione eustatica, così da sapere in quale momento siamo esattamente entro il quadro della più generale variazione di livello marino. Si rilancia qui l'idea di una grande trasgressione marina che si è svolta nel Pleistocene superiore e di cui le linee di costa osservate in questo lavoro costituiscono le tappe della fase regressiva.

Se dunque consideriamo di ognuna delle tre aree non più la successione delle quote ma la successione delle differenze di quota, è possibile distinguere in questa successione quali differenze ricorrono ovunque e quali no: le prime corrispondono ad abbassamenti eustatici del livello marino, mentre le seconde sono dovute a sollevamenti orogenetici locali.

In questo modo si è riscontrato che, in particolare, nell'area più meridionale del bacino in esame, dove la linea di costa più elevata è stata misurata a 473 m s.l.m., il sollevamento orogenetico che si è potuto ricostruire è stato di 63 m. Esso è comunque inferiore a quello che ha subito quest'area a partire dalla estinzione del lago ed è probabile quindi che nel Pleistocene medio il livello del mare fosse molto prossimo a quello attuale.

CRONOSTRATIGRAFIA GEOTECNICA DELLA SERIE DELL'ANTICO LAGO TIBERINO

R. Mortari - S. Trastulli

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

Il grande lago Tiberino che nel Villafranchiano si estendeva tra Terni, Perugia, Foligno e Spoleto è stato riempito da una serie prevalentemente argillosa di non grande spessore, dell'ordine di un centinaio di metri.

Verso occidente la serie lacustre sfuma in una serie marina che ha permesso di effettuare delle correlazioni di età e di assegnare al primo Pliocene l'inizio della deposizione nel bacino in esame. La serie si chiude nel Pleistocene inferiore.

In diversi punti di questo bacino, ma soprattutto in due località, presso Montecastrilli e Todi e più esattamente lungo il Fosso Bianco e nella cava Toppetti di Ponte Naia, sono stati prelevati campioni indisturbati per analizzarli da un punto di vista geotecnico. Di tutti i vari parametri geotecnici considerati, merita particolare attenzione la pressione di preconsolidazione, che ci ha permesso di fare delle suddivisioni della serie che hanno un carattere cronostratigrafico.

Quando si parla di pressione di preconsolidazione la letteratura geotecnica riferisce questo parametro essenzialmente alla massima pressione che ha agito ad opera dei sedimenti successivi. Mentre questo è vero per serie di grande spessore, come si è constatato ad esempio per le argille azzurre plio-pleistoceniche affioranti nella val d'Arda, nella valle del Santerno e nella valle del Pescara, in cui questa formazione mostra spessori di alcune migliaia di metri, la stessa cosa non si riscontra più in serie ridotte come è appunto il caso della serie in esame.

Quando nella serie pressoché continua del fosso Bianco, spesso meno di 100 m, troviamo una variazione di preconsolidazione da circa 100 a circa 30 kg/cm² e quindi circa 10 volte maggiore di quanto possiamo giustificare con la differenza di posizione delle due estremità della serie, non possiamo più invocare le forze gravitazionali per spiegare questi valori.

Nelle argille marine di modesto spessore, come sono generalmente quelle plio-pleistoceniche nella parte interna dell'Appennino, si è osservato che i valori di preconsolidazione sono non in relazione agli spessori ma all'età del sedimento. Avviene così che per tutto lo spessore di un Piano la preconsolidazione tende a rimanere costante intorno ad un valore tipico di quella età. Inoltre, argille della stessa Età danno valori pressoché uguali anche a grande distanza. L'unico campo geofisico che può sovrapporsi in questo modo a quello gravitazionale è il campo elettrico della Terra solida. Si è formata pertanto una scala cronostratigrafica in cui il Pleistocene è caratterizzato da tre valori che sono intorno a 20, 10 e 5,5 kg/cm², mentre invece nel Pliocene distinguiamo cinque parti caratterizzate rispettivamente da circa 100, 80, 55, 40 e 30 kg/cm².

La serie del fosso Bianco, che presenta valori di preconsolidazione da 100 a 30 kg/cm², comprenderebbe dunque tutte le cinque parti del Pliocene. La parte più alta di questa serie però, nei pressi di S. Maria di Ciciliano, viene considerata già del Pleistocene in base a dati floreali e faunistici. Questa discordanza è solo apparente se si tiene conto che nella serie plio-pleistocenica della Vrica il limite tra Pliocene e Pleistocene secondo i valori della preconsolidazione è situato sensibilmente più in alto rispetto a quello comunemente adottato che utilizza le determinazioni della Paleontologia.

Solo i depositi trasgressivi che affiorano nei pressi della stazione ferroviaria di Montecastrilli mostrano una preconsolidazione di 20 kg/cm² e quindi una età "geotecnica" del Pleistocene inferiore, concordante con quella paleontologica.

CARATTERISTICHE SEDIMENTOLOGICHE E MINERALOGICHE DI UN LIVELLO TUFITICO DEL PLEISTOCENE MEDIO DA UN SONDAGGIO NELLA PIANA DEL FUCINO (ITALIA CENTRALE)

B. Narcisi

ENEA, C.R.E. Casaccia, C.P. 2400, Roma

Vengono riportati i risultati di una indagine su un livello vulcanico sabbioso di spessore decimetrico rinvenuto alla profondità di circa 100 m in un sondaggio nei sedimenti lacustri dell'alveo bonificato del Fucino. Una datazione radiometrica con il metodo ³⁹Ar/⁴⁰Ar effettuata sulla leucite assieme a considerazioni palinologiche svolte sul record sedimentario indicano che il livello ha una età di circa 500.000 anni.

Le analisi granulometriche, in accordo con l'osservazione macroscopica della carota, indicano che il materiale piroclastico si è depositato per caduta a seguito di una eruzione fortemente esplosiva; tuttavia la presenza nel livello di resti di molluschi ed ostracodi suggerisce un debole rimaneggiamento ad opera delle acque lacustri.

L'analisi microscopica indica che la piroclastite è costituita in buona parte (circa 50%) da frammenti scoriacei neri e subordinatamente grigi contenenti microfencristalli di clinopirosseno, biotite e feldspati. Oltre agli elementi vetrosi sono presenti: clinopirosseno (circa 30%); feldspati (prevalentemente sanidino, circa 10%), leucite (circa 5%) e biotite (circa 5%).

I dati fin qui raccolti sono congruenti con una ipotesi di attribuzione del materiale vulcanico ai distretti peritirrenici laziali, i quali peraltro nel corso del Pleistocene medio hanno dato luogo a numerose manifestazioni a carattere fortemente esplosivo. Non sono stati riscontrati invece elementi a suffragio della ipotesi di una provenienza locale del prodotto piroclastico, avanzata da Autori precedenti.

TEFRACRONOLOGIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI TARDIGLACIALI DELL'ITALIA CENTRALE

B. Narcisi

ENEA - C.R.E. Casaccia, C.P. 2400, Roma

I livelli piroclastici di caduta connessi con importanti eventi esplosivi costituiscono orizzonti isocroni che possono essere efficacemente impiegati per datazioni e per correlazioni di sequenze stratigrafiche poste anche a notevole distanza tra di loro.

L'intensa attività vulcanica esplosiva verificatasi nel territorio italiano per tutto il Quaternario rende questa regione particolarmente adatta per le ricerche tefracronologiche. Tuttavia, mentre i sedimenti marini profondi sono stati oggetto di numerose

indagini stratigrafiche e tefracronologiche, poco è stato fatto finora sui depositi continentali, che pure costituiscono preziosi archivi naturali dell'attività vulcanica. Ne consegue che, al di fuori delle aree vulcaniche, la distribuzione sulla terraferma dei prodotti di caduta di importanti eruzioni esplosive è ancora scarsamente o per nulla definita.

Nell'intento di colmare, almeno in parte, le suddette lacune, è stato intrapreso uno studio di caratterizzazione di due livelli piroclastici di caduta contenuti in sequenze sedimentarie tardiglaciali dell'Italia centrale.

Il livello più antico (età circa 14.000 anni) affiora con spessori centimetrici in numerosi siti archeologici del margine meridionale ed orientale del bacino del Fucino, intercalato in detrito calcareo di versante e in depositi di riempimento di cavità naturali. Le analisi effettuate indicano che il materiale piroclastico è costituito prevalentemente da frammenti pomicei di colore marrone, contiene plagioclasio e presenta una composizione chimica di tipo benmoreitico, peculiare dei prodotti dell'attività dell'Etna. Il confronto con i dati tefracronologici dei sedimenti marini del Mediterraneo indica una coincidenza con le caratteristiche del livello Y-1, attribuito all'evento esplosivo dell'Etna che ha dato luogo all'ignimbrite di Biancavilla-Montalto.

Il secondo livello (età circa 12.000 anni) è stato caratterizzato con dettaglio nell'area del Massiccio del Monte Greco (Piano di Aremogna e Piano Polverino) ove affiora con spessori decimetrici al di sopra di depositi fluviali e fluvioglaciali; tuttavia il suolo ad esso associato è stato riconosciuto in una vasta area dell'Italia centrale, tra i Monti Sibillini ed il Matese (Frezzotti, questo convegno). La piroclastite contiene plagioclasio, sanidino e clinopirosseno; la frazione vetrosa, che risulta costituita da frammenti pomicei incolori, presenta una composizione chimica trachitica, tipica dei prodotti della provincia campana. Il confronto con i dati tefracronologici disponibili indica una notevole similarità con il livello C-2, riconosciuto nei sedimenti del Tirreno e dell'Adriatico ed attribuito all'evento esplosivo dei Campi Flegrei che ha dato luogo al Tufo Giallo Napoletano.

La presenza di questi livelli piroclastici in aree interne dell'Appennino centrale, a notevole distanza dai rispettivi punti di emissione, suggerisce una notevole dispersione sulla penisola italiana oltreché in mare. Entrambi i livelli pertanto presentano i requisiti necessari (notevole estensione areale, forte peculiarità, preciso inquadramento cronologico) per essere considerati ottimi livelli *reperè*; il loro impiego potrà consentire una ricostruzione dettagliata della stratigrafia tardiglaciale dell'Italia peninsulare.

ASPETTI GEOLOGICO-APPLICATIVI DI BACINI ARTIFICIALI REALIZZATI IN CONCHE INTRAMONTANE INTERESSATE DA TETTONICA ATTIVA E SISMICITA'

F. Ortolani⁽¹⁾ - S. Pagliuca⁽²⁾ - G. Palescandolo⁽¹⁾ - R. M. Toccaceli⁽¹⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli

⁽²⁾CNR, ISPAIM, Ercolano

L'evoluzione tettonica quaternaria dell'Appennino meridionale è caratterizzata da un generale e marcato sollevamento del settore centro-orientale (Ortolani & Pagliuca, 1988) lungo due sistemi principali di faglie che ne delimitano il margine occidentale (allineamento strutturale Isernia-Benevento-Alta valle dell'Ofanto-Alta Val d'Agri) e quello orientale (al margine della catena).

Il primo allineamento rappresenta una *fracture zone* centrale che si è individuata lungo l'asse di una megantiforme crostale (Ortolani & Pagliuca, 1984) a cui, in superficie, corrisponde la catena appenninica sollevata nel Pleistocene.

Con la fase di *uplift* si sono attivate e, in alcuni casi anche riattivate, strutture fragili antiappenniniche a carattere trascorrente che delimitano in blocchi morfostrutturali ben definiti vari settori di catena (Ortolani *et al.*, 1990).

Le faglie trasversali che rivestono un ruolo significativo per quanto riguarda la sismicità, il vulcanismo e l'assetto morfostrutturale attuale sono gli allineamenti tettonici regionali Roccamonfina-Isernia, Vinchiaturò-Campobasso, Cerreto Sannita-Campolattaro-S.Giorgio la Molarà, Valle Caudina-Benevento-Buonalbergo, Parolise-Grottaminarda, Bagnoli Irpino-Torrente Calaggio, S.Fele-Vulture, Satriano-Potenza-Pietragalla, Sapri-S.Arcangelo.

Tali faglie sono connesse a regimi deformativi transtensivi e transpressivi; nel primo caso esse hanno determinato zone depresse con impostazione di vulcanismo (Roccamonfina-Isernia e S.Fele-Vulture) e bacini sedimentari intramontani all'intersezione con zone strutturalmente ribassate e orientamento appenninico (Boiano, Sepino, Morcone-Campolattaro, Benevento, Valle Ufita, alta valle dell'Ofanto, alta Val d'Agri).

Nel secondo caso, hanno originato *pressure ridges* che hanno condizionato l'andamento degli spartiacque superficiali e l'evoluzione dei reticoli idrografici.

Gli studi eseguiti sulla tettonica attiva hanno evidenziato che le principali strutture sismogenetiche sono quelle con orientamento appenninico, ubicate lungo l'allineamento Isernia-Benevento-alta valle dell'Ofanto-alta Val d'Agri; si è evidenziato che strutture attive sono anche quelle antiappenniniche prima descritte (Ortolani *et al.*, 1990).

La tettonica recente ha creato le condizioni morfostrutturali idonee per l'impostazione di sbarramenti fluviali naturali determinando la formazione di laghi pleistocenici intramontani, successivamente estinti.

Le favorevoli caratteristiche morfologiche di questi luoghi hanno consentito all'uomo di realizzare sbarramenti artificiali per l'accumulo di ingenti volumi di acqua (>100.000.000 m³) per diversi usi, come ad esempio le dighe di Campolattaro sul F.Tammaro, di Conza della Campania sul F.Ofanto e Pertusillo sul F.Agri.

Finora solo la diga di Conza della Campania è stata interessata da un evento sismico (23-11-1980) con area epicentrale nella zona dell'invaso stesso (X° MCS); in tale occasione il corpo diga ha subito una rotazione lungo l'asse orizzontale ed abbassamento di circa 1 m del bordo meridionale (Cotecchia *et al.*, 1986) senza subire, secondo le fonti ufficiali, alcun danno.

Le ricerche espletate dopo l'evento citato hanno consentito di riconoscere che tra i vari effetti al suolo indotti da forti eventi sismici, nelle aree epicentrali, si possono avere anche fagliamenti superficiali con spostamenti verticali di circa 1 m (Ortolani & Pagliuca, 1984).

La diga del Pertusillo è stata realizzata nell'area epicentrale (XI° MCS) dell'evento del 1857, mentre la diga di Campolattaro insiste nelle aree epicentrali degli eventi del 1456 e 1688. I principali problemi geologico-applicativi connessi alle dighe citate non riguardano la risposta dello sbarramento artificiale alle sollecitazioni sismiche, ma sono connessi agli eventuali effetti geologici locali relativi alle caratteristiche dei terreni del substrato (Ortolani *et al.*, 1991).

Ulteriori preoccupazioni derivano dalla constatazione che gli invasi sono impostati su incroci di fratture attive e che i problemi della risposta sismica locale dei terreni in aree epicentrali in relazione all'assetto strutturale subsuperficiale non rientrava e non rientra tuttora tra i problemi geologici da accertare per la costruzione di un bacino artificiale.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Ortolani F. & Pagliuca S. (1988) - *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità*. Geogr. Fis. e Dinam. Quater., 1.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (1984) - *Geologia, struttura e macrozonazione sismica dell'Appennino meridionale (Molise, Campania e Basilicata)*. Atti 5° Congr. Naz. Geol., Palermo.
- Ortolani F., Pagliuca S., Pepe E., Schiattarella M. & Toccaceli R.M. (1990) - *Le faglie pleistoceniche di importanza regionale dell'Appennino meridionale: rapporti con la struttura profonda e la sismicità*. Atti Conv. "Irpinia dieci anni dopo", S. Agnello di Sorrento.
- Cotecchia V., Monterisi L. & Salvemini A. (1986) - *Effects of 23 November 1980 earthquake on the Conza della Campania dam and its supplemental structures*. IAEG, Bari.
- Ortolani F., Pagliuca S. & Spizuoco A. (1991) - *Geologia tecnica e territoriale in aree sismiche: problematiche connesse alla valutazione dell'amplificazione sismica locale*. Atti Conf. Sc. Ann. Att. Ric. Dip., Univ. Napoli

PROCESSI TORBIDITICI NELLA SUCCESSIONE LACUSTRE VILLAFRANCHIANA DEL BACINO INTERMONTANO DI STEGGIO (TREVISO)

P. Paronuzzi

Dipartimento di Georisorse e Territorio, Università di Udine
Via Cottonificio 114, 33100 Udine

La successione lacustre villafranchiana di Steggio (Prealpi Venete, Treviso) è stata identificata per la prima volta nel 1990 durante le prospezioni geo-paleontologiche avviate in seguito al rinvenimento occasionale nel 1986 sul pianoro di Steggio di un resto fossile di proboscidiato (Sala & Tonon, 1992).

Le ricerche geologiche e stratigrafiche di dettaglio dei dintorni dell'area del rinvenimento hanno permesso di accertare l'esistenza di una sequenza lacustre attribuita all'unità informale delle "Argille di Steggio" (Paronuzzi & Tonon, 1992). La successione, potente nell'insieme 25 m (intervallo altimetrico: 307 + 332 m), poggia con un'evidente superficie di discontinuità sulla formazione priaboniana della Marna di Possagno.

La presenza di diversi resti fossili di mammalofauna (determinazioni B. Sala, Università di Ferrara) nei livelli ghiaiosi basali, tra i quali in particolare *Eucladoceros cf. senzensis*, *Stephanorhinus etruscus* e *Pseudodama sp.*, consente l'attribuzione della successione lacustre al Villafranchiano superiore (*sensu* Torre *et al.*, 1992). Tale inquadramento stratigrafico è confermato anche dal rinvenimento di frammenti dentari di *Miomys sp.* e di altri micromammiferi quali *Pliomys episcopalis* e *Glis minor*.

La serie lacustre è costituita, nel dettaglio, da due segmenti stratigrafici ben differenziabili. Il segmento stratigrafico inferiore, potente all'incirca 8 m, comprende i livelli ghiaiosi basali con i resti di mammalofauna e frequenti resti paleobotanici. Esso si caratterizza nell'insieme come una tipica sequenza *thinning-upward* con il passaggio progressivo da alternanze di livelli ghiaiosi e argillosi a livelli argilloso-sabbiosi, argilloso-limosi e argille organiche nerastre verso l'alto. La serie è chiusa al tetto da un livello di concrezioni arenacee di origine pedogenetica, parzialmente eroso e sepolto da un banco metrico di ghiaie giallastre molto ossidate. I livelli argilloso-limosi del segmento inferiore sono costituiti essenzialmente da sedimenti di natura silicoclastica. Nella frazione pelitica la componente clastica carbonatica è praticamente assente.

I livelli di tipo torbiditico contraddistinguono le primissime fasi della sedimentazione lacustre e contengono i resti di mammalofauna. Essi sono costituiti da un'unità ghiaiosa basale con una stratificazione complessa interna (spessore: 20 + 70 cm) ed un'unità sabbioso-pelitica superiore (spessore: 10 + 50 cm).

I livelli ghiaiosi presentano di norma una netta superficie di erosione basale con tasche irregolari e concentrazioni di materiale più grossolano alla base, comprendendo anche veri e propri blocchi (30 + 70 cm) subangolari. All'interno dello strato il materiale ghiaioso tende ad essere normalmente gradato. Spesso sono presenti sub-unità lenticolari (2 + 10 cm), a diversa granulometria variabile da sabbioso-ghiaiosa a sabbiosa o argillosa. Altrettanto frequentemente risultano comprese nel corpo ghiaioso lenti disorganizzate di materiali fini strappati dal fondo e risedimentati entro il flusso torbido ghiaioso.

Le lenti ghiaiose torbiditiche contengono diffusi resti paleobotanici di dimensione decimetrica (2 + 30 cm, per lo più). Un grande numero di reperti paleobotanici presenta un'estremità rastremata, levigata e arrotondata. Questo caratteristico fenomeno sembra imputabile ad effetti erosivi avvenuti durante il trasporto di massa, a spese delle estremità dei frammenti lignei più esterni rispetto al flusso torbido. Nella maggior parte dei casi i resti fossili isolati di mammalofauna, pertinenti a diverse specie, sono presenti al tetto dell'unità ghiaiosa torbiditica, a diretto contatto con la soprastante unità sabbioso-pelitica. Situazioni di questo tipo sono state verificate per flussi torbiditici distanti anche un centinaio di metri e sono verosimilmente riconducibili a fenomeni di "galleggiamento" dei materiali ossei.

Le unità sabbioso-pelitiche dei corpi torbiditici sono costituite da sabbie limose e limi argillosi di colore variabile da grigio scuro (colore Munsell, umido: 5Y3/1) a grigio oliva (5Y4/2). Frequentemente si passa da un intervallo basale con una spiccata laminazione piano-parallela sottolineata da livelletti neri organici e concentrazioni di frustoli vegetali (intervallo torbiditico Tb) ad uno superiore caratterizzato da laminazione ondulata e/o convoluta (intervallo Tc). Nella sequenza completa la torbidite si chiude con un livello argilloso-limoso grigio, massivo (Te).

Le direzioni dei corpi ghiaiosi sono estremamente variabili e testimoniano apporti grossolani sia da N che da O. Nell'insieme il processo di messa in posto dei sedimenti torbiditici è imputabile alla rapida mobilizzazione sul fondo lacustre di ingenti quantità di materiale solido immesso nel bacino da parte del sistema alluvionale esterno. L'evento improvviso deve essere stato determinato da una crisi generale del reticolo idrografico superficiale, in particolare delle pendici montuose prossime al bacino, provocata da un evento pluviometrico calamitoso particolarmente intenso. La ridistribuzione dei materiali di provenienza alluvionale è avvenuta mediante l'intervento di un certo numero di canali subacquei connessi alle conoidi pedemontane adiacenti il bacino lacustre.

L'insieme dei dati documenta l'importanza dei processi sedimentari di tipo torbiditico e di trasporto di massa in generale, nel caso di bacini lacustri intermontani. Questi ultimi sono infatti strettamente influenzati dall'attività, spesso notevole e ricorrente, di conoidi ad elevata energia di rilievo responsabili di apporti clastici cospicui ed improvvisi. In queste condizioni possono realizzarsi condizioni particolarmente favorevoli alla messa in posto di macroresti paleozoologici (unità stratigrafica 204) connessi a rovinosi episodi di frana avvenuti sui versanti pedemontani.

LAVORI CITATI

- Paronuzzi P. & Tonon M. (1992) - *Il bacino lacustre villafranchiano di Steggio (Prealpi Venete, Treviso): primi dati stratigrafici ed evidenze neotettoniche*. Il Quaternario, 5(2), 251-268.
- Sala B & Tonon M (1992) - *Eucladoceros cf. senezensis Deperet 1910 in un bacino lacustre villafranchiano a Steggio (Possagno, Treviso, Italia nord-orientale)*. Il Quaternario, 5(1), 11-16.
- Torre D., Ficarelli G., Masini F., Rook L. & Sala B. (1992) - *Mammal dispersal events in the early Pleistocene of western Europe*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt a. M., 153, 51-58.

UN'AREA IN EVOLUZIONE RECENTE: IL VERSANTE SETTENTRIONALE DI M. MOLINATICO (ALTA VAL TARO, PARMA)

F. Petrucci - R. Cavazzini - E. Costa
Istituto di Geologia dell'Università di Parma

Il versante settentrionale di M. Molinatico è riportato nella letteratura geologica, dalla fine del secolo scorso alle più recenti pubblicazioni, come soggetto a coperture e forme legate al glacialismo; ma gli Autori difficilmente concordano sulla distribuzione ed estensione dei depositi e delle forme a essi connesse.

La possibilità di eseguire un rilevamento originale e di dettaglio è stata fornita dalla Carta Tecnica Regionale alla scala 1 : 5.000 e da fotogrammi ripresi con voli eseguiti in diversi periodi e a differenti quote.

Sulla "Carta Geologica 1 : 100.000 della provincia di Parma e zone limitrofe" (1965) l'area presenta una copertura morenica pressoché continua, anche se restava il dubbio sulla attribuzione genetica dei depositi, che potevano essere legati a fenomeni gravitativi (pag. 35 della Guida alle Escursioni della LXIII Adunanza estiva della Società Geologica Italiana - 1965).

Sotto l'aspetto ambientale la presenza di copertura morenica più o meno continua indica che il versante è governato da tranquillità geomorfologica in quanto questi depositi risalirebbero a oltre 10.000 anni dai giorni nostri.

Al contrario movimenti franosi diffusi, estesi e profondi evidenziano un ambiente in evoluzione veloce alla ricerca di un equilibrio non ancora raggiunto.

La Carta Geologica e Geomorfologica alla scala 1 : 10.000, che correda la presente comunicazione, non riporta la minima traccia di depositi e forme legati al glacialismo.

Gli affioramenti del substrato costituiti da Argille di San Siro, Arenarie di Ostia, Complesso delle Argille a Blocchi e Arenarie di M. Molinatico sono stati cartografati mettendo in evidenza gli affioramenti e le coperture eluviali. Questa analisi è valsa a identificare con la massima sicurezza i depositi e le forme recenti, definiti di copertura.

Lo studio geomorfologico ha stabilito che il versante fino in prossimità del fiume Taro è interessato da zone più o meno estese in forte dissesto gravitativo a prescindere dalle litologie del substrato.

I movimenti franosi sono stati suddivisi, all'atto del rilevamento, in attivi e non attivi secondo la classificazione proposta da A. Carrara *et al.* (1985).

L'idrografia del versante è stata oggetto di indagine in quanto sono riscontrabili frequenti variazioni di percorso legate ai movimenti franosi che provocano cambiamenti morfologici sia nelle "cave di prestito" che nelle "zone di accumulo" dei materiali mobilizzati. Le frane quiescenti da più lungo periodo vengono circoscritte dai corsi d'acqua lungo i confini perimetrali al contatto con il substrato affiorante.

Un altro campo della ricerca riguarda l'aspetto morfo-tettonico: la tettonica sembra controllare parte dell'evoluzione in atto, tuttavia dallo studio non sono emersi sicuri indizi di tettonica recente riscontrabili sul terreno. Si ricorda che l'area è soggetta a una sismicità frequente ma di bassa intensità.

L'area di fondovalle è improntata a un'evoluzione geomorfologica legata a fasi alterne erosive e di deposito da parte del F. Taro.

Nell'Olocene per un certo periodo il fiume avrebbe svolto una intensa attività erosiva con abbassamento dell'alveo di circa 60 metri rispetto alle quote massime dei sedimenti fluviali presenti lungo il fondovalle. In seguito si è avuta una progressiva fase di deposito fino a superare le attuali quote di affioramento, quindi su questi depositi alluvionali si è instaurata un'attività erosiva discontinua che ha determinato la formazione di cinque distinte superfici terrazzate.

Attualmente il F. Taro è in erosione nonostante le opere di regimazione idraulica che vengono aggiornate a difesa della viabilità e della linea ferroviaria poste in fondovalle.

Per ottenere in ambiente continentale dei riscontri sugli eventi temporali le informazioni cronostratigrafiche sono state oggetto di particolare analisi.

La copertura eluviale e la frequente attività franosa dimostrano un'evoluzione in atto ma non permettono di determinarne l'inizio, che coinciderebbe con l'ultima fase di ritiro glaciale.

L'indagine cronostratigrafica ha portato all'individuazione in località "I Bastioni" di un affioramento costituito da una sequenza fluviale a lenti substratificate sabbioso-ghiaiose, sabbiose e argillose.

L'affioramento, esteso poche decine di metri quadrati è venuto a giorno nella nicchia di distacco della frana presente nella località. La ripulitura dell'affioramento nella porzione medio-alta della serie affiorante ha messo a giorno in una lente argillosa un tronco carbonizzato. Un campione di lignite di tale reperto vegetale è stato datato col metodo ^{14}C da G. Calderoni (Rome - 346) e ha fornito un'età di 41.000 ± 3.500 anni dai giorni nostri. Questa sequenza fluviale, che presenta al tetto una certa rubefazione dei litotipi, forse dovuta a antica pedogenesi, sarebbe un lembo relitto di un deposito conservatosi fino ai giorni nostri in quanto ricoperto da sedimenti più recenti.

OSSERVAZIONI MORFOSTRATIGRAFICHE E PEDOLOGICHE NELL'AREA DEL BACINO DI BOIANO (CAMPOBASSO)

F. Russo⁽¹⁾ - F. Terribile⁽²⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

⁽²⁾C.N.R. - ISPAIM, Ercolano (Napoli)

INTRODUZIONE

E' stata avviata una ricerca morfostratigrafica e pedologica nell'area del bacino di Boiano, ubicata al margine settentrionale del massiccio del Matese. Si tratta di una depressione morfostrutturale ampia poche decine di km², lunga circa 22 km e larga al massimo 5 km. Questa depressione, estesa in senso NO-SE, è posta tra il Matese, che la limita a Sud, ed i Monti del Sannio, che la limitano a Nord. Questi ultimi sono costituiti da sedimenti calcareo detritici e terrigeni cenozoici mentre nel Matese affiorano sedimenti carbonatici e terrigeni di età meso-cenozoica. Il riempimento della depressione di Boiano è dato da sedimenti clastici grossolani e da limi lacustri di età quaternaria. L'individuazione della conca è da imputare a movimenti tettonici verificatisi durante il Pleistocene. La posizione morfologica della conca è tale da fungere da spartiacque appenninico tra i fiumi Biferno e Tammara, la cui azione erosiva non ha intaccato che parzialmente la serie alluvionale e lacustre pleistocenica e pertanto resta ancora perfettamente conservato l'originario assetto topografico subpianeggiante. Il riempimento pleistocenico della conca affiora solo parzialmente mostrando sedimenti tipici di ambiente di conca alluvionale nei quali sono intercalati livelli di paleosuoli con diverse tipologie pedogeniche. Questo fatto ha permesso di intraprendere uno studio comparato morfostratigrafico e pedologico al fine di caratterizzare ambienti e modalità di evoluzione recente della conca intermontana.

I DATI MORFOSTRUTTURALI

La depressione di Boiano si sviluppa lungo una importante linea tettonica disposta in senso NO-SE che separa a Nord i Monti del Sannio da quelli del Matese, a Sud. Mentre sui primi, per la scarsa conservatività morfologica dei litotipi, non sono del tutto evidenti le testimonianze geomorfologiche dell'evoluzione tettonica di quest'area, queste evidenze sono ben documentate sul bordo settentrionale del Matese dove la presenza di versanti di faglia sospendono a varie altezze sul fondovalle i segni lasciati da antichi livelli di base dislocati da almeno due importanti eventi tettonici occorsi durante il Pleistocene. La prima e più antica traccia morfologica in quest'area è rappresentata dai lembi della "Paleosuperficie Auct." presenti a quote variabili tra i 1100 e i 1500 m s.l.m. in posizione apicale sui principali rilievi carbonatici che bordano la depressione di Boiano. La Paleosuperficie è marginata da importanti versanti di faglia che si

raccordano alla base, a circa 800 m, ad un nuovo livello di base anch'esso sospeso. Sono questi versanti le testimonianze dirette di un primo evento tettonico seguito da una stasi che ha dato luogo ad una sedimentazione lacustre e detritica correlata alla individuazione di una morfostruttura depressa che precedette l'impostazione dell'attuale conca di Boiano. I sedimenti di questa prima fase lacustre affiorano in varie località sospesi lungo il versante matesino. Una seconda generazione di versanti di faglia caratterizza il settore del Matese e questa è perfettamente raccordata all'attuale conca di Boiano disposta intorno ai 500 m di quota. E' questo secondo evento tettonico il responsabile diretto della individuazione della conca intermontana. Nella zona a SE di Boiano sono presenti gli elementi per una ricostruzione, almeno parziale, della successione sedimentaria che costituisce il riempimento della depressione; questo deve essere non più spesso di un centinaio di metri. La zona assiale della depressione è costituita da depositi fini limno-palustri, che vanno ad attaccarsi direttamente, senza l'interposizione di fasce detritiche, ai primi contrafforti dei Monti del Sannio. Sul versante matesino, invece, è imponente ai margini della conca una fascia detritico-alluvionale che si interdigita distalmente con le facies lacustri. L'intera successione non presenta segni di deformazione ed è raccordata ai versanti adiacenti. Alcune sezioni stratigrafiche effettuate nei pressi di Campochiaro hanno evidenziato la presenza di due distinte successioni detritico-alluvionali con interposta una fascia pedogenizzata. La successione detritica più recente mostra caratteri tali da permettere il suo inquadramento in un intervallo stadiale del Pleistocene superiore. I depositi di conoide più antichi con la relativa fascia pedogenizzata sembrano essersi depositi durante un intervallo interstadiale dello stesso periodo. La presenza di terrazzi lungo il principale corso d'acqua che solca la conca indica che tutta la successione alluvionale e limno-palustre è stata soggetta ad una importante fase erosionale occorsa probabilmente verso la fine del Pleistocene superiore e i cui effetti si sono risentiti anche in questa zona di spartiacque della catena.

I DATI PEDOLOGICI

Lo studio pedologico ha comportato l'apertura di alcuni profili che sono stati descritti e campionati sia per le analisi chimiche e chimico-fisiche che per le analisi micromorfologiche. L'ambiente pedologico che si rinviene nei depositi di conoide può essere differenziato in due grandi categorie: quella dei suoli attuali e quella della fascia a paleosuoli ubicata al contatto tra le due successioni di conoide alluvionale. Il pedoambiente di superficie è caratterizzato da suoli andici ascrivibili agli Hapludand (USDA) sviluppatisi a spese di materiale cineritico. Sono suoli profondi, molto ricchi in sostanza organica (8%), neutri, con un orizzonte A sempre ben sviluppato che sovrasta un orizzonte B cambico. La pedogenesi che vi si sviluppa è quella di un ambiente areato che non va mai incontro ad una stagione secca pronunciata. I paleosuoli della fascia pedogenizzata si rinvengono sempre come orizzonti B relitti di suoli spesso profondi. L'osservazione di tali orizzonti ha portato alla individuazione di due pedoambienti principali: i Vertisuoli e gli Entisuoli fluventici. In molti degli affioramenti i primi sono sottoposti ai secondi e denotano, anche all'osservazione in sezione sottile ed alla luce delle analisi, una pedogenesi che partendo dall'alterazione dei minerali vulcanici porta alla formazione di argille espandibili. Ciò, in presenza di un ambiente con un pronunciato disseccamento ed inumidimento del suolo, ha portato alla formazione di Vertisuoli del tipo Chromoxererts (USDA) bruno-bruno scuri con una pronunciata strutturazione prismatica e poliedrica, elevati quantitativi di argilla ed assenza di scheletro calcareo. Alternata a questa pedogenesi vulcanoclastica, l'ambiente alluvionale degli Xerofluvents (USDA) spesso chiude la fascia pedogenizzata. Si tratta di orizzonti B argillosi con colori bruno-giallo pallido con una strutturazione prismatica e poliedrica che presentano abbondante scheletro calcareo ed elevato contenuto in calcare nella matrice. In questi orizzonti, sempre poco dotati in sostanza organica, la pedogenesi è meno sviluppata per i continui processi di ringiovanimento delle superfici pedologiche.

CONCLUSIONI

Questo studio è caratterizzato dalla comparazione dei dati morfostratigrafici con quelli pedologici. I primi hanno evidenziato la presenza nella conca lacustre alto-pleistocenica di depositi detritico-alluvionali che distalmente si interdigitano con i sedimenti limno-palustri più fini. La successione sedimentaria risulta essere composta da due serie alluvionali depositesi durante due intervalli — stadiale e interstadiale — del Pleistocene superiore come si evince dalle caratteristiche sedimentarie dei depositi stessi e dalla interposizione di una fascia pedogenetica. I paleosuoli esaminati denunciano l'alternanza di una pedogenesi avvenuta in ambiente vulcanoclastico e di una avvenuta in ambiente alluvionale, entrambe caratteristiche di sistemi climatici con marcata alternanza di fasi di disseccamento ed inumidimento dei suoli.

OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE E STRUTTURALI SUL BACINO DEL MERCURE (CONFINO CALABRO-LUCANO)

F. Russo⁽¹⁾ - M. Schiattarella⁽²⁾ - M. Torrente⁽¹⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

⁽²⁾Facoltà di Scienze, Università della Basilicata, Potenza

Il bacino del Fiume Mercure è una depressione morfostrutturale a forma grosso modo quadrangolare, situata al confine calabro-lucano e colmata da sedimenti fluvio-lacustri quaternari con spessore dell'ordine di alcune centinaia di metri. Il bacino è limitato sui lati meridionale e settentrionale dai terreni dell'Unità del Frido, mentre sui lati occidentale ed orientale sono presenti unità carbonatiche e terrigene meso-cenozoiche.

La morfologia dei rilievi che circondano la conca varia in rapporto alla natura dei terreni costituenti. Affioramenti del substrato meso-cenozoico sono presenti anche all'interno del bacino: su uno di questi è posto l'antico paese di Rotonda. Il Fiume Mercure

scorre dapprima in direzione WNW-ESE e poi in senso NE-SW e divide nettamente il bacino in due parti, caratterizzate tra l'altro da diverso assetto morfologico.

La porzione meridionale è costituita prevalentemente da sequenze clastiche grossolane che solo distalmente si interdigitano ai sedimenti lacustri più fini. Un'ampia superficie subpianeggiante si sviluppa alla sommità degli accumuli clastici e si presenta profondamente dissecata dai principali corsi d'acqua che solcano questa porzione di bacino, dando luogo a strette e ripide forre d'erosione. Tale superficie terrazzata rappresenta il fondo del vecchio bacino lacustre.

La porzione settentrionale, legata ai rilievi terrigeni marginali, è costituita prevalentemente dai depositi fini lacustri, caratterizzati nel complesso da un assetto collinare con forme dolci ed ampie valli svasate.

Da oltre un secolo numerosi Autori si sono occupati, per vari aspetti, delle caratteristiche geologiche del bacino del Mercure, ritenendolo di età pleistocenica. Anche se non sono disponibili al momento elementi di cronologia assoluta, i dati geologici e geomorfologici desunti da settori limitrofi consentono di inquadrare il riempimento fluvio-lacustre tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore. Del resto, anche i dati palinologici e quelli derivanti dallo studio dei vertebrati fossili rivelano un'età post-Mindel e pre-Würm per questi depositi.

Sul fondovalle si rilevano alcune superfici terrazzate, forse in due ordini, appena accennate e nettamente incastrate nei depositi più antichi. I versanti perimetrali della conca hanno un profilo debolmente concavo e sono perfettamente raccordati alla sommità del terrazzo fluvio-lacustre. Questi versanti, tra l'altro, presentano una marcata rottura di pendenza a mezza costa che in alcuni luoghi è contraddistinta da brecce di versante a matrice rossa, cementate e carsificate, testimonianti le tracce di un antico livello di base sospeso sul *talweg* attuale e sulla spianata fluvio-lacustre. Questi tipi di versante e le brecce sono un elemento comune a tutta l'area della Catena del Pollino. Ciò ha consentito di ascrivere all'inizio del Pleistocene medio la tettonica responsabile dell'individuazione del bacino lacustre.

Il rilevamento strutturale è stato condotto sui carbonati meso-cenozoici che circondano il bacino e sui terreni quaternari che ne costituiscono il riempimento. L'analisi statistica ha mostrato l'esistenza di più domini di frattura legati alla tettonica fragile recente e riconducibili ad una storia deformativa polifasica.

Nei carbonati meso-cenozoici sono state rilevate faglie (e relativi indicatori cinematici) con orientazioni preferenziali intorno a E-W, N0°-10°, N110°-120°, N60°-70° e N150°-160°. Nelle brecce continentali infrapleistoceniche (probabilmente riferibili a due generazioni) sono presenti sia faglie (con orientazioni N70°-80°, N130°-140°, N0°-20° e N50°-60°) che fratture estensionali subverticali (N100°-110°, N40°-50° e N140°-150°), mentre nei depositi lacustri medio-altopleistocenici si rilevano quasi esclusivamente sistemi di *joints* ad alto angolo con *trends* N110°-120° e N170°-180°.

Gli elementi strutturali e morfotettonici collezionati si inquadrano in un modello cinematico che prevede uno stadio di tettonica trascorrente seguito da una o più fasi estensionali. Tali "fasi" sono interpretabili tuttavia come registrazioni puntuali di un più generale e continuo processo deformativo agente sotto condizioni rotazionali.

Lo stadio di tettonica trascorrente infrapleistocenica è responsabile dell'individuazione di una depressione strutturale (e contigui versanti di faglia atti a fornire materiale detritico continentale al bacino) bordata da faglie ad andamento antiappenninico (N50°-60°) e a carattere estensionale, geneticamente e cinematicamente associate alle faglie maestre trascorrenti sinistre N120°. Successivamente, con la fase infra-mediopleistocenica, queste ultime faglie vengono riattivate essenzialmente come dirette, sbarcando la depressione primitiva (che pertanto evolve a bacino lacustre), mentre le preesistenti discontinuità antiappenniniche rigiocano come faglie trascorrenti di trasferimento.

INQUADRAMENTO BIOCRONOLOGICO DEL BACINO INTERMONTANO DEL MUGELLO

L. Abbazzi⁽¹⁾ - M. Benvenuti⁽¹⁾ - L. Rook⁽¹⁾ - F. Masini⁽²⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze

⁽²⁾Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

La successione fluvio-lacustre del bacino del Mugello si è sviluppata attraverso due fasi sedimentarie, secondo un motivo deposizionale comune ad altri bacini intermontani dell'Appennino centro-settentrionale. Durante la prima fase si è instaurato un sistema lacustre con delta conoidi ai margini del bacino, mentre in zone riparate si sono formate torbiere. La seconda fase è stata caratterizzata da sistemi alluvionali (conoidi alluvionali, fiumi intrecciati e a bassa sinuosità) succedutisi durante quattro diversi cicli deposizionali.

I resti fossili di mammiferi, noti fin dal secolo scorso, sono stati riferiti nella letteratura più recente all'unità faunistica Farneta del Villafranchiano superiore (Pleistocene inferiore).

La maggior parte dei fossili proviene dalle argille lignifere palustri del settore nord-occidentale del bacino (località Pallaio e Lumena). I fossili con indicazione di provenienza "Pallaio" (area mineraria di Barberino) sono stati probabilmente raccolti in due diversi livelli di lignite e possono rappresentare un'associazione eterogenea. Altro materiale proviene dal complesso conglomeratico-sabbioso latero-superiore alle facies palustri dalle località Sodera, Sant'Agata, San Clemente, Luco di Mugello, Borgo San Lorenzo, Collina. A questo complesso appartengono i fossili rinvenuti recentemente nelle località Fosso Bagnone, Grezzano e Poggiolo-Striano, che sono gli unici posizionati con esattezza nella successione.

La revisione sistematica conferma la presenza di elementi caratteristici dell'unità Farneta: *Archidiskodon meridionalis* cf. *vestinus*, e un rinoceronte con caratteri prossimi a quelli della specie *Stephanorinus hundshaimensis*. Resti di altri taxa raccolti nei livelli lignitiferi, rappresentati da *Pseudodama* cf. *nestii*, *Leptobos* cf. *vallisarni*, *Eucladoceros* sp. ed un *Leptobos* confrontabile con

la specie *furtivus*, sembrerebbero indicare una associazione della unità faunistica immediatamente precedente (U.F. Tasso). L'incertezza sulle esatte provenienze dei fossili non consente tuttavia di escludere che tutti questi taxa costituiscano un'unica associazione, intermedia tra quelle del Tasso e di Farneta.

Un numero esiguo di reperti di cui non è nota con precisione la localizzazione stratigrafica, documenta associazioni faunistiche più recenti. Un nucleo osseo di bisonte primitivo (*Eobison* sp.) potrebbe indicare il passaggio tra il Villafranchiano e il Galeriano, mentre il Galeriano (Pleistocene inferiore terminale e Pleistocene medio) è documentato da resti di *Megaloceros* (*Megaceroides*) *verticornis* e *Megaloceros* (*M.*) sp.

Le associazioni di mammiferi fossili consentono quindi di riferire la prima fase di sedimentazione (fluvio-lacustre) al Pleistocene inferiore. Non è tuttavia possibile stabilire se la sedimentazione della seconda fase (sistemi alluvionali) sia iniziata nella parte alta del Pleistocene inferiore o in corrispondenza della transizione Pleistocene inferiore-medio.

IL BACINO NEOGENICO DI CASTELNUOVO-VILLA COLLEMANDINA (GARFAGNANA, LUCCA): STRATIGRAFIA, TETTONICA E RILEVAMENTO GEOLOGICO

R. Antiga⁽¹⁾ - A. Moretti⁽²⁾ - R. Torre⁽³⁾

⁽¹⁾Geologo, via Lunigiana, Villafranca di Lunigiana (Massa)

⁽²⁾Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Dip.to di Scienze della Terra, Università della Calabria

⁽³⁾Geologo, via Colleprata, Alatri (Frosinone)

Il bacino di Castelnuovo giace a NE delle Alpi Apuane, in una profonda fossa tettonica che separa il massiccio metamorfico dal versante appenninico vero e proprio, e costituisce la più settentrionale di due conche lacustri che hanno occupato la depressione della Garfagnana durante il Villafranchiano. I due bacini sono attualmente separati da una soglia (soglia di Monte Perpoli), che probabilmente ha rappresentato un elemento morfologico primario già nel Villafranchiano inferiore.

Nella sequenza sedimentaria, esposta frammentariamente per oltre 200 m, si riconoscono due principali cicli sedimentari. Il primo ciclo è attribuibile al Villafranchiano inferiore (intervallo faunistico Triversa); il secondo ciclo, se pur sterile dal punto di vista paleontologico, può essere correlato con analoghi depositi affioranti nel bacino di Aulla (Lunigiana) datati al Villafranchiano superiore (intervallo faunistico Olivola).

Il primo ciclo ha carattere più marcatamente lacustre, ed è costituito da una potente successione di argille ed argille marnose, localmente varvate, confinate lateralmente da conglomerati grossolani riferibili a corpi di conoide prossimale che testimoniano la forte attività delle faglie che delimitavano il bacino. Intercalati ai depositi lacustri si rinvengono orizzonti lignitiferi che hanno dato luogo nel secolo scorso ad una modesta attività estrattiva. Alcuni metri di sabbie e conglomerati ben classati, con strutture di progradazione tipo *foreset*, segnano il passaggio all'ambiente emerso. Il ciclo si chiude con depositi tipicamente fluviali, poligenici, che raggiungono i 100 m di potenza sul versante apuano. Conglomerati fluviali, ricchi in elementi metamorfici, si rinvengono alcuni chilometri ad E dell'alveo attuale del fiume Serchio, testimoniando una paleogeografia notevolmente diversa dall'attuale.

La distribuzione dei depositi lacustri e dei depositi di conoide che li contornavano indica che il bacino villafranchiano si estendeva, in direzione NNW-SSE, da Castelnuovo di Garfagnana fino ad oltre Villa Collemandina; lungo lo stesso allineamento, alcuni chilometri verso N, si rinvengono ancora piccoli relitti di conglomerati fluviali ad elementi metamorfici. Ancora a settentrione, fino in prossimità dello spartiacque con la Lunigiana a quasi mille metri di quota, sono presenti modesti lembi di depositi lacustri e fluvio-lacustri villafranchiani. La collocazione paleogeografica e stratigrafica di questi depositi è tuttora incerta.

Il secondo ciclo deposizionale si apre con poche decine di metri di argille lacustri, spesso varvate, cui si intercalano livelli di conglomerati monogenici rossastri, tipicamente ricchi in ciottoli arenacei ricoperti di ossidi. Il deposito evolve rapidamente in conglomerati fluviali, poligenici, ben cementati, moderatamente maturi e ricchi in elementi carbonatici provenienti dalle Unità toscane non metamorfiche. A Villa Collemandina i depositi fluviali del secondo ciclo giacciono, con contatto erosivo, direttamente sulle argille lignitifere del primo ciclo lacustre.

La distribuzione dei depositi del primo ciclo indica una direzione di allungamento del bacino circa NNW-SSE, che coincide bene con l'andamento delle più antiche tra le faglie normali che dislocano le rocce del substrato. Una seconda generazione di faglie si dispone circa NW-SE, condizionando l'andamento attuale dell'alveo del fiume Serchio, ed è cartograficamente riconducibile, verso N, alle grandi faglie normali del sistema Moncingoli-Olivola-Pontremoli. Buona parte degli elementi strutturali (faglie, sistemi di frattura ecc.) è suturato dai depositi delle conoidi cataglaciali quaternarie; a N di Villa Collemandina la brusca rottura nella pendenza della superficie sommitale di una di queste conoidi, in corrispondenza di una faglia orientata WNW-ESE che disloca i sottostanti depositi fluvio-lacustri, fa supporre che siano ancora attivi gli elementi strutturali ad azimut minore.

Un indizio di ripresa recente dell'attività tettonica può essere individuato in corrispondenza delle Gole di Monte Perpoli, che segnano il confine tra il bacino sedimentario di Castelnuovo e quello di Barga. In corrispondenza di questa struttura si evidenzia una forte rottura di pendenza nel profilo di equilibrio del fiume Serchio, il quale entra improvvisamente in forte erosione regressiva. La variazione del profilo altimetrico indica una dislocazione verticale di circa 100 m.

SEDIMENTAZIONE E PEDOGENESI SULLA PARTE DISTALE DI UNA CONOIDE ALLUVIONALE DEL PLIOCENE INFERIORE (BACINO TIBERINO, UMBRIA)

G. Basilici

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

E' possibile distinguere i differenti eventi deposizionali legati ad alluvione e riconoscerne la frequenza in successioni sedimentarie continentali?

Quali sono i fattori che controllano direttamente o indirettamente le alluvioni?

Per tentare di dare una risposta a questi quesiti è stato preso in considerazione un esempio fossile. E' stata esaminata una successione sedimentaria corrispondente alla deposizione sulla parte distale di una conoide alluvionale del Pliocene superiore.

I depositi presi in considerazione fanno parte del riempimento sedimentario del Bacino Tiberino, un bacino intermontano sviluppatosi in Umbria durante il Plio-Quaternario.

Il Bacino Tiberino taglia longitudinalmente l'Umbria estendendosi da Città di Castello, a nord, lungo la valle del Tevere e dividendosi, all'altezza di Perugia, in due rami; quello più occidentale, attraverso Todi, arriva alla piana di Terni e l'altro, attraverso la valle del Topino e Marroggia, giunge fino a Spoleto.

Nell'area compresa tra Todi e Terni recenti studi hanno messo in evidenza una successione litostratigrafica costituita da quattro unità; dalla più antica alla più recente: unità di Fosso Bianco attribuita al Pliocene, forse inferiore, e corrispondente alla deposizione di un sistema lacustre profondo; unità di Ponte Naja, del Pliocene superiore (bipartito) depositatasi in una conoide alluvionale; unità di S. Maria di Ciciliano del Pleistocene inferiore, formatasi in una piana alluvionale; unità di Acquasparta, sempre del Pleistocene inferiore, formatasi in piccoli stagni e paludi a deposizione carbonatica.

La successione sedimentaria studiata fa parte della unità di Ponte Naja e costituisce i depositi della parte distale di una conoide alluvionale. In essa sono state riconosciute quattro litofacies, convenzionalmente chiamate con le lettere A, B, C e D.

La *litofacies A* è formata da litosomi ghiaioso sabbiosi, con base concava ed erosiva, sommità piatta o leggermente convessa e rapporto altezza/larghezza (valori perpendicolari alla direzione delle paleocorrenti) mai superiore a 7. I depositi di questa litofacies corrispondono al riempimento di canali nastriformi nei quali la mancanza di strutture sedimentarie e l'alternanza di depositi più grossolani e più fini indicano una rapidità dei processi sedimentari alternati alla quiescenza dei flussi.

La *litofacies B* forma degli strati di ghiaie sabbiose estesi lateralmente, ma con frequenti soluzioni di continuità, che costituiscono lo sviluppo laterale delle "ali" dei riempimenti dei depositi di canale (*litofacies A*). Tale ultimo aspetto permette di interpretarli come depositi da flussi non incanalati, prodotti della esondazione dai canali quando questi ultimi erano completamente riempiti.

La *litofacies C* è la più frequente ed è costituita da strati tabulari o leggermente cuneiformi di silt argilloso sabbiosi, mostranti lamine piane o leggermente ondulate, discontinue e parallele fra loro, attribuite a depositi da flussi non canalizzati (*sheet flood*).

La *litofacies D*, seconda in ordine di abbondanza, si alterna alla *litofacies C*. Questa è costituita da argille siltose grigio bluastre i cui caratteri permettono di attribuirle a paleosuoli.

In questo lavoro per **suolo** si intende un corpo naturale minerale e/o organico, sviluppatosi sulla superficie terrestre, che differisce dal materiale originario per l'alterazione prodotta su quest'ultimo da processi di tipo fisico, chimico e biologico, caratteristici dell'atmosfera terrestre. Per **paleosuolo** si intende un vecchio profilo di suolo completamente seppellito da depositi non mostranti tracce di pedogenesi.

La *litofacies D* è stata attribuita a paleosuolo per i seguenti caratteri: mancanza di strutture sedimentarie; radici, conservate sia come filamenti di sostanza organica, che come rizocrezioni; bioturbazione animale; accumulo di sostanza organica, evidenziata dal colore scuro dei profili; resti di vertebrati terrestri, alcuni dei quali mostranti tracce di masticazione; gasteropodi terrestri; noduli calcarei (calcinoli); screziature di colore giallo oliva o marrone rossastro; *slickensides*, cioè superfici di frattura e scorrimento, legate a fenomeni di contrazione e dilatazione delle argille; orizzonti. Tutti questi caratteri sono legati direttamente o indirettamente ad attività pedogenetica.

Due sono i caratteri principali dei paleosuoli esaminati: *idromorfia* e *immaturità*.

Il primo carattere è riconoscibile dalla presenza di sostanza organica e ferro allo stato ridotto, che danno un tipico colore scuro ai profili di paleosuolo. Questa indica che le condizioni di pedogenesi sono avvenute in un suolo per larga parte dell'anno imbevuto di acqua.

L'immaturità (esclusi i fattori morfologici e paleoambientali, supposti costanti sulla base della registrazione paleontologica e sedimentologica) è legata al fattore temporale ed è messa in evidenza dallo spessore del paleosuolo e dal grado di sviluppo dei caratteri pedogenetici.

Sulla base del differente grado di sviluppo dei caratteri pedogenetici sono stati distinti due differenti tipi di paleosuoli. Il *I tipo* mostra spessori in media non superiori ai 15 cm, manca di organizzazione in orizzonti e mostra uno scarso sviluppo di elementi pedogenetici; questi caratteri permettono di identificarlo come suolo immaturo, Entisuolo secondo il Sistema di Classificazione Americano. Il *II tipo* mostra uno spessore maggiore, fino ad 80 cm, lo sviluppo di orizzonti (anche se modesto), screziature, maggiore concentrazione di noduli calcarei e di resti paleontologici (gasteropodi e vertebrati). Benché lo sviluppo dei caratteri paleontologici sia maggiore in questo II tipo, essi non sono comunque sufficienti per riconoscere un paleosuolo evoluto; il II tipo è stato quindi identificato come Inceptisuolo, cioè come suolo che ha subito un grado di sviluppo superiore rispetto quello precedente, ma ancora inferiore a quello che avrebbe potuto raggiungere se le condizioni fossero rimaste costanti.

La *litofacies C* (flussi non incanalati) e la *litofacies D* (paleosuoli) costituiscono il 98.5% dell'intera successione esaminata. Questi si alternano ciclicamente per circa 95 volte in 130 m di spessore. Ciascun ciclo rappresenta un evento di sedimentazione seguito dalla pedogenesi più o meno parziale dei suoi depositi.

I fenomeni sedimentari dovevano essere stati rapidi ed i loro depositi tanto spessi da arrestare la pedogenesi del suolo sottostante. La presenza di gallerie di fuga di organismi, che partono dalla sommità del paleosuolo e si estendono verso la sommità degli strati della *litofacies C* e l'assenza di tracce di pedogenesi in questi ultimi sono elementi che giustificano tale asserzione.

A causa della immaturità dei paleosuoli la frequenza degli eventi sedimentari doveva essere stata molto alta: la maggior

parte delle paleosuperfici sono state probabilmente soggette a pedogenesi per un periodo non superiore ai 1000 anni, come indicato dalla generale mancanza di orizzonti ben definiti, che si ritiene impieghino un arco di tempo dell'ordine di 10^3 anni per formarsi. Ciascun ciclo di sedimentazione (facies C) e pedogenesi (facies D) rappresenta quindi un *ciclo di alta frequenza* con risoluzione temporale in genere inferiore ai 1000 anni.

Il riconoscimento e lo studio del grado di maturità temporale dei paleosuoli permette quindi di riconoscere e determinare, anche se in modo relativo, la frequenza dei fenomeni sedimentari.

Fattori intrinseci al sistema deposizionale possono essere le cause di questa ciclicità di alta frequenza, cioè periodiche inondazioni, con tempi di ricorrenza inferiori ai 1000 anni, legati plausibilmente al regime pluviale dell'area.

La differente distribuzione verticale dei depositi canalizzati (litofacies A), dello spessore e del tipo dei paleosuoli ha permesso di riconoscere un'organizzazione verticale delle litologie di ordine maggiore della precedente. Questa è stata interpretata come megasequenza progradazionale della conoide alluvionale.

Verso l'alto stratigrafico si nota: 1) diminuzione di spessore dei paleosuoli, ritenuto proporzionale alla maturità dello stesso; 2) maggiore frequenza di paleosuoli immaturi (I tipo), 3) numero maggiore di depositi di canale (litofacies A) per unità laterale e verticale di sezione.

L'insieme di queste variazioni costituisce una megasequenza che si sovrappone alle piccole sequenze di tipo ciclico rappresentate dalle alternanze tra processi sedimentari e processi pedogenetici (litofacies C/D). L'intera megasequenza, dello spessore di circa 130 m, può essere stata prodotta dalla migrazione della conoide: la parte inferiore della sezione, che mostra un numero inferiore di canali ed una maggiore importanza dei processi pedogenetici su quelli deposizionali, può essere infatti identificata come parte più distale della conoide, al passaggio con una probabile piana fangosa, caratterizzata da depositi fini e da un intervallo relativamente lungo tra un evento sedimentario e l'altro; la parte superiore, che mostra un maggiore numero di canali, eventi di sedimentazione più frequenti nel tempo e meno marcato sviluppo della pedogenesi, può invece corrispondere alla parte medio distale della conoide, dove gli eventi sedimentari e la canalizzazione sono più frequenti.

Fattori di tipo estrinseco al sistema deposizionale possono essere la causa della megasequenza. Attuali elementi strutturali suggeriscono che questi fattori siano di origine tettonica: il progressivo sollevamento del margine montuoso (M. di Amelia), al quale era addossata la conoide, può aver provocato una maggiore produzione di detriti e la conseguente progradazione della stessa.

L'analisi dei paleosuoli ha permesso di distinguere i differenti eventi deposizionali e di riconoscere nella successione sedimentaria una ciclicità di bassa frequenza prodotta da alternanze di fenomeni sedimentari e fenomeni pedogenetici ed una megasequenza progradazionale della conoide prodotta da una diminuzione degli effetti pedogenetici nei confronti di quelli sedimentari.

ACTIVE STRIKE-SLIP TECTONICS IN THE INTERANDEAN DEPRESSION OF ECUADOR

M. Boccaletti⁽¹⁾ - F. Calamita⁽²⁾ - G. Deiana⁽²⁾ - U. Pieruccini⁽³⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.

⁽²⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino.

⁽³⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena.

In the Interandean Depression of Ecuador, volcanism and high level seismicity are evidence of intense tectonic activity. Here, a geostructural study, integrated with an analysis of bibliographic data, has allowed us to depict synthetically this active tectonics and to propose a kinematic model of the regional tectonic context.

Minor, often rhomboid depressions of differing scale can be recognized (e.g. the Chaupì depression). These are bordered by faults trending NNE-SSW, ENE-WSW, and, more rarely, NW-SE. Fault scarps, documenting the most recent Quaternary activity, are associated with these structures. By integrating the structural analysis with morphological considerations, the most recent main faults were defined. The N-S trending faults are mostly normal (those of Quito, Latacunga, and Guaranda). The faults trending ENE-WSW have the same characteristics, whereas those trending NNE-SSW are dextral strike-slip faults. On the other hand, by analyzing the focal mechanisms, Pennington (1981) claimed the presence, in the Interandean Depression, of active dextral strike-slip displacements in the NNE-SSW faults. The main normal fault systems trending N-S are arranged *en échelon* with respect to the Interandean Depression (Tibaldi, 1990). On the basis of these data and of the above-mentioned considerations, a synthesis of the active tectonics in the Interandean Depression has been proposed (Fig. 1). This shows dextral strike-slip faults (trending NNE-SSW) within a transcurrent zone running obliquely to the trend of the accretionary structures of the Andean chain, from the Gulf of Guayaquil, through the Interandean Depression, as far as Colombia. In this zone, the N-S trending *en échelon* normal fault system of the Interandean Depression can be regarded as preexistent discontinuities, which were reactivated during the dextral strike-slip dislocation, as shown schematically in Figures 1 and 2. The ENE-WSW faults represent normal extensive structures in a dextral shear zone trending NNE-SSW (Fig. 2).

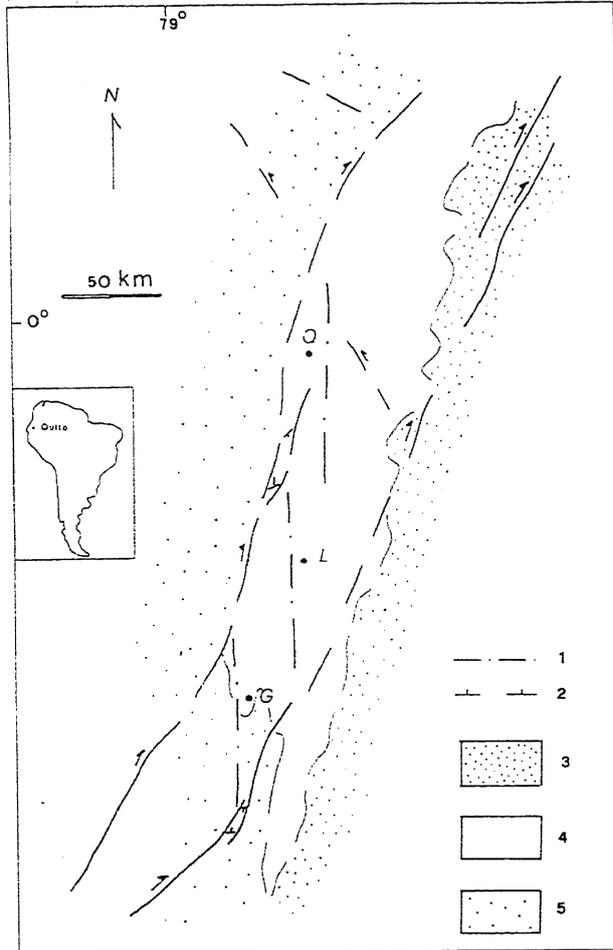


Fig. 1 - Scheme of active tectonics in Ecuador. Q = Quito; L = Lata-cunga; G = Guaranda; 1 = main normal fault system; 2 = ENE-WSW trending normal faults; 3 = Eastern Cordillera; 4 = Interandean Depression; 5 = Western Cordillera.

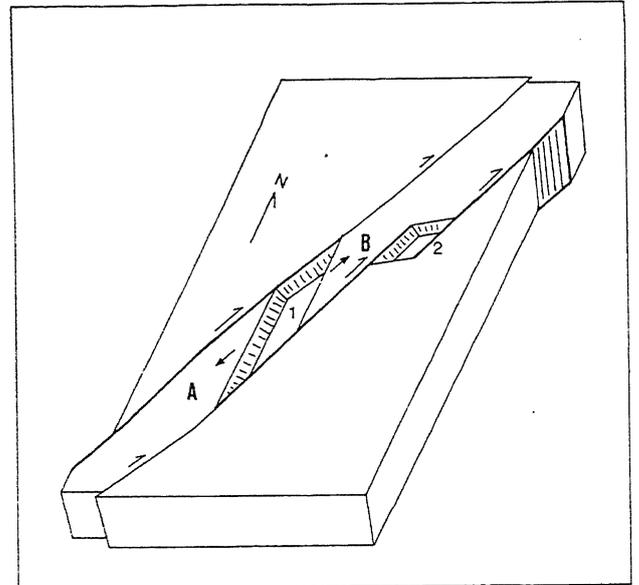


Fig. 2 - Block diagram schematizing the kinematic relationships between strike-slip and normal fault systems. The different length of the arrows shows the dislocation transfer mode, while thick lines indicate the active segments of the strike-slip faults. 1 = pull-apart due to the separation of blocks A and B along the pre-existent N-S trending discontinuities; 2 = pull-apart of newly formed ENE-WSW trending faults.

REFERENCES

Pennington W.D. (1981) - *Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of North Western South America*. J. Geophys.Res., **86** (B11), 10753-10770.
 Tibaldi A. (1990) - *Tettonica trascorrente e archi vulcanici anomali: studio di alcune aree chiave in Messico e in Ecuador*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra.

RECENT AND ACTIVE EXTENSIONAL TECTONICS IN THE SOUTHERN UMBRO-MARCHEAN NEOGENE THRUST SYSTEM (CENTRAL ITALY)

F. Calamita - A. Pizzi

Dipartimento Scienze della Terra, Università di Camerino

Recent and active extensional faults in the Umbro-Marchean Apennines Ridge (Central Italy) have been analyzed. Normal faults are arranged in "strands" ranging in length up to 30-40 km and trending NNW-SSE, hence oblique to the Neogene thrusts oriented N-S. Within various thrust-sheets, strands display different patterns and master faults (with about 1200 m of WSW down-throw) generally stop close to the main thrust traces. Some other minor faults (200-300 m of WSW down-throw), showing morphotectonic evidence of activity, displace the thrust traces.

We argue for the listric geometry of normal faults, on decollement levels seated at different depth, because of : a) dissimilar strands arrangement within different thrust-sheets; b) geometrical relationships with respect to the thrust surfaces; c) roll-over anticline structures; d) focal depths and their distribution along a high-angle band from earthquake records (e.g. 19.09.79, Norcia event).

Thrust planes, seated at different depths throughout the structural belt edifice (Fig.1), could provide the decollement levels for normal faulting. The activation of progressively deeper decollement levels and connected faults (consistent with a simple shear

extensional model) is a consequence of eastward extensional front migration (Fig. 2: A and B).

Synchronous but distinct extensional faults seem to be likely among neighbouring thrust-sheets (Cascia faults, Norcia faults, Campotosto-Amatrice faults etc.). This suggests that thrust surfaces and Triassic evaporites have worked as decoupling levels providing an independent normal faulting between each thrust-sheet (Fig. 2C). It is likely to consider a transfer of the displacement between two detachment faults active at the same time. Upward transfer of displacement, with the same sense of slip, can be realized by reverse and/or transpressive faults ("T" in Fig. 2D).

Thus, as the extensional front migrates toward the east, the shallower decollement levels are being inactivated, and the related faults as well (Fig. 2B). Their reactivation, however, is not to be excluded during periods of increase in the rate of extension.

Faults flattening into shallow decollement levels could not be important from a seismogenetic point of view. The occurrence of foliated cataclasites and/or S/C tectonites, in fact, suggests a main stable sliding regime for these structures. While faults linked to deeper decollement levels are characterized by crush breccia, fault breccia and gouge that evidence a frictional stick-slip behaviour.

In Figure 2, an extensional area, with listric normal faults at shallow levels (generally aseismic or with low seismicity), and an inner zone with listric normal faults flattening at depth between 10-15 km (characterized by high seismicity) have been represented as regions 1 and 2 respectively. In Figure 2C the activation of a decoupling level could explain the occurrence of high magnitude and deep-seated hypocenter earthquakes, in a region characterized by shallow listric normal faults (region 3).

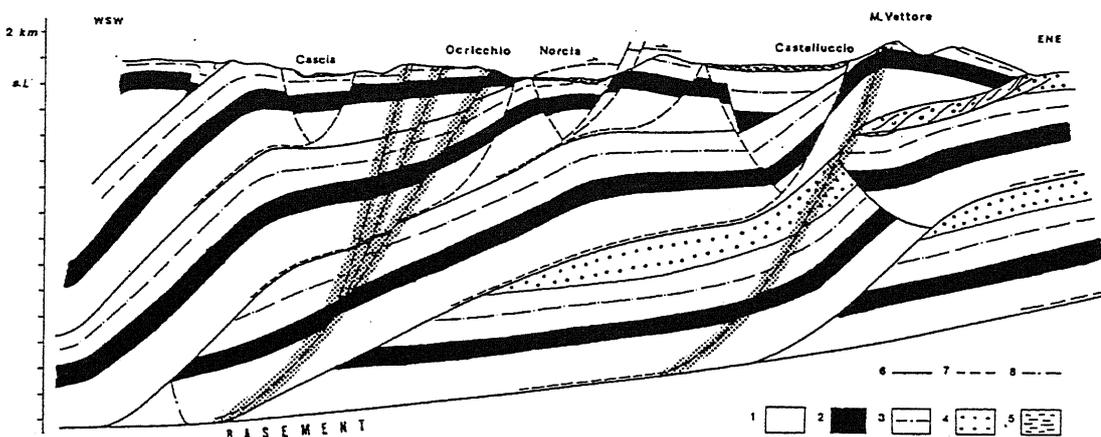


Fig. 1 - Geological cross-section. 1) Triassic evaporites (*Anidriti di Burano*); 2) *Calcare massiccio* (Upper Triassic-Lower Lias); 3) Pelagic and hemipelagic sequence (Middle Lias-Lower/Middle Miocene); 4) Siliciclastic turbiditic deposits (Upper Miocene); 5) Quaternary continental deposits; 6) Thrust; 7) Quaternary normal fault (active faults are in grey); 8) Giurassic normal fault. Vertical and horizontal scales are the same.

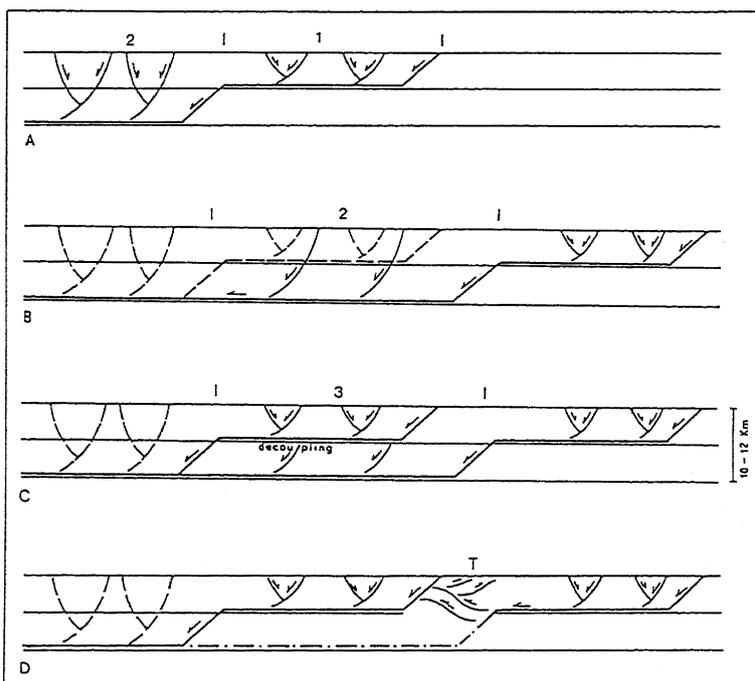


Fig. 2 - Sketch showing the proposed model for Quaternary extensional faulting. Dashed line represents structures becoming progressively inactive as a consequence of the eastward extensional front migration. In "D", the broken and dotted line shows the portion of detachment fault that is becoming active (further explanations in the text).

In the geological cross-section of Figure 1, surface data have been extrapolated at depth taking into account: a) a thin-skinned tectonic style for the belt on a sole thrust lying at about 12 km (using magnetic basement data); b) the above-discussed faulting model concerning active and/or recent faults linked at different decollement levels, based on geometrical relationships between normal faults and thrust-planes; c) focal parameters coming from the 19.09.1979 Norcia earthquake (associated to the Monte Alvagnano-Oricchio faults).

The extension in this area is about 2 km, corresponding to 10% (Fig.1). Therefore, considering the Quaternary age of normal faulting, the average rate of extension (about 1 mm/y), and the average slip rate (0.8-1 mm/y) have been evaluated.

According to the proposed model, the area represented in the cross-section (Fig. 1), may correspond to zone 2 in Figure 2B.

Quaternary compressive structures in the analyzed area and in the Lazio-Abruzzi one (reverse, strike-slip and/or transpressive mesofaults, slickolite striae and stylolites on the pebble surfaces in Quaternary conglomerates), can be related to the upward transfer model of displacement between two detachment normal faults proposed in Figure 2 D.

**THE QUATERNARY PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION
OF THE LARISSA PLAIN (EASTERN THESSALY, GREECE):
THE CONCURRENT ROLES OF TECTONICS AND SEDIMENTATION**

R. Caputo⁽¹⁾ - J.-P. Bravard⁽²⁾ - B. Helly⁽³⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Italia

⁽²⁾Department de Géographie, Université Jean-Moulin - Lyon 3, France

⁽³⁾UPR 310 du CNRS, Maison de l'Orient, Lyon, France

In order to understand the present-day morphological, geographical and environmental pattern of the Larissa Plain, a large amount of historical, archaeological, sedimentological, stratigraphic, tectonic and seismic data have been collected during the last years and analysed, while the collaboration of different specialists was essential for this aims (see Helly *et al.*, 1993 for a detailed discussion).

The Larissa Plain is an inter-mountain basin formed during Pliocene as a result of the post-orogenic collapse of the Hellenides. Till Villafranchian, the basin was covered by a large lake. But since Middle Pleistocene the region is affected by a new tectonic phase which caused an important palaeogeographic change and divided the area into three distinct geographical sectors characterised by different sedimentary conditions (Fig. 1 and 2).

1) The Tyrnavos Basin is an E-W trending fault-bounded strongly subsiding basin. The Pinios River enters the plain at an altitude of 75 m and leaves it at 55 m crossing the Kalamaki and Rodia Narrows, respectively. Although meandering throughout the whole path, the river, first, flows eastwards and then near Larissa abruptly deviates northwards. The palaeogeographic scenario consists of periodical flooding and temporary small lakes or swampy areas. It is a typical alluvial plain.

2) The Chasambali Bulge is the central sector of the Larissa Plain (Fig. 2) which has been differentiated by a system of northward down-stepping normal faults. Here a condensed Upper Quaternary stratigraphic sequence suggests a role of by-pass for the area. It hydrographically separates the northern from the southern sector of the Larissa Plain and it is entrenched by a temporary stream not regularised yet (Asmaki River). Before the recent damming of the Pinios River that frozen the actual physiography, when exceptional flooding events occurred in the Pinios alluvial plain, the Asmaki R. worked as an overflow convector from the northern drainage system (Tyrnavos Basin) towards the southern one (Karla Lake).

3) The Karla Lake is a 35 km long perfectly flat lying surface with an altitude confined between 46 and 48 m. In the 60s, it has been completely dried up but 30 ka old beach deposits found at higher altitude confirm the existence of a large lake covering the area. Moreover, archaeological and historical data show that the lake although alternating high- and low-stands of the water level was progressively drying up.

A four-steps model with the tecto-sedimentary evolution of the Tyrnavos Basin has been recently proposed (Caputo *et al.*, in press) and schematically they are as follows: a) The profile of the Pinios River is in equilibrium. b) The area is affected by a tectonic paroxysm that produces a partition of the plain. c) Local erosion as well as a distributed fluvio-lacustrine sedimentation occur till the gap is not filled up. d) Once widespread sedimentation halts, the abandoned alluvial plain suffers a diffuse pedogenesis, while the Tyrnavos Basin corresponds to a by-pass zone for the Pinios River. Eventually, the tecto-sedimentary cycle is closed up by returning to its initial conditions, ready to start again as a consequence of a new tectonic paroxysm.

Secondary factors (prolonged morphogenic activity, compaction-induced subsidence, differential sedimentary compaction, erosional phenomena outside the basin, climate variations and man activity) that may disturb and locally or temporarily change this simple cyclic evolution have been considered and analysed in detail.

The paradox of the Larissa Plain, where the Pinios River flows 15 to 30 m higher than the ex-Karla Lake and exits the area crossing the Palaeozoic bedrock along the Rodia Narrow, has been satisfactorily explained. First, the strong subsidence of the Tyrnavos Basin always represented a very close and unavoidable attraction for the water of the Pinios River. Second, the northwards down-stepping fault system E of Larissa, produced the local damming, the separation of the southern sector of the plain from the northern one and was sufficient to impede and contain the water overflows.

Probably during the last few thousand years, this palaeogeographic pattern characterised by an alluvial plain in the Tyrnavos Basin and an independent large lake in the southern Larissa Plain, since Middle Pleistocene, became unstable due to one or more concomitant and possibly inter-dependent causes: a long-term inactivity of the fault set E of Larissa, a higher sedimentation rate in the

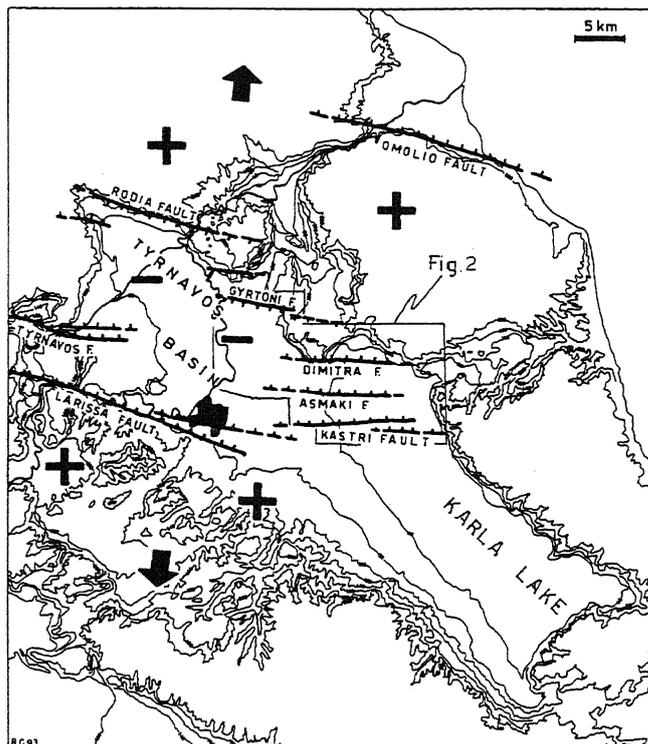


Fig. 1 - Structural map of eastern Thessaly showing the major normal faults activated during the Middle Pleistocene-Holocene extensional regime which generated the E-W trending Tyrnavos Basin. Arrows show the regional active stress field while plus and minus the major vertical movements. Contour lines from 0 to 200 m, every 20 m.

Pinios alluvial plain, the progressive eastward migration of the Pinios River and more recently the regressive erosion along the Asmaki River. The build up of an artificial embankment along the Pinios River north of Larissa, definitely fossilised the present-day geography precluding further flooding and eventually the definitive capture of the Pinios by the Asmaki River.

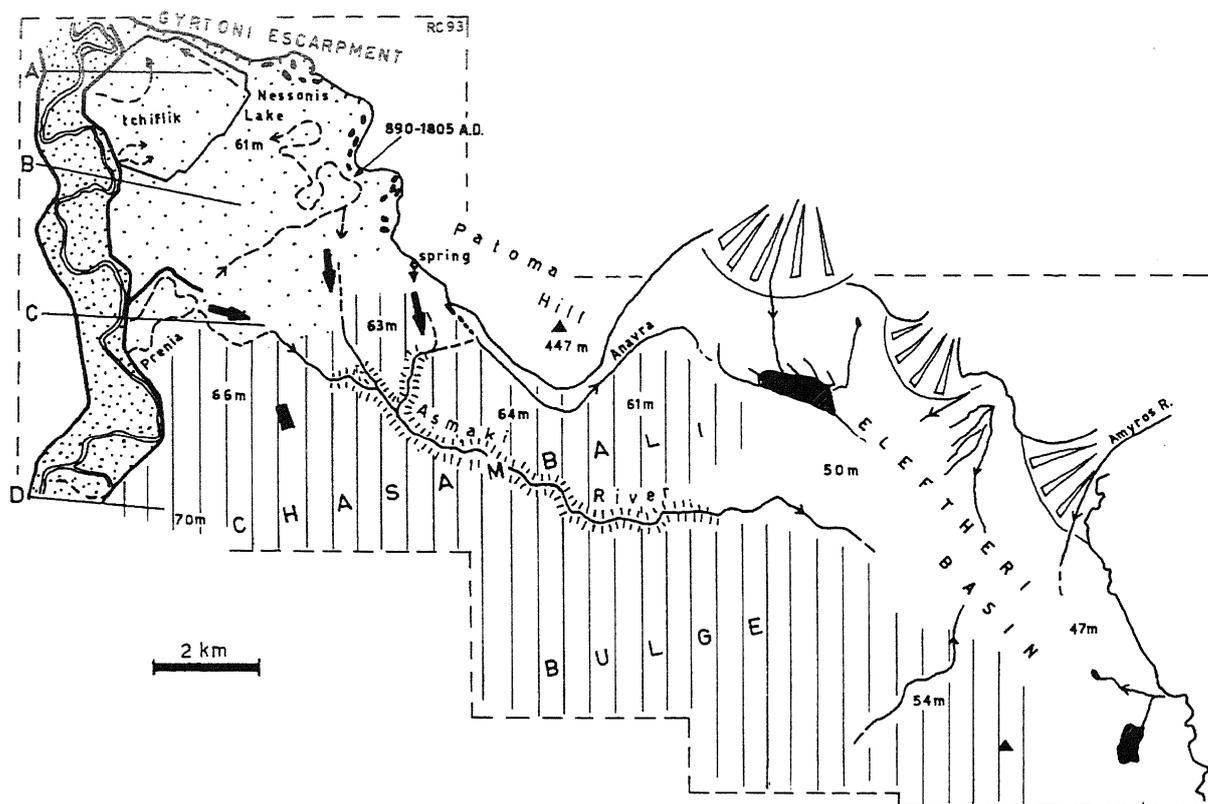


Fig. 2 - Physiographic map of the eastern Tyrnavos Basin. The Chasambali Bulge (hatched), the entrenching Asmaki River and the artificial embankment along the Pinios River (thick line) are shown. Arrows indicate the ancient directions of the overflows by-passing the Chasambali Bulge.

ELEMENTI PER UNA VALUTAZIONE DELLA CINEMATICA QUATERNARIA DELLA PIANA DEL FUCINO: L'ANALISI DELLE DEFORMAZIONI DEI CIOTTOLI PLIO-PLEISTOCENICI

F. Galadini - R. Giuliani

CNR - Centro di Studio per la Geologia Tecnica

Nell'ambito dello studio geologico-strutturale dei sedimenti dei cicli continentali plio-pleistocenici della Piana del Fucino, sono stati analizzati i dati relativi a impronte conservate sulla superficie dei ciottoli. Le impronte sono rappresentate prevalentemente da strie, solchi, *pits* e picchi stilolitici, la cui origine è dovuta solitamente all'interazione tra la matrice e i ciottoli in presenza di stress tettonico. In particolare è stata effettuata un'analisi di tutte le possibili forme di impronte tettoniche presenti su un singolo ciottolo. Su questa base sono state riportate le direzioni di massimo raccorciamento per ciascun ciottolo.

L'analisi si riferisce ai dati campionati in corrispondenza di affioramenti prossimi a strutture di geometria e cinematica già note. Questo ha consentito da un lato un miglioramento delle conoscenze sulla cinematica quaternaria di alcune importanti strutture fucensi, dall'altro ha permesso alcune considerazioni generali sulle possibilità di utilizzazione dei risultati derivanti dall'analisi delle deformazioni dei ciottoli. L'elaborazione dei dati relativi al settore settentrionale della Piana del Fucino e di quelli relativi al sistema di faglie Alto Sangro-Fucino (vedi Galadini & Messina, questo convegno), nonché il loro confronto con i dati geologici consentono di conside-

lo studio delle deformazioni dei ciottoli come un valido supporto per la definizione della cinematica di strutture di geometria nota, caratterizzate da attività tettonica recente. In particolare, le deformazioni analizzate sembrano confermare la cinematica trascorrente sinistra del sistema di faglie Alto Sangro-Fucino e della principale struttura dell'alto di Cupoli, mentre esse mostrano chiaramente la cinematica distensiva della zona di faglia dei Tre Monti registrata nelle brecce del 2° ciclo sedimentario (Pleistocene inferiore, parte alta).

E' stato utilizzato un programma di calcolo del tensore degli sforzi a partire dai dati di giacitura e verso delle strie presenti sui ciottoli. E' stato quindi operato un confronto tra i dati rilevati in campagna relativi agli assi di massimo raccorciamento e gli assi di massima compressione derivati dal programma di calcolo del tensore.

MESOSTRUTTURE NEI DEPOSITI CONGLOMERATICI LUNGO IL FASCIO DI FAGLIE RECENTI M.CASTELLO-M.CARDOSA (APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO MERIDIONALE)

C. Invernizzi - A. Pizzi

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino

Il deposito studiato si trova a sud di M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano meridionale), in prossimità di una faglia con direzione media NNW-SSE, appartenente al sistema di faglie recenti di M. Castello-M. Cardosa. La porzione affiorante del deposito è rappresentata da uno scavo antropico posto a quota 1300 m in un'area sub-pianeggiante; la sezione si estende per circa 20 m con un'altezza variabile tra i 2 ed i 5 m. I sedimenti sono costituiti in gran parte da ciottoli calcarei e calcareo-marnosi da sub-angolosi a ben arrotondati, formati a spese delle Formazioni della Scaglia rossa, variegata e cinerea e dei livelli calcareo-detritici in esse contenuti; essi sono fortemente eterometrici ed immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa (*Conglomerati di M. Cardosa*). Ai conglomerati si intercalano alcuni livelli sabbiosi con spessore di diversi centimetri.

L'origine di tale deposito, tuttora in fase di studio, è probabilmente fluvio-glaciale (Coltorti & Farabollini, com. pers.).

Il sistema di faglie M. Castello-M. Cardosa costituisce uno dei fasci di faglie normali recenti dell'Appennino umbro-marchigiano (l'inizio della loro attività è stato attribuito dagli Autori al Pleistocene inferiore). Esso è compreso tra il fascio di faglie normali M.Vettore-M.Bove ad est, ed il fascio di faglie normali Nottoria-Preci-M.Fema, che delimita la nota depressione di Norcia, ad ovest. Tale sistema si estende per circa 15 km dal M.Castello, ad ovest del Piano Grande di Castelluccio, al M.Cardosa e ribassa verso SW dislocando il sovrascorrimento di M.Patino; è costituito da più segmenti di faglie disposti *en échelon*, talora raccordati da minori motivi di traferimento.

Nell'area analizzata è ben osservabile il contatto tra Scaglia rossa e Scaglia cinerea materializzato da un evidente piano di faglia al quale è associata una caratteristica fascia cataclastica dello spessore di 3-4 m.

ANALISI MESOSTRUTTURALE

Sono state prese in considerazione le strie meccaniche e stilolitiche presenti sulla superficie dei ciottoli, misurate come elementi lineari: si sono effettuate sia misure *in situ* che in laboratorio, su campioni orientati. I dati raccolti sono stati proiettati su reticolo di Schmidt, emisfero inferiore.

La maggior parte delle strie ha una pendenza elevata ed un movimento normale: esse evidenziano una direzione di massimo raccorciamento subverticale ed una direzione di estensione massima circa N-S. Sono state misurate anche strie inverse e trascorrenti compatibili con una direzione di massimo raccorciamento suborizzontale orientata circa N-S.

Assai rare sono le fratture nei ciottoli, probabilmente a causa dell'abbondanza di matrice la quale può avere assorbito gran parte degli sforzi. Tuttavia le fratture misurate sono verticali ed orientate circa E-W, perpendicolari alla direzione di massima estensione.

I dati relativi al piano di faglia che borda il deposito mostrano due direzioni di estensione, in accordo con quanto osservato lungo tutto il sistema di faglie: una direzione circa N60°E ed una intorno a N-S. Va sottolineato il cambiamento di direzione del piano di faglia che in questo breve tratto passa da circa N135°E a circa N-S. Sul piano di faglia le strie con direzione N60°E sono molto marcate (talvolta veri e propri solchi profondi fino ad un centimetro) le strie indicanti estensione N-S sono meno evidenti, ma sovrapposte alle prime.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La faglia di M.Cardosa è una struttura recente che è rimasta attiva dopo la sedimentazione dei *Conglomerati di M.Cardosa*. L'estensione avente direzione N-S è successiva a quella orientata N60°E; quest'ultima è stata attiva prima della sedimentazione dei *Conglomerati di M.Cardosa*.

Con questo lavoro vengono documentati indizi di un raccorciamento ad asse N-S riferibili ad una compressione post-deposizione dei *Conglomerati di M.Cardosa*.

Nella zona in oggetto l'esistenza di indizi di compressione registrata nei conglomerati è da ascrivere, a nostro avviso, a deformazioni indotte localmente nell'*hanging wall* della faglia di M.Cardosa durante la tettonica estensionale.

Il meccanismo attraverso il quale tali strutture si sono originate può essere connesso ad un accomodamento nell'ambito di un sistema confinato. All'interno di questo sistema l'incremento della pressione dei fluidi, derivante dall'applicazione di carichi ciclici di natura sismica, può aver abbassato enormemente la soglia di deformabilità dei conglomerati.

**IL BACINO NEOGENICO DI AULLA-PONTREMOLI (LUNIGIANA, MASSA):
STRATIGRAFIA, TETTONICA E RILEVAMENTO GEOLOGICO**

A. Moretti⁽¹⁾ - R. Antiga⁽²⁾ - R. Torre⁽³⁾

⁽¹⁾Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Dip.to di Scienze della Terra, Università della Calabria

⁽²⁾Geologo, via Lunigiana, Villafranca di Lunigiana (Massa)

⁽³⁾Geologo, via Colleprata, Alatri (Frosinone)

La Lunigiana giace in una depressione tettonica allungata NNW-SSE, occupata tra il Rusciniense superiore ed il Villafranchiano inferiore da un vasto bacino lacustre che si estendeva da Aulla a Pontremoli, coprendo una superficie di circa 100 km².

Nella parte distale del bacino sedimentava una successione di argille siltose e marnose potente oltre 100 m, mentre dai margini progredivano depositi di conoide alimentati da diverse unità geologiche. I corpi sedimentari provenienti dalle Alpi Apuane, ricchi in elementi metamorfici, si rinvengono intercalati alle argille fino ad alcuni chilometri a N della valle del Taverone. Il ciclo deposizionale si chiude con alcune decine di metri di depositi fluviali.

Una grande faglia normale orientata NE-SW, che si estende da Moncingoli a Pontremoli attraverso tutto il bacino dislocando i depositi di questo primo ciclo sedimentario e portandoli a contatto con le rocce del substrato, è testimone di una energica ripresa dell'attività tettonica. Ortogonalmente a questa struttura vi sono vari elementi trasformati, tra cui la *transfer fault* del torrente Taverone. Nella depressione causata da questa seconda generazione di faglie si sono accumulati nuovi depositi di ambiente da palustre a fluviale, in parte alimentati dalla scarpata di faglia stessa, ed in parte da aste fluviali provenienti sia dalle Alpi Apuane a SE (Paleoaulella) che dall'Appennino a NW (Paleomagra). Le acque ed i depositi del Paleomagra e del Paleoaulella confluivano poi in quello che è l'attuale alveo del Taverone.

Nella parte inferiore dei depositi di questo secondo ciclo sedimentario è stata rinvenuta la ben nota fauna a mammiferi di Olivola, correlata con la parte inferiore della biozona a *Globigerina cariacensis* (limite Pliocene-Pleistocene).

Seguono poi le caratteristiche conoidi alluviali che, organizzate in quattro ordini principali sovrapposti, sono riferibili alle grandi oscillazioni climatiche quaternarie. I depositi associati alle conoidi, composti prevalentemente da ciottoli arenacei della formazione del Macigno, si alimentavano dal crinale appenninico molti chilometri a NE dell'attuale margine del bacino. Fanno eccezione alcuni lembi di depositi terrazzati in cui sono abbondanti gli elementi metamorfici, testimoniando che ancora nel Pleistocene superiore l'alimentazione apuana si estendeva su parte del bacino.

La distribuzione delle faglie e degli elementi mesostrutturali rilevati sia nel bacino sedimentario che sulle rocce del substrato indica un prevalente allungamento in direzione NE-SW, ed una conseguente direzione di massima estensione SW-NE. Il sistema di faglie rilevabile in Lunigiana, vincolato cronologicamente dai depositi di Olivola, si propaga verso E-SE fino in Garfagnana, attraverso lo svincolo trascorrente di Piazza al Serchio. Sono infine presenti elementi strutturali e morfo-tettonici più recenti, che intersecano le stesse conoidi quaternarie testimoniando una ripresa dell'attività tettonica dopo il Pleistocene medio. Tra questi elementi un posto di rilievo è occupato dall'alveo del torrente Aulella, che attualmente costituisce una forra in forte erosione ad andamento circa E-W che divide il bacino di Aulla dal massiccio delle Apuane. La giovane età di questo elemento è indicata dai relitti di depositi terrazzati pleistocenici, ad alimentazione apuana, che si estendono alcuni chilometri a N dell'alveo attuale.

**IL BACINO NEOGENICO DI BARGA-GALLICANO (GARFAGNANA, LUCCA):
STRATIGRAFIA, TETTONICA E RILEVAMENTO GEOLOGICO**

R. Torre⁽¹⁾ - R. Antiga⁽²⁾ - A. Moretti⁽³⁾

⁽¹⁾Geologo, via Colleprata, Alatri (Frosinone)

⁽²⁾Geologo, via Lunigiana, Villafranca di Lunigiana (Massa)

⁽³⁾Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Dip.to di Scienze della Terra, Università della Calabria

Il bacino di Barga-Gallicano è la più estesa e la più meridionale delle due conche fluvio-lacustri che hanno occupato nel Villafranchiano la depressione tettonica della Garfagnana. In questo bacino sono conservati depositi lacustri e fluviali correlabili con almeno due principali cicli deposizionali, di età rispettivamente villafranchiana inferiore (intervallo faunistico Triversa) e villafranchiana superiore. La buona esposizione dei depositi e la notevole potenza della successione sedimentaria permettono di ricostruire con notevole dettaglio l'evoluzione tettono-sedimentaria del bacino.

Ad una prima fase di rapido sprofondamento tettonico, guidato da faglie maestre immergenti verso il Tirreno ed orientate NNW-

SSE, corrispondono sedimenti lacustri e fluvio-lacustri costituiti da argille ed argille marnose grigio-azzurre, in cui si intercalano corpi conglomeratici di spessore da metrico a plurimetrico. Questi corpi, che hanno generalmente base erosiva sulle argille, sono interpretabili come porzioni distali di conoidi sommerse alimentate dalle opposte sponde del bacino. La potenza dei depositi lacustri in affioramento è di circa 100 m.

Nella parte bassa dei depositi lacustri di questo primo ciclo sedimentario sono intercalati conglomerati con caratteristiche di *shore* e subordinatamente fluviali, riferibili ad un primo episodio di colmatazione parziale che può indicare la presenza una ulteriore fase tettonica e deposizionale. Analoghi depositi sono stati rinvenuti anche in un sondaggio eseguito nei sedimenti lacustri del bacino di Castelnuovo.

Per quello che riguarda le età è stata rinvenuta nel secolo scorso una abbondante mammalofauna nelle argille di Fornaci di Barga, che permette una sicura correlazione con l'intervallo faunistico Triversa (Villafranchiano inferiore). La descrizione degli affioramenti data dagli Autori e le numerose faglie dirette che dislocano i depositi non consentono tuttavia di definire con certezza la posizione stratigrafica del livello fossilifero.

Un secondo, più importante evento fluviale chiude definitivamente il Villafranchiano inferiore. I depositi associati sono costituiti da conglomerati poligenici mal classati, ben cementati, in bancate metriche a base canalizzata, riferibili ad un ambiente di fiumara evoluta. Il passaggio tra i depositi lacustri ed i conglomerati fluviali è marcato da pochi metri di conglomerati fini di spiaggia; in altri affioramenti la base è erosiva e canalizzata sopra le argille, senza tuttavia mostrare apprezzabili discordanze di giacitura. Una nuova generazione di faglie, probabilmente correlabile con la fase tettonica regionale che si pone tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, conduce ad un nuovo sprofondamento del bacino. Si depositano così poche decine di metri di argille ed argille sabbiose di ambiente lacustre poco profondo, ricche in materiale ossidato proveniente dai bordi del bacino e testimone di una lunga elaborazione subaerea in clima caldo-umido.

Anche questo secondo ciclo sedimentario evolve rapidamente a depositi fluviali, conglomeratici, poligenici, di aspetto assolutamente simile ai precedenti e distinguibili da questi solo in base alla posizione stratigrafica. Nei conglomerati sono stati rinvenuti denti di *equus*, che indicano un'età non più antica del Pliocene medio, e quindi attribuibili al Villafranchiano superiore.

Una ulteriore fase tettonica, probabilmente correlabile con la regressione Emiliana, ha portato alla progressiva emersione del bacino ed alla formazione di almeno quattro ordini di conoidi quaternarie alimentate dal versante appenninico, sempre più profondamente incassate nei depositi villafranchiani. La notevole differenza di quota tra le superfici terrazzate più antiche e l'idrografia attuale (circa 200 m) testimonia l'entità dei movimenti verticali.

Dal punto di vista strutturale i depositi villafranchiani appaiono essere fortemente interessati da deformazioni di origine tettonica; frequenti sono le faglie dirette, di rigetto fino a decametrico, e gli elementi strutturali minori. Sono state misurate nel bacino oltre 6.000 fratture nei ciottoli dei conglomerati, che si distribuiscono statisticamente lungo la direzione appenninica. Selezionando diversi sottinsiemi di fratture, corrispondenti rispettivamente al primo ed al secondo ciclo sedimentario, si può notare con chiarezza una progressiva rotazione antioraria delle direttrici strutturali da una direzione N150° nella parte basale dei depositi del Villafranchiano inferiore ad una direzione N120° nei depositi superiori. I depositi quaternari non mostrano in genere deformazioni tettoniche, o comunque non in misura sufficiente ad una analisi statisticamente significativa.

GEOMORFOLOGIA, STRATIGRAFIA E NEOTETTONICA NEL BACINO DI CASTELLUCCIO DI NORCIA (APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO)

M. Coltorti⁽¹⁾ - P. Farabollini⁽²⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Siena.

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Camerino.

Il bacino di Castelluccio di Norcia è una depressione chiusa di oltre 12 km di lunghezza ed 8 km di larghezza. Essa è ubicata nella parte meridionale dell'Appennino umbro-marchigiano ad occidente dei più alti rilievi della catena rappresentati dall'allineamento M. Vettore (m 2476) - M. Priora (m 2332). Il substrato è costituito da una sequenza di calcari, calcari selciferi e marnosi, di oltre 2000 metri di spessore, di età giurassico-oligocenica. La sequenza è stata interessata da pieghe con direzione NO-SE e NS che rappresentano l'evidenza in superficie di importanti sovrascorrimenti con vergenza orientale messi in posto durante il Miocene finale e l'inizio del Pliocene.

Un periodo di relativa quiete tettonica ha caratterizzato l'area sino al Pliocene superiore quando si sono attivati movimenti di sollevamento che hanno iniziato a creare la catena. I movimenti più intensi sono stati registrati in corrispondenza dei più elevati rilievi attuali, con valori che superano i 2000 metri.

La parte occidentale della catena è stata interessata da una intensa tettonica distensiva durante la parte finale del Pleistocene inferiore a cui è associata l'attivazione di numerose faglie orientate NO-SE e N-S con rigetti verticali superiori ai m 1000. Faglie con direzione NE-SO con moderati rigetti verticali e laterali hanno giocato un ruolo minore nel modellamento del paesaggio.

Il bacino non è stato sempre una depressione chiusa come suggerito dalla presenza di ampie paleovalle a fondo concavo modellati sugli spartiacque e sulle creste che separano valli tributarie minori. Queste paleovalle dissecano la "superficie di spianamento

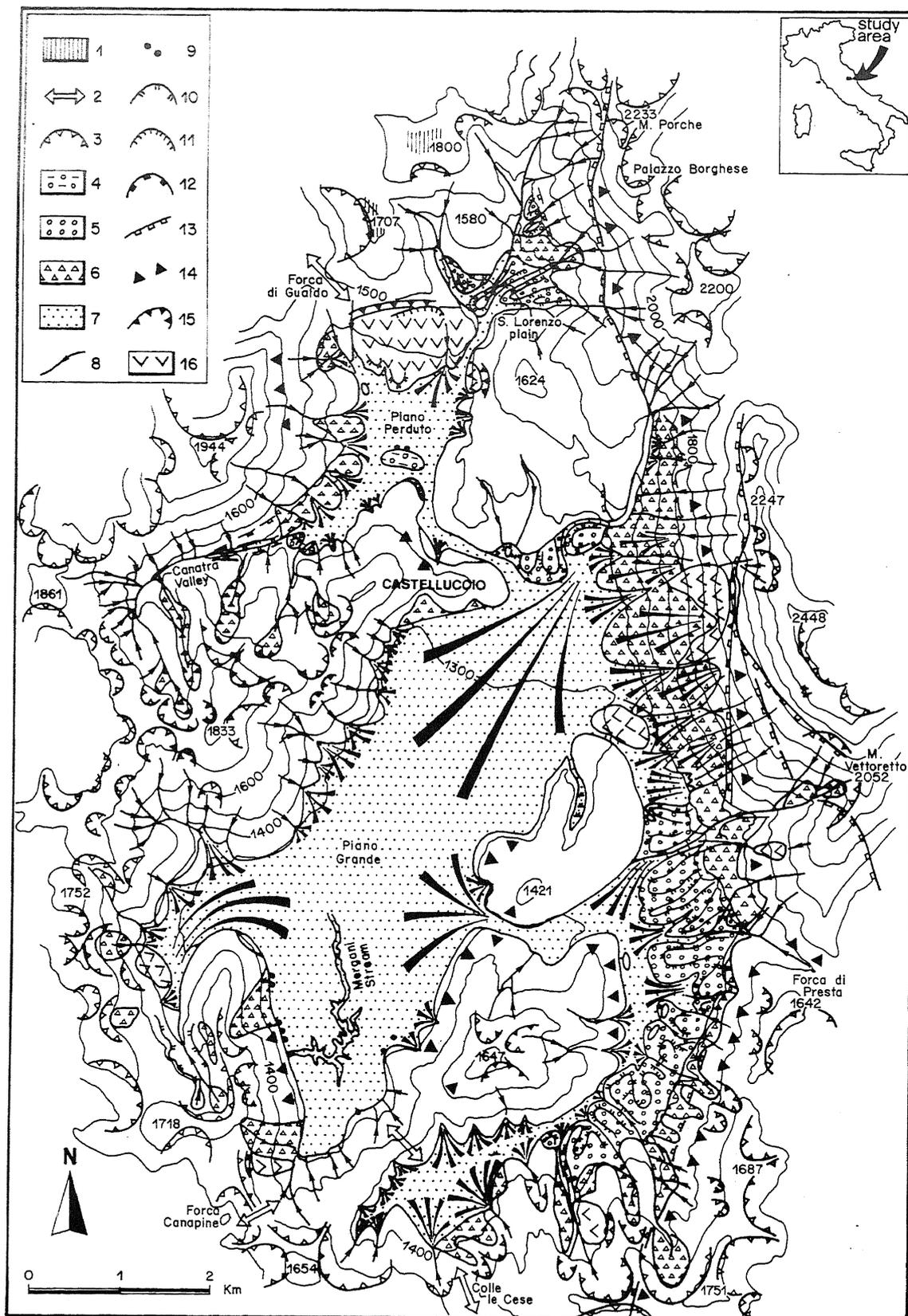


Fig.1. Schema geomorfologico del bacino di Castelluccio di Norcia. Legenda: 1) superficie di spianamento sommitale; 2) paleovalli sospese; 3) circhi glaciali e nivallini; 4) depositi morenici di Piano Perduto (Pleistocene Medio finale); 5) depositi alluvionali (Pleistocene Medio finale); 6) coni e talus detritici (Pleistocene Medio finale e Superiore); 7) conoidi alluvionali e sedimenti fluvio-lacustri (Pleistocene Superiore-Olocene); 8) fossi di ruscellamento concentrato; 9) doline ed inghiottitoi principali; 10) scarpate fluviali principali; 11) scarpate fluviali minori; 12) principali scarpate di influenza strutturale; 13) scarpata di faglia; 14) versanti a faccette triangolari e trapezoidali; 15) corona di frana; 16) accumulo di frana.

sommitale” modellata durante il Pliocene Medio-Pleistocene inferiore ed oggi giorno fortemente sollevata e preservata in ridotti lembi e come crinali o picchi di uguale altezza. Due paleovalli sono state osservate nella parte meridionale del bacino a Colle le Cese (m 1475) ed a Forca Canapine (m 1521), una nel settore settentrionale a Forca di Gualdo (m 1496) ed un'altra diseca i rilievi orientali a Forca Viola (m 1936). La loro ampiezza e la loro direzione suggeriscono la presenza di un reticolo di drenaggio molto articolato che si estendeva verso sud, nella regione abruzzese (Bacino della Laga), ad occidente nel bacino di Norcia e verso nord ed est nella regione marchigiana. Valli simili sono state osservate ovunque nell'appennino umbro-marchigiano e la loro formazione è anteriore al milione di anni come testimoniato dal rinvenimento di faune a mammiferi del Villafranchiano superiore nell'area di Colfiorito .

La formazione del bacino chiuso si è verificata più tardi, durante il Pleistocene medio, come conseguenza dell'attivazione di faglie dirette come quella che borda il versante orientale del bacino e che disloca la “superficie sommitale” di oltre m 800. Sul versante sollevato, in corrispondenza dei rilievi più elevati dei M. Sibillini, tale superficie è stata completamente cancellata dai processi erosivi successivi.

Una lunga fase di erosione verticale ha interessato l'area durante il Pleistocene medio ed ha condotto alla formazione di estese valli sul settore occidentale mentre solo piccole vallecole dissecano il versante della Costa del Vettore, probabilmente in seguito alla continua attività del sistema di faglie presenti su questo lato della depressione.

Un sondaggio realizzato dalla GEMINA (1963) alla base della faglia principale ha evidenziato una sequenza di depositi del Pleistocene medio di oltre 90 metri di spessore. Ad ogni modo i sedimenti più antichi affioranti all'interno del bacino sono rappresentati da coni alluvionali coalescenti, coni detritici e detriti stratificati di versante, a cui localmente si intecalano livelli piroclastici, che possono essere attribuiti alla parte finale del Pleistocene medio. I depositi del Pleistocene medio finale sono profondamente erosi, incisi e terrazzati. La loro messa in posto è da attribuire alla morfogenesi glaciale e periglaciale come evidenziato dalla presenza di ampi circhi glaciali e nicchie nivali presenti in modo particolare sulle esposizioni settentrionali. All'interno del Piano Perduto, a quota m 1340, è stata riconosciuta una morena frontale con ciottoli striati da collegare al ghiacciaio che occupava la val Canatra. La maggior parte dei sedimenti di questo periodo presenta un orizzonte cementato, di tipo Cca, sviluppatosi in condizioni climatiche mediterranee durante l'ultimo Interglaciale. In alcuni casi è possibile osservare al tetto di questi depositi un orizzonte Bt, decarbonatato, ricco in argilla rube-fatta e mescolato con clasti silicei.

La scarpata di faglia che borda la depressione e la maggior parte dei versanti sono stati rettificati da processi nivali durante questo periodo.

Durante il Pleistocene superiore venne messa in posto una minore quantità di detriti stratificati e nessun deposito glaciale è stato rinvenuto nel bacino. Gli ampi circhi glaciali precedenti vennero smembrati da nicchie nivali. Al piede dei versanti sono stati depositi coni alluvionali coalescenti che nella loro parte distale danno origine all'ampio Piano Grande. Durante l'Olocene questi sedimenti sono stati limitatamente incisi dall'erosione regressiva operata dal Fosso dei Mergani che è drenato da un inghiottitoio principale.

Una nuova fase di deposizione, solitamente verificatasi al di sopra dei precedenti depositi alluvionali, è avvenuta in tempi storici, come conseguenza della deforestazione e della successiva intensa erosione del suolo. A questa fase è anche legata l'evoluzione di suoli colluviati che raggiungono uno spessore di circa 2 metri ed al cui interno sono stati rinvenuti sedimenti piroclastici.

La fitta rete di faglie che delimita la depressione è stata principalmente modellata prima del Pleistocene medio finale ma videnze di limitati rigetti sono state osservate lungo il versante orientale. Scarpate di m 2+4 di altezza tagliano i coni alluvionali del Pleistocene medio finale nel Piano di S. Lorenzo. Scarpate maggiori, con rigetti verticali di circa m 10, interessano invece il versante rettificato della scarpata principale. La scarsa carsificazione della roccia testimonia la loro attività durante l'Olocene. In corrispondenza di tali faglie, sono state attivate grandi frane e deformazioni gravitative profonde. La superficie molto appiattita di una frana rotazionale di detrito suggerisce una stretta relazione con l'attività sismica.
