

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

GUIDA ALL'ESCURSIONE ALLE CONCHE INTERMONTANE
DELL'APPENNINO LAZIALE-ABRUZZESE
(15-18 Settembre 1993)

GUIDA ALL'ESCURSIONE ALLE CONCHE INTERMONTANE DELL'APPENNINO LAZIALE-ABRUZZESE

PRESENTAZIONE

Nell'Appennino laziale abruzzese esistono numerose conche intermontane, molto diverse fra loro soprattutto in relazione alle caratteristiche morfologiche e strutturali. Ciononostante, la loro evoluzione geologica presenta alcuni tratti comuni, rilevabili nelle successioni stratigrafiche riconosciute nelle varie conche, tanto da rendere possibile tentativi di prospettare ipotesi di correlazione a scala regionale (Bosi & Messina, 1991), anche in assenza di dati di validità cronologica.

L'escursione si propone di illustrare vari aspetti di alcune fra le più importanti di queste conche e si svilupperà nell'arco di tre giornate.

Nella prima giornata (Giovedì, 16 Settembre) verranno affrontati tre argomenti diversi. Il primo riguarda alcune caratteristiche sedimentologiche di una delle formazioni che fanno parte della successione stratigrafica della conca di Fossa (media valle dell'Aterno); il secondo è rappresentato dalla evoluzione geologica del sistema di conche del Tirino (affluente di sinistra del Pescara); il terzo dalla successione tuffica della conca di Carapelle (sistema del Tirino) e dal suo significato nei riguardi del problema della provenienza delle vulcaniti intrappenniniche.

Il secondo giorno (Venerdì, 17 Settembre) sarà interamente dedicato alla conca del Fucino, che sarà illustrata nei suoi aspetti stratigrafici e geomorfologici, e della quale saranno delineate le problematiche tettoniche e sismotettoniche.

Il terzo giorno (Sabato 18 Settembre) sarà dedicato alla piccola conca di Corvaro (alta valle del Salto) ed alla conca di Rieti, delle quali sarà illustrata l'evoluzione geologica nelle sue componenti stratigrafiche e tettoniche.

L'escursione è stata organizzata dal Centro di Studio per la Geologia Tecnica (C. Bosi, F. Galadini, R. Giuliani, P. Messina, A. Sposato) in collaborazione con ricercatori del Dip.to di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza" (V. Bosi, G. Cavinato e V. Federici), dell'ENEA (F. Brunamonte, C. Carrara, L. Ferreli, C. Giraudi, A.M. Michetti, L. Serva), del Dip.to di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna (G.G. Ori) e dell'ISMES (P. Galli). Il fascicolo è stato edito a cura di F. Cugusi (C.S. Geologia Tecnica).

1. PRIMA GIORNATA: DALLA CONCA DI FOSSA AL SISTEMA DI CONCHE DEL TIRINO

1.1 LA CONCA DI FOSSA (C. Bosi)

Fra le varie conche intermontane dell'Appennino laziale abruzzese, quella di Fossa è una delle più interessanti per l'abbondanza e la varietà dei sedimenti che vi sono conservati e per il numero delle forme relitte attualmente osservabili (All. 2).

Il substrato dei sedimenti continentali è costituito dalla classica successione carbonatica giurassico-cretacica in facies di "piattaforma" e di "soglia", localmente ricoperta da modesti lembi di calcari dell'Oligocene superiore-Aquitano e da calcari detritico-organogeni del Miocene inferiore-medio ("calcari a briozoi e litotamni"). I termini più recenti della successione marina sono rappresentati da sedimenti terrigeni riferibili al Miocene superiore (Bosi & Bertini, 1970).

La successione stratigrafica continentale riconosciuta (Bertini & Bosi, 1993) comprende eventi deposizionali appartenenti a cinque cicli deposizionali ("Poggio Picenze", "Vall'Orsa", "Valle dell'Inferno", "S. Giovanni" e "S. Mauro") distinti e separati da importanti fasi erosive, riferibili nel loro insieme all'intervallo Pleistocene inferiore *p.p.* - Pleistocene medio; a questi devono aggiungersi un evento sedimentario di incerta collocazione cronologica nell'ambito dello stesso intervallo (brecce di Fonte Vedice) ed alcuni eventi prevalentemente fluviali, scarsamente rappresentati nell'area, riferibili al Pleistocene superiore-Olocene.

Il ciclo più antico è quello di Poggio Picenze; esso comprende cinque formazioni distinte (Valle Valiano, Madonna delle Neve, S. Nicandro, Valverde e Valle Colle) depositi in sostanziale continuità di sedimentazione in un bacino lacustre. Segue poi il ciclo di Vall'Orsa (corrispondente all'omonima formazione di facies deltizia e lacustre) e quello di Valle dell'Inferno (di facies fluviale).

L'ultimo dei cinque cicli sedimentari indicati (ciclo di S. Mauro) è caratterizzato da una facies lacustre e dall'abbondanza degli apporti di origine vulcanica.

Oltre a queste unità stratigrafiche, nella conca e nei suoi dintorni sono conservate alcune superfici relitte, la più evidente delle quali è quella denominata "superficie di Valle Daria" sviluppata a tetto del ciclo di Valle dell'Inferno.

Sulla base di quanto riportato in Bertini & Bosi (1993), il ciclo di Poggio Picenze e la formazione di Vall'Orsa sono riferibili alla parte superiore del Pleistocene inferiore; le brecce di Fonte Vedice sono riferibili alla parte inferiore del Pleistocene medio o, sulla base di correlazioni che tengono conto di possibili correlazioni a scala regionale (Bosi & Messina, 1991), alla parte superiore del Pleistocene inferiore; la formazione di Valle dell'Inferno e la formazione di S. Mauro sono riferibili alla parte media ed a quella superiore del Pleistocene medio.

Sotto il profilo strutturale la conca è suddivisibile in due settori, separati da un allineamento NE-SW passante per il Fosso dell'Inferno.

Il settore occidentale corrisponde ad una struttura a gradinata determinata da importanti faglie normali, a direzione prevalente WNW-ESE, che interessano la formazione di Vall'Orsa con rigetti che possono raggiungere parecchie decine di metri.

Il settore orientale corrisponde ad una depressione triangolare riempita dai sedimenti dei tre cicli più antichi e caratterizzata dalla notevole estensione della superficie di Valle Daria. L'assetto strutturale è abbastanza simile a quello originario: le dislocazioni principali sono rappresentate da alcune faglie di non grande rigetto che interrompono la continuità di quella superficie.

Tutte le dislocazioni che hanno dato origine alla struttura descritta sono posteriori alla formazione di Vall'Orsa; per alcune di esse può essere dimostrata un'età più recente della formazione di S. Mauro.

1.2 IL SISTEMA DI CONCHE DEL TIRINO (R. Giuliani e A. Sposato)

1.2.1 Introduzione

Il sistema di depressioni del Tirino rappresenta una delle conche più orientali all'interno della struttura carbonatica dell'Appennino centrale. Esso è ubicato subito a occidente del fronte più esterno della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, nella zona compresa tra Monte Cappucciata e Monte di Roccatagliata ed è separato dalla conca di Navelli da una stretta fascia rilevata, che culmina nella Serra di Navelli. A N un ripido e complesso versante separa il sistema depresso dall'area di Barisciano-Calascio (Galadini & Giuliani, 1993).

Il sistema di depressioni del Tirino è una struttura complessa che nel suo insieme presenta una forma circa triangolare; esso è costituito, nella parte settentrionale e più ampia, da E verso W da tre aree a depressione maggiore, separate da basse dorsali del substrato: la piana di Ofena, Chiancarelli e Carapelle (la conca di Carapelle è trattata in dettaglio nella descrizione dello Stop A8). La parte meridionale è rappresentata da un'area poco depressa, caratterizzata da un paesaggio pianeggiante (superfici di Capestrano) e dalla stretta e profonda valle del F. Tirino.

I versanti che delimitano il sistema di depressioni del Tirino e che ne definiscono la forma triangolare, presentano caratteristiche diverse tra loro. Il versante orientale, a direzione da NW-SE a N-S, ha un andamento planimetrico lineare, lievemente concavo con alcune interruzioni trasversali che definiscono differenti tratti di versante; di questi, il tratto più settentrionale presenta sensibili variazioni di pendenza. Il versante occidentale, dove confina con le depressioni di Carapelle e Chiancarelli ha anch'esso un andamento circa rettilineo con direzione NW-SE interrotto da numerose contropendenze; la sua parte meridionale costituisce il fianco orientale della Serra di Navelli e delimita a monte le superfici di Capestrano. Il versante settentrionale è costituito da una serie di valli e di creste a direzione appenninica che presentano rapidi ed importanti abbassamenti verso S.

Il substrato è rappresentato dalle unità meso-cenozoiche di transizione della piattaforma carbonatica laziale abruzzese sovraccorse sui depositi terrigeni mio-pliocenici. I depositi più recenti della successione marina, costituiti dai conglomerati di Rigopiano, sono attribuiti al Pliocene inferiore (Centamore *et al.*, 1992)⁽¹⁾.

L'area in studio fa parte della unità strutturale del Gran Sasso, costituita da una serie di *thrust* fuori sequenza a direzione N-S la cui deformazione è attribuita dagli AA a fasi compressive da post tortoniane a plioceniche, seguita da fasi estensionali (Centamore *et al.*, 1991; Patacca *et al.*, 1991; Ghisetti & Vezzani, 1988).

1.2.2 Stratigrafia

La storia continentale più antica dell'area è testimoniata dalla presenza del complesso delle breccie carbonatiche e delle superfici di Capestrano.

Il **complesso delle breccie carbonatiche antiche** è costituito da breccie generalmente cementate a clasti variamente evoluti, con contenuto in matrice molto variabile e localmente arrossato; affiora in lembi lungo gran parte dei versanti del sistema di depressioni a quote comprese tra 600 e 1.100 m. Alcuni piccoli affioramenti riferibili a questo complesso sono presumibilmente correlabili con le breccie di Fonte Vedice (Bertini *et al.*, 1989) riconosciute in aree limitrofe, in base alle caratteristiche litologiche ed alla posizione morfologica rispetto agli altri depositi.

Le superfici di Capestrano sono ubicate tra la struttura della Serra di Navelli e la bassa valle del Tirino; esse presentano pendenze molto basse e sono separate tra loro da versanti molto arrotondati e discontinui. Tali superfici si sviluppano tra le quote di 650 e 800 m circa. Su di esse non sono conservati depositi continentali o paleosuoli ad esclusione di rari frammenti di concrezioni carbonatiche legate probabilmente ad antichi suoli molto evoluti.

Seguono i depositi più chiaramente connessi con l'evoluzione del sistema di depressioni del Tirino (Fig. 1).

Il **complesso del Convento dei Cappuccini** è composto dai limi di S. Pietro e dalle breccie di C. Bottiglioni.

I **limi di S. Pietro** sono le prime testimonianze di riempimenti lacustri; affiorano esclusivamente in piccoli lembi sul versante E della piana di Ofena e sono costituiti da limi calcarei di colore bianco con intercalazioni sabbiose e localmente conglomeratiche in facies lacustre, localmente ricche di faune a gasteropodi continentali ed opercoli.

Le **breccie di C. Bottiglioni** sono banchi di breccie stratificati e cementati a clasti angolosi, localmente caotici ed a clasti più evoluti, generalmente con poca o scarsa matrice, che affiorano lungo i versanti orientale e settentrionale del sistema di depressioni del Tirino e presentano giacitura mediamente a franapoggio con pendenza inferiore rispetto ai versanti attuali.

Lungo il versante orientale della piana di Ofena, le breccie di C. Bottiglioni poggiano sui limi di S. Pietro, con i quali presentano anche un contatto in parziale eteropia laterale. In genere le breccie poggiano direttamente sul substrato e, localmente, in discordanza su unità riferibili al complesso delle breccie carbonatiche antiche.

Sia le breccie che i limi risultano vistosamente interessati dalle strutture tettoniche che definiscono il sistema di depressioni.

I depositi del complesso del Convento dei Cappuccini risultano sempre morfologicamente sospesi sulle formazioni successive; i limi affiorano in un range altimetrico compreso tra 430 e 500 m e le breccie affiorano esclusivamente al di sopra dei 450 m di quota.

Nella parte meridionale di Chiancarelli, in prossimità di Casale Francesconi affiorano limi bianchi con opercoli che passano verso l'alto a conglomerati e che presentano caratteristiche litologiche e rapporti morfologici con i depositi del complesso successivo simili ai limi di S. Pietro.

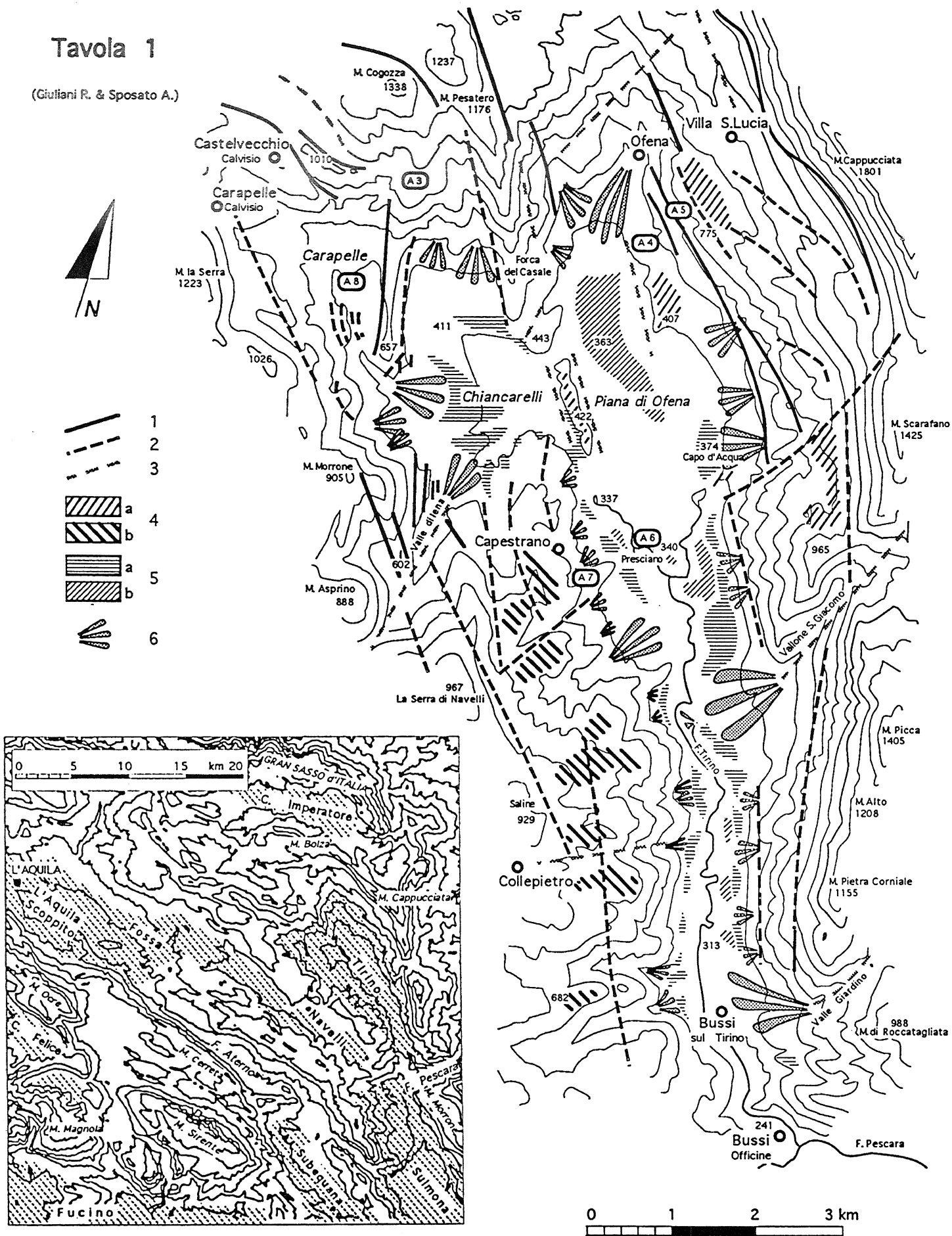
Il **complesso di Bussi** è composto da diverse formazioni caratterizzate dalla presenza abbondante di materiali di origine vulcanica: le tuffi di Carapelle, la formazione di C. Piccioli, la formazione di C. Cataldi ed i travertini di Bussi.

Le **tuffi di Carapelle** sono costituite da un importante spessore di depositi limoso-sabbiosi in banchi decimetrici o metrici costituiti in grande prevalenza da materiali vulcanoclastici deposti in ambiente lacustre, che affiorano esclusivamente in una cava nella depressione di Carapelle (per la descrizione dettagliata si rimanda allo Stop A8).

⁽¹⁾Alla base del versante di Bussi (Ghisetti & Vezzani, com. pers.) sono presenti, al di sotto dei termini carbonatici, argille limose attribuite da I. Raffi alla parte alta del Pliocene per la presenza di *Pseudoaemiliana lacunosa*.

Tavola 1

(Giuliani R. & Sposato A.)



Schema degli elementi strutturali e morfologici di interesse per l'evoluzione pleistocenica del sistema di conche del Tirino
 Legenda: 1) faglie ad attività pleistocenica; 2) faglie ad attività pleistocenica probabile; 3) faglie ad attività pleistocenica non documentabile, ma ipotizzata sulla base di soli elementi morfologici; 4) superfici relitte scolpite nel substrato carbonatico (a) e superfici di Capestrano (b); 5) superfici sommitali dei terrazzi costituiti dalle formazioni del complesso di Bussi: C. Piccioli (a) e C. Cataldi (b); 6) conoidi.

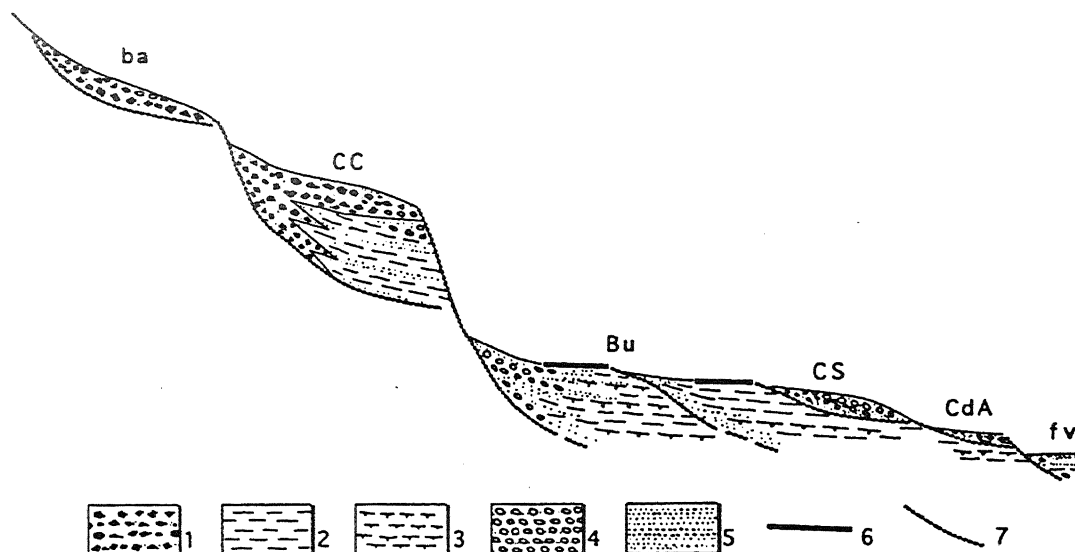


Fig. 1 - Schema morfo-litostratigrafico dei depositi quaternari della conca del Tirino. Legenda: ba) complesso delle breccie carbonatiche antiche; CC) complesso del Convento dei Cappuccini; Bu) complesso di Bussi; CS) complesso di C. Spera; CdA) formazione di Capo d'Acqua; fv) complesso di fondovalle del Tirino; 1) breccie; 2) limi calcarei e limi argillosi; 3) livelli ad abbondanti vulcanoclastiti; 4) ghiaie; 5) sabbie, sabbie ghiaiose e sabbie limose; 6) superfici sommitali dei terrazzi del complesso di Bussi; 7) superfici di erosione.

La formazione di *C. Piccioli* è costituita da livelli sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e sabbioso-limosi con frequenti interstrati argillosi in facies lacustre passanti a ghiaie grossolane in facies fluvio-lacustre, caratterizzati tutti da una importante percentuale in minerali di origine vulcanica che conferisce un colore grigio-nocciola/bruno. Sono frequenti nella parte alta concrezioni carbonatiche in livelli centimetrici conformi con la stratificazione. Nei depositi in facies lacustre sono presenti livelli ricchi di gasteropodi continentali.

In una sezione nei pressi di Bussi è stato ritrovato un nucleo di selce a lame che, sulla base di correlazioni con reperti analoghi nella stessa area, è riferibile alla fine del Musteriano (S. Grimaldi, com. pers.).

Tale formazione, affiora lungo i bordi della piana di Ofena, di Chiancarelli e nella valle del Tirino con quote massime delle facies lacustri di 420 m che degradano, verso S, fino a 350 m. A questi depositi localmente è associata una forma terrazzata spesso mal conservata e coperta dai depositi di versante successivi.

A questa formazione sono associati numerosi lembi di depositi di versante contenenti abbondante materiale vulcanico costituito da breccie fini e sabbie con frequenti interstrati centimetrici di concrezioni carbonatiche. Questi depositi affiorano sui versanti, a varie quote, al di sopra delle facies lacustri.

La formazione di *C. Cataldi* è costituita da banchi decimetrici di limi calcarei e limi-sabbiosi di colore bianco-giallastro e con livelli vulcanici centimetrici di colore grigio-nero in facies lacustre che passano a limi con sabbie e ghiaie; sono frequenti livelli ricchi di gasteropodi continentali. Questa formazione affiora nella depressione di Ofena ed in piccoli terrazzi lungo la valle del Tirino con giacitura sub-orizzontale orizzontale. Le quote massime di affioramento di questi depositi degradano da circa 370 m nella parte settentrionale della piana di Ofena fino a 340 m nella parte meridionale della valle del Tirino.

I rapporti stratigrafici tra la formazione di *C. Cataldi* con le formazioni più antiche non sono affioranti: detta formazione, anche se non è chiaro il significato della superficie che la delimita a tetto, risulta comunque morfologicamente incassata nei depositi della formazione di *C. Piccioli*.

I *travertini di Bussi* sono costituiti da sabbie travertinose ricche in gasteropodi continentali e travertini incrostanti in varie facies che affiorano esclusivamente nella parte più meridionale della valle del F. Tirino, immediatamente a S dell'abitato di Bussi.

Il **complesso di C. Spera** è costituito da ghiaie stratificate con livelli sabbioso-limosi in facies di conoide alluvionale e da breccie sub-orizzontale angolari con scarsa matrice, poco stratificate in facies di detrito di versante e di conoide di deiezione. Questi depositi, che affiorano su gran parte dei versanti del sistema di depressioni, presentano localmente le superfici di letto discordanti ed incise nei depositi più antichi e le morfologie sommitali ben conservate.

La **formazione di Capo d'Acqua** è costituita da livelli decimetrici sabbioso-ghiaiosi e limoso-sabbiosi biancastri, in facies lacustre e localmente fluvio-lacustre, sono localmente presenti livelli ricchi di materiale piroclastico. In questi depositi sono stati segnalati resti di faune continentali, frammenti di mammiferi e resti di industrie litiche (Radmilli, 1977). La colorazione dei depositi e la costituzione dei clasti risulta legata alla rideposizione delle successioni più antiche. Tali depositi affiorano nella parte alta dei versanti dell'attuale alveo del fiume Tirino tra le sorgenti e P.te S. Martino e sono confinati alle lievi forme di incisione prevalentemente lineari che si sviluppano sulla superficie della piana di Ofena.

Il **complesso di fondovalle del Tirino** è rappresentato dal riempimento alluvionale attuale e dalle piccole conoidi sviluppate alla confluenza con i reticoli affluenti del Tirino; piccoli scavi hanno messo in evidenza depositi limoso-sabbiosi in livelli centimetrici con a volte lenti più grossolane.

1.2.3 Età dei depositi

I depositi marini più recenti nell'area sono costituiti dai conglomerati di Rigopiano (Centamore *et al.*, 1992) del Pliocene inferiore. I primi depositi continentali, rappresentati dalle breccie carbonatiche antiche, sono da riferire ad una età genericamente successiva. In base alla già citata correlazione di questo complesso con le breccie di Fonte Vedice (Bertini *et al.*, 1989) è stata ipotizzata una età pleistocenica inferiore (Bosi & Messina, 1991).

Il complesso del Convento dei Cappuccini, in base ai rapporti di incassamento morfologico con il complesso delle brecce carbonatiche antiche ed in base alla mancanza di materiali di origine vulcanica nei pochi affioramenti esistenti, è riferibile ad un generico Pleistocene inferiore.

Il complesso di Bussi è caratterizzato dalla deposizione di grandi quantità di piroclastiti provenienti dagli apparati circumtirrenici o da apparati effimeri intrappenninici (Biagi *et al.*, 1991; Bosi & Locardi, 1991) attribuiti ad una generica età successiva ai 6/700.000 anni⁽²⁾ (Narcisi & Sposato, 1989) e dalla presenza di un reperto antropico attribuibile al Musteriano. Tali elementi permettono di ipotizzare che la serie di formazioni di questo complesso sia da attribuire ad un lungo lasso di tempo compreso tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore.

Il complesso di C. Spera rappresenta l'ultima fase di alluvionamento con formazione di ingenti quantità di detrito e la deposizione di grandi conoidi alluvionali; esso è attribuito, sulla base delle morfologie relative e dei rapporti morfostratigrafici con i depositi più antichi, alla parte alta del Pleistocene superiore.

La formazione di Capo d'Acqua, in base al contenuto paleontologico ed ai resti di industria litica ritrovati nello scavo per la costruzione della diga omonima, risulta di una età compresa tra 9.000 e 6.500 anni (Radmilli, 1977).

1.2.4 Elementi strutturali

Gli elementi strutturali principali che definiscono il sistema di depressioni del Tirino sono rappresentati da un *pattern* di faglie ad andamento da NNW-SSE a NW-SE e da sistemi di faglie a direzione ENE-WSW.

Lungo il margine orientale della piana di Ofena sono presenti numerose faglie ad andamento circa NNW-SSE immergenti verso SW che individuano una serie di blocchi ribassati verso W. Alcune di tali strutture interessano anche i depositi del complesso delle brecce calcaree e del complesso del Convento dei Cappuccini e localmente costituiscono il limite tettonico tra le brecce ed il substrato carbonatico. Nella parte settentrionale dello stesso margine orientale, nell'area compresa tra Villa S. Lucia e S. Vito Ruderì, una serie di piccole valli ad andamento longitudinale rispetto al versante e lievemente arcuate sono probabilmente connesse allo stesso sistema di faglie NNW-SSE. Nel settore centrale e meridionale dello stesso versante queste strutture dislocano gli apici di alcune conoidi, appartenenti ai complessi più antichi. Il margine occidentale del sistema di depressioni del Tirino è più articolato. Verso N, dove costituisce anche il margine delle depressioni di Carapelle e Chiancarelli, sono evidenti piani di faglia a direzione NW-SE che immergono sia verso SW che verso NE. Tali strutture interessano i depositi del complesso delle brecce carbonatiche antiche. In corrispondenza delle stesse strutture sono individuabili una serie di piccole valli, a direzione longitudinale al versante ed a fondo piatto, via via a quote più basse verso E. Verso S, parte delle menzionate strutture è osservabile in corrispondenza del versante di faglia che delimita, a monte, le superfici di Capestrano. Localmente strutture parallele sembrano interessare le stesse superfici.

Il margine settentrionale coincide con un'ampia fascia cataclastica nel substrato carbonatico, ad andamento ENE-WSW. Tale fascia corrisponde ad un brusco gradino morfologico tra l'area di Barisciano-Calascio e il sistema di depressioni del Tirino. Alla scala dell'affioramento sono state misurate le giaciture delle fasce cataclastiche nel substrato carbonatico e le mesostrutture che presentano indicatori cinematici. Tra i diversi sistemi distinguibili, quello vicino all'andamento E-W è dominante, con associati movimenti di tipo *strike-slip* e obliqui.

Lo stesso margine settentrionale è attraversato da alcune importanti faglie a direzione NW-SE e NNW-SSE con immersione sia verso W che verso E, con movimenti associati di tipo *dip-slip* ed obliquo. Il significato neotettonico di questo sistema NW-SE certamente è dato dallo sbloccamento dei depositi riferibili al complesso delle brecce carbonatiche antiche; essi sono tagliati da un piano di faglia NW-SE, con evidenti strie orizzontali, in corrispondenza di una piccola incisione nel versante N di Carapelle (Galadini & Giuliani, 1993). Queste faglie proseguono verso S e costituiscono le strutture che bordano le dorsali di Lombo d'Asino e della cresta di Forca del Casale. Tali strutture presentano un andamento rettilineo e costituiscono un netto contatto, caratterizzato da frequenti ed evidenti scarpate di faglia tra il substrato ed i depositi quaternari. La faglia al margine orientale della cresta di Forca del Casale interessa anche i depositi quaternari più antichi e sembra proseguire al margine orientale di Collelungo dove i depositi più recenti coprono la base del versante di faglia e non risultano interessati da movimenti.

Altre faglie a direzione NE-SW attraversano l'area del Tirino; di queste non vi sono indizi di movimenti sui depositi dei complessi più recenti. In corrispondenza di queste strutture sia le superfici di Capestrano che le strutture longitudinali ai versanti orientale ed occidentale presentano alcune discontinuità morfologiche di dubbio significato.

1.3 LE SUCCESSIONI A TUFITI (C. Bosi)

Nell'Appennino centrale sono abbastanza diffusi orizzonti ad elementi vulcanici intercalati nelle successioni continentali pleistoceniche. La litologia di questi orizzonti è piuttosto varia; da sedimenti sabbiosi o sabbioso-limosi con basso tenore di minerali di origine vulcanica si può passare, infatti, a siltiti ed arenarie costituite pressochè esclusivamente da minerali di questa origine.

L'età delle successioni nelle quali questi orizzonti sono intercalati ricade di regola nel Pleistocene medio (Bertini *et al.*, 1989; Zarlenga, 1990; Bosi & Messina, 1991); qualche livello è stato pure segnalato nel Pleistocene inferiore (nella formazione di S. Nicandro, Bertini *et al.*, 1989) e nel Pleistocene superiore-Olocene (Giraudi, 1988; Giraudi & Frezzotti, 1989; Narcisi, 1993).

Data l'assenza di apparati vulcanici riconosciuti nella regione, la presenza degli orizzonti a clasti vulcanici, sempre chiaramente rimaneggiati, è stata di regola attribuita alla ricaduta di materiali eruttati dagli apparati vulcanici laziali e campani. Questa attribuzione è alla base del tentativo di utilizzare i materiali vulcanici contenuti nelle successioni continentali della regione come indicatori cronologici, riferendo ad esempio contenuti di tipo alcalino-potassico all'attività degli apparati tirrenici del Pleistocene medio (Sposato & Narcisi, 1989; Zarlenga, 1990; Giraudi 1986a).

Sulla genesi delle successioni a tufiti sono state avanzate anche altre ipotesi, che ne presuppongono un'origine più o meno strettamente locale. Una origine strettamente locale, legata a corpi ignei a debole profondità è stata prospettata, principalmente sulla

(2) Una datazione radiometrica, effettuata sulle tufiti presenti alle Svolte di Popoli, nella parte settentrionale della piana di Sulmona, ha fornito una età di circa 350.000 anni (Radmilli, 1984).

base di risultati di indagini geofisiche, da Biagi *et al.* (1981) per le tufiti di Raiano (conca di Sulmona) e da Biagi *et al.* (1991) per quelle di Carapelle.

Un'origine meno strettamente locale, connessa con centri non riconosciuti, verosimilmente ubicati in zone abbastanza prossime a quelle di affioramento, è stata ipotizzata da Bosi & Locardi (1991) per alcune delle successioni di maggiore spessore, sulla base di dati geochimici e di considerazioni geologiche relative alle caratteristiche sedimentologiche ed alla distribuzione generale degli affioramenti. Secondo quanto indicato nel lavoro citato, se questa ipotesi corrispondesse al vero, nella regione circostante sarebbero da attendersi orizzonti tufitici di provenienza quanto mai varia; oltre ad orizzonti di provenienza locale (deposti cioè nelle immediate vicinanze degli apparati locali di provenienza), sarebbero infatti da considerare orizzonti di provenienza locale ma in posizione distale rispetto agli stessi apparati, nonché orizzonti di provenienza tirrenica in giacitura "primaria" (per caduta da nuvole di materiali vulcanici) o "secondaria" (per rimaneggiamento di livelli primari).

E' ovvio che la scelta dell'una o dell'altra ipotesi (origine locale o provenienza dagli apparati tirrenici) riveste una importanza molto rilevante non solo nei riguardi della utilizzazione degli orizzonti tufitici in chiave cronologica, ma anche, e soprattutto, in relazione all'interpretazione neotettonica dell'intera regione.

1.4 DESCRIZIONE DEGLI STOP⁽³⁾

Stop A1

Oggetto dello stop è l'illustrazione di un apparato di delta conoide nell'ambito della formazione di Valle Orsa, nella conca di Fossa. Sul fronte di cava sono visibili, sulla sinistra, strati di limi bianchi (del tutto simili a quelli della formazione di S. Nicandro) con intercalazioni ghiaiose, sormontati da uno spesso banco di conglomerati a stratificazione inclinata. La stratificazione inclinata suggerisce la presenza di un delta di tipo Gilbert con inclinazione degli strati che si aggira sui 20°.

Gli strati conglomeratici inclinati (*foreset*), con spessore attorno ai 20-50 cm, si chiudono verso il basso con la tipica geometria a *downlap*. I conglomerati sono organizzati con poca matrice e, in molti casi, anche ben embriicati con l'asse *a* (il più lungo) parallelo alle paleocorrenti. Queste evidenze suggeriscono che il meccanismo di deposizione di questi sedimenti sia stato prevalentemente il flusso granulare (*grain flow*).

Nel tratto a stratificazione inclinata sono presenti anche livelli fini che si sono formati, probabilmente, durante stasi locali della sedimentazione grossolana. Infatti quando una porzione del delta viene abbandonata per lo spostamento dell'asse fluviale ad altra zona che diviene sede di sedimentazione grossolana, la zona in abbandono viene ricoperta da un drappo di sedimenti fini prodotti dalla normale sedimentazione lacustre. Gli spostamenti dell'asse deposizionale del delta sono anche registrati nelle discordanze interne alla stratificazione inclinata. Alcune di esse sono comunque ascrivibili a frammenti degli strati. In questo caso alla base si possono trovare spessi (fino ad un metro) strati di conglomerato disorganizzato che rappresenta l'accumulo della frana.

Il corpo di delta tipo Gilbert non è però completo perchè manca la parte superiore (*topset*), rappresentata dagli strati orizzontali fluviali comprendenti i depositi che alimentavano il delta. Questi mancano a causa di una evidente erosione che ha asportato in profondità anche la parte superiore dei *foreset*. Si può dunque calcolare solo uno spessore minimo del corpo che si dovrebbe aggirare attorno a qualche decina di metri.

Il contatto fra il corpo deltizio e gli strati limosi sottostanti sembra essere piuttosto netto, senza passaggi laterali; una certa discontinuità sembra presente anche quando gli strati inclinati sono costituiti da depositi fini. Questo fatto suggerisce che l'inizio della deposizione deltizia sia stato brusco e prodotto da una modificazione dell'assetto di tutto il bacino.

Stop A2

Lo stop ricade nella parte superiore di una valle che incide le breccie della formazione di Valle Valiano (vedi §1.1) attribuita al ciclo di Poggio Picenze (Bertini & Bosi, 1993). Si tratta di breccie con clasti calcarei da spigolosi a subarrotondati e tessitura caotica. Presentano stratificazione più o meno evidente, inclinazione dei banchi variabile intorno ai 20°, grado di cementazione variabile da banco a banco e una matrice limoso-sabbiosa di colore biancastro. Questi depositi, che raggiungono uno spessore massimo intorno al centinaio di metri, appartengono ad un conoide alluvionale che afferriva al lago nel quale si sedimentavano le formazioni relative al suddetto ciclo di Poggio Picenze.

L'impostazione della valle è probabilmente legata alla presenza di un elemento tettonico: nel suo tratto meridionale infatti le breccie sono tagliate da un piano di faglia ad andamento N10°W (sub-parallelo alla direzione della valle), sul quale localmente sono evidenti elementi cinematici che indicano un movimento trascorrente.

Localmente in corrispondenza di banchi di breccie con matrice più abbondante sono stati osservati clasti improntati dalla tettonica. L'analisi strutturale effettuata su tali impronte tettoniche evidenzia, nell'ambito di una distribuzione piuttosto dispersa dei dati, un sistema di faglie orientato circa NE-SW cui sono associati prevalentemente movimenti trascorrenti e altre famiglie N-S ed E-W con evidenze di movimenti prevalenti rispettivamente *dip-slip*/obliqui e trascorrenti.

Dopo lo stop la strada prosegue attraverso un'area caratterizzata dalla presenza di una serie di piccole depressioni chiuse disposte, in ordini paralleli ed allungate in direzione NW-SE, separate da dorsali costituite prevalentemente dalle successioni carbonatiche mesozoiche in facies di transizione. Tali depressioni presentano un'andamento sigmoidale. La morfologia dell'area appare fortemente condizionata dalla tettonica: infatti quasi tutti i versanti SW delle dorsali sono bordati da faglie normali. In base allo studio delle deformazioni osservate (Galadini & Giuliani, 1993) sui depositi continentali pleistocenici affioranti nell'area, sono state individuate delle fasi deformative che hanno agito nel corso del Pleistocene manifestandosi prevalentemente attraverso movimenti di tipo orizzontale.

Stop A3

La sosta fornisce una panoramica della parte settentrionale del sistema di depressioni del Tirino (Fig. 2). Da W verso E si riconoscono le tre depressioni maggiori: la depressione di Carapelle (CA), di Chiancarelli (CH) e della piana di Ofena (OF). In lontananza, in

⁽³⁾ L'illustrazione dello stop A1 è a cura di G.G. Ori; quelle degli stop A2 - A7 di R. Giuliani e A. Sposato; l'illustrazione dello stop A8 è a cura di C. Bosi.

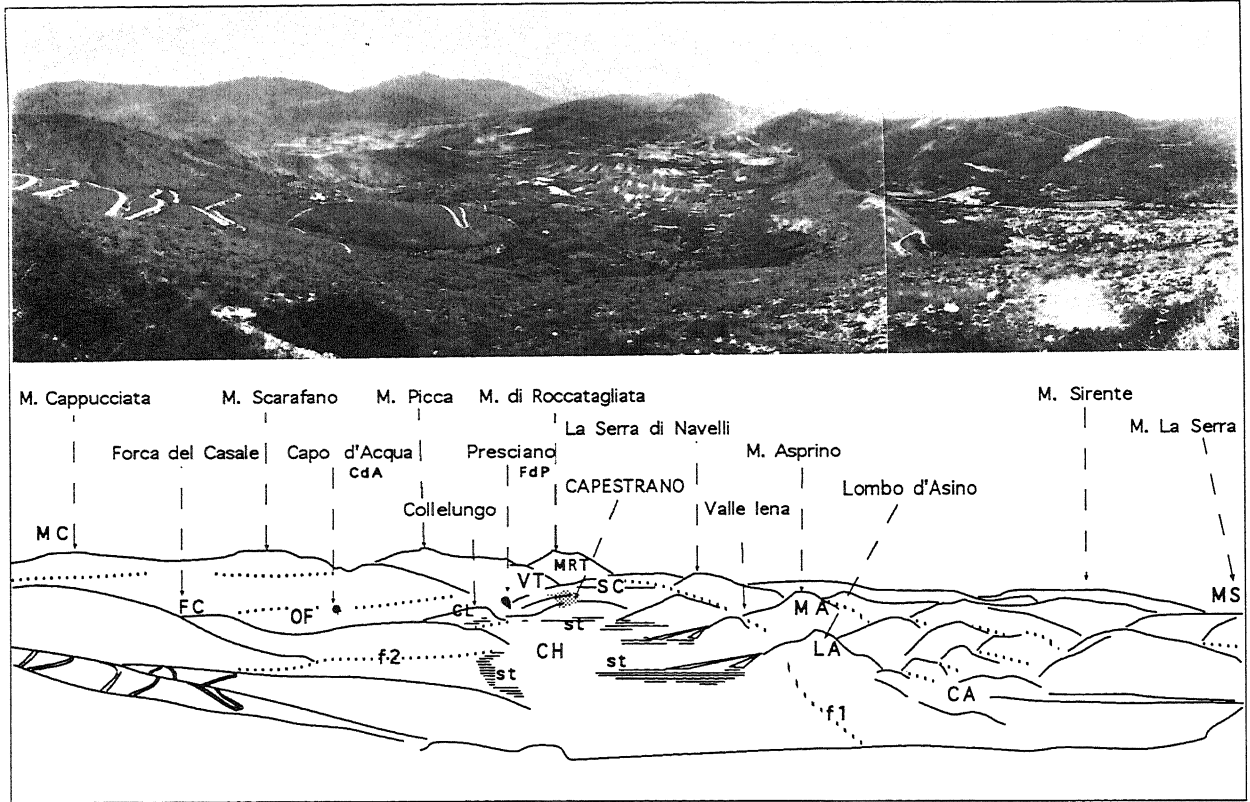


Fig. 2 - Panoramica dallo Stop A3.

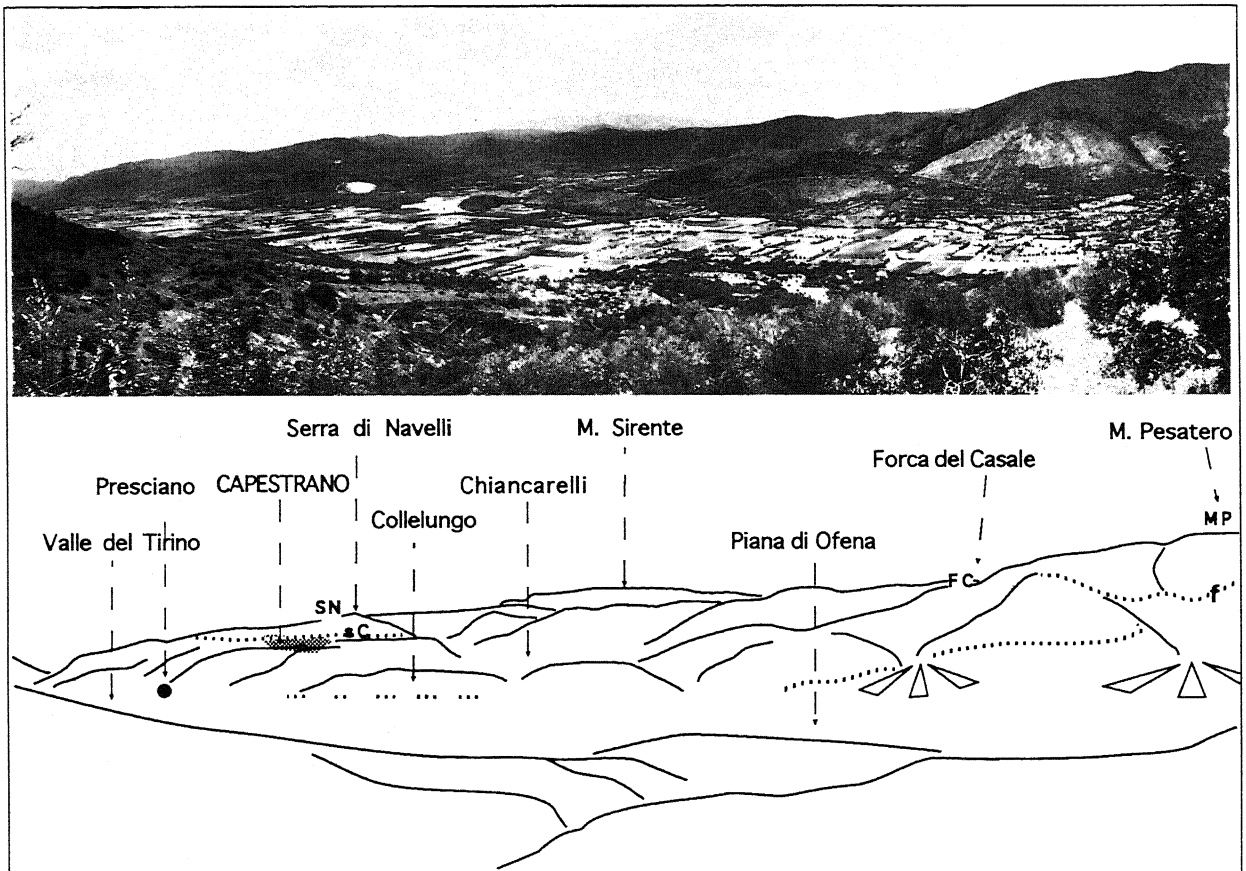


Fig. 3 - Panoramica dallo Stop A5.

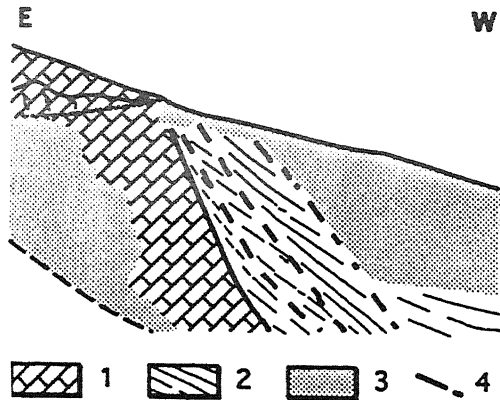


Fig. 4 - Particolare del contatto tra il substrato carbonatico e le breccie di C. Bottigliani sul versante E della piana di Ofena (Stop A5). Legenda: 1) unità carbonatiche del substrato; 2) breccie di C. Bottigliani; 3) coperture attuali e sub-attuali; 4) faglie.

direzione SSE si possono intravedere le superfici di Capestrano (SC) e la valle del Tirino s.s. (VT).

La depressione di Carapelle è delimitata ad W dal versante Monte la Serra (MS) / Monte Asprino (MA) su cui si possono osservare incisioni trasversali che drenano piccole valli parallele allo stesso versante via via più basse verso E (vedi anche Tav. 1). La depressione di Carapelle è separata da quella di Chiancarelli dalla dorsale di Lombo d'Asino (LA).

La dorsale di Lombo d'Asino è delimitata da due faglie a direzione circa N-S delle quali, da questa posizione si può osservare la struttura orientale (f1).

La depressione di Chiancarelli è delimitata ad E dalla cresta di Forca del Casale (FC) e da Collelungo (CL) con faglie bordiere (f2) in parte obliterate dai depositi dei cicli più recenti. Nella piana di Chiancarelli si può osservare la superficie sommitale del terrazzo (st) della formazione di C. Piccioli lievemente sospesa sul fondovalle e la conoide proveniente dall'area di Carapelle attribuita al complesso di C. Spera.

Ad E della cresta di Forca del Casale si sviluppa la piana di Ofena (OF). Questa, insieme al suo proseguimento verso S, costituito dalla valle del Tirino (VT), si estende lungo il fronte carbonatico più orientale nel tratto compreso tra M. Cappucciata (MC) ed il M. di Roccatagliata (MRT).

Le sorgenti del Tirino sono ubicate in prossimità di Capo d'Acqua (CdA) e presso le fonti di Presciano (Fdp).

Stop A4

In questa località si possono osservare i depositi delle formazioni del complesso del Convento dei Cappuccini ed il loro rapporto stratigrafico. Tali depositi rappresentano il primo riempimento lacustre della conca del Tirino.

Alla base sono presenti i limi di S. Pietro; questi sono costituiti da limi calcarei e limi sabbiosi finemente stratificati e lievemente basculati. Tali limi contengono piccoli gasteropodi continentali e opercoli.

Verso l'alto e' possibile osservare il passaggio, in parziale eteropia laterale, alle breccie di C. Bottigliani. Queste risultano localmente molto grossolane, in parte evolute e caotiche, mentre più a S sono costituite da banchi stratificati e cementati con clasti mediamente poco o non arrotondati.

Stop A5

Da questa posizione si ha uno sguardo d'insieme della Piana di Ofena dal versante orientale (Fig. 3). Di fronte è visibile la cresta di Forca del Casale (FC) che dalla quota di 1.176 m al Monte Pesatero (MP) si deprime fino a 440 m; tale struttura è delimitata alla base del versante da una faglia ad andamento NNW-SSE che a N interessa le formazioni più antiche del sistema di depressioni del Tirino (f) e più a S risulta sepolta dalle formazioni più recenti.

Verso S si osservano le superfici di Capestrano (sC), che si estendono alle spalle dell'omonimo abitato. Tali superfici, interpretate come superfici relitte, sono delimitate a monte dal versante della Serra di Navelli (SN) e si sviluppano tra le quote di 650 ed 800 m circa.

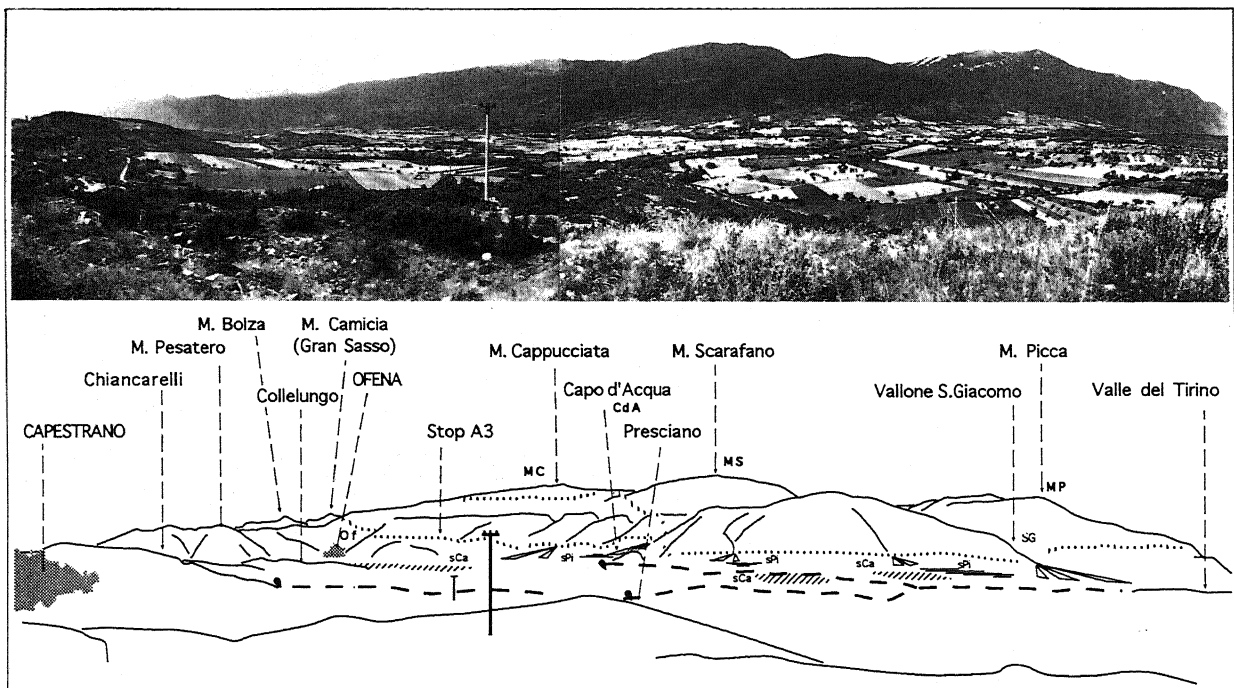


Fig. 5 - Panoramica dallo stop A7

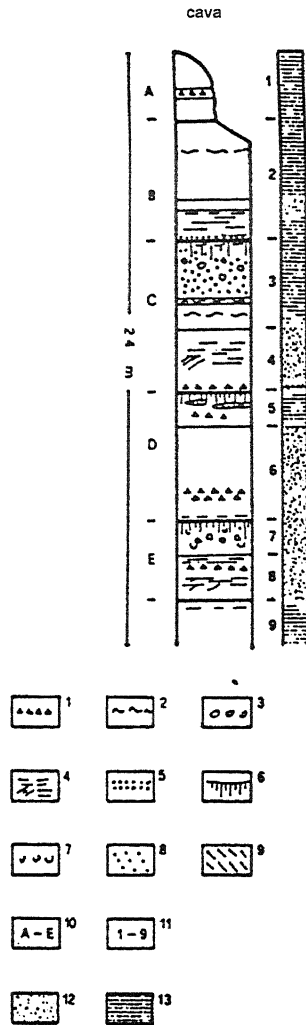


Fig. 6 - Le tufiti di Carapelle nella cava oggetto dello stop A8. Legenda: 1) livelli a piccoli clasti calcarei; 2) patine carbonatiche; 3) concrezioni calcaree; 4) strutture a lamine generalmente limose; 5) livelli a plaghe sabbiose; 6) strutture podogenetiche; 7) gasteropodi polmonati; 8) intercalazioni sabbiose; 9) intercalazioni limose; 10) cicli di sedimentazione; 11) numero d'ordine degli orizzonti; 12) sabbie e limi talora debolmente cementati; 13) limi e siltiti più o meno sabbiose (da Bosi *et al.*, 1991).

Come descritto in Bosi *et al.* (1991) la successione tuffitica affiora con buona esposizione sui fianchi di una cava abbandonata ed è schematizzata in Figura 6. Si tratta di una pila di strati sabbiosi e limosi (1, 2, in Fig. 6) costituiti quasi esclusivamente da minerali vulcanici (analcime, nefelina, augite, biotite, raro sanidino, vetro), con frequenti livelli di pomici le cui dimensioni massime raggiungono i dieci millimetri (dimensione media qualche millimetro); la componente carbonatica è concentrata in pochi e sottili livelli di clasti calcarei a spigoli vivi e in alcuni orizzonti concrezionari probabilmente connessi con fenomeni di pedogenesi. Questi ultimi sono testimoniati anche da strutture pedogenetiche presenti a vari livelli e, unitamente ad altre caratteristiche sedimentologiche (quali gradazione granulometrica e caratteristiche delle superfici di contatto fra gli strati), indurrebbero a ritenere che l'intera successione sia il risultato di almeno cinque episodi sedimentari diversi (A, B, ... in Fig. 6), separati da apprezzabili lacune. Gli unici resti organici sono rappresentati da gusci di gasteropodi polmonati. L'ambiente di sedimentazione è generica-

Gli orizzonti sottostanti alla successione descritta sono stati esplorati mediante un sondaggio a carotaggio continuo, il quale ha riconosciuto la presenza, fino alla profondità di circa 37 metri (contata a partire dalla base della successione tuffitica affiorante nella cava), di livelli limoso-sabbiosi (costituiti da smectite, illite più altri minerali argillosi, feldspati, quarzo e, talora, calcite) con intercalazioni di livelli decimetrici a sola halloysite e vetro, nonché di livelli sabbiosi con pomici, biotite, halloysite e raro sanidino. L'ambiente di sedimentazione dovrebbe essere ancora di tipo lacustre.

La successione descritta, costituisce una monoclinale debolmente inclinata verso NW. Dato il rigoroso parallelismo degli orizzonti

Il versante orientale della piana di Ofena, su cui è ubicato lo stop, è costituito dalle brecce di C. Bottigliani che poggiano con un contatto tettonico sui calcari del substrato (Fig. 4). Lo stesso versante, più a valle, è interessato da piani di faglia a direzione NW-SE ed immersione SW che interessano le stesse brecce e formano piccoli gradini morfologici (Fig. 3).

Stop A6

Affiorano alla base i limi e limi sabbiosi bianchi della formazione di C. Cataldi caratterizzati qui da un abbondante contenuto in sabbie vulcaniche; la parte alta dell'affioramento è costituita dalla formazione di Capo d'Acqua, tale formazione, costituita da sabbie limose a vulcanico e sabbie con ghiaie, presenta alla base un contatto di erosione.

Stop A7

La panoramica osservabile da questa posizione (Fig. 5) permette uno sguardo d'insieme sul versante orientale della piana di Ofena che si estende dall'abitato di Ofena (Of) sino al vallone S. Giacomo (SG).

Lungo il versante si possono osservare un sistema di faglie ad andamento da NW-SE a NNW-SSE che ribassano la parte occidentale; nella parte alta del versante del M. Cappucciata (MC) si vede un importante liscione di faglia, più in basso si intravedono le morfologie associate alle faglie descritte nello Stop A3; i versanti del M. Scarafano (MS) e del M. Picca (MP) presentano strutture simili al sistema descritto che localmente interessano i depositi riferibili ai complessi del Pleistocene inferiore.

Alla base del versante si possono osservare numerose forme di conoidi alluvionali, attribuite al complesso di C. Spera, delle quali le maggiori sono in corrispondenza del vallone S. Giacomo e dell'abitato di Capo d'Acqua (CdA). Al margine della piana di Ofena si intravede la superficie sommitale dei terrazzi costituiti dalla formazione di C. Piccioli (sPI) lievemente sospesa sulla superficie sommitale dei terrazzi costituiti dalla formazione di C. Cataldi (sCa).

Stop A8

Scopo di questo stop è l'illustrazione della successione tuffitica di Carapelle che è una delle più interessanti fra quelle alle quali si è accennato al paragrafo 1.3, soprattutto in relazione a suo spessore che raggiunge la ventina di metri; spessori analoghi sono infatti noti soltanto nel sottuolo della conca di Ampero, poco a S del Fucino.

La successione stratigrafica riconosciuta nella depressione che ospita le tufiti comprende i seguenti termini:

- un complesso di brecce calcaree affiorante estesamente sul bordo settentrionale della conca; in questo complesso sono Bertini & Bosi (1993), senza però che sia possibile escludere la presenza di brecce più antiche;
- una formazione ghiaiosa rappresentata da modesti spessori di ghiaie calcaree attualmente affioranti sporadicamente in corrispondenza di una superficie relitta sviluppata nella zona di Carapelle Calvisio a quota 850 ca; la loro posizione stratigrafica è piuttosto incerta, specialmente per quanto riguarda i rapporti con il complesso delle brecce calcaree;
- la successione delle tufiti di Carapelle (oggetto dello stop), profondamente incassata sia nel complesso delle brecce;
- una formazione ghiaioso-sabbiosa, incassata nelle tufiti di Carapelle e ricoprente buona parte del fondo della conca, che è costituita da strati ghiaiosi e sabbiosi, a clasti poco arrotondati, ai quali si intercalano livelli di modesto spessore (5-10 cm) di sabbie con abbondanti clasti vulcanici; la deposizione di questa formazione è connessa con l'attività di conoidi alluvionali alimentati prevalentemente da NW;
- un complesso di depositi eluvio-colluviali connessi con gli eventi deposizionali ed erosivi più recenti.

che la costituiscono e le caratteristiche sedimentologiche indicate, sembra chiaro che questa giacitura non deriva da processi sedimentari, ma da dislocazioni tettoniche che hanno abbassato il lato della conca dopo la sedimentazione del materiale piroclastico. Questa ipotesi è dall'altra parte avvalorata da alcune faglie visibili in corrispondenza della sezione.

In relazione alla provenienza dei minerali vulcanici presenti nella successione, gli elementi di maggiore interesse sono costituiti dalle notevoli dimensioni di alcune pomici, dall'origine quasi esclusivamente vulcanica dei clasti costituenti gli orizzonti tuffitici e dal forte spessore della successione affiorante.

Un'altra circostanza di interesse è rappresentata dal carattere ciclico della sedimentazione tuffica testimoniato nella successione.

Tutti questi elementi, interpretati nel modo indicato da Bosi & Locardi (1991) fanno propendere per una origine locale della successione tuffica, nel senso di una provenienza da apparati ubicati in corrispondenza o nelle vicinanze della conca di Carapelle, a distanza, cioè, di gran lunga inferiori a quelle minime (dell'ordine del centinaio di chilometri) che le separano dagli apparati vulcanici peritirrenici.

2. SECONDA GIORNATA: LA CONCA DEL FUCINO

2.1 MORFO-LITOSTRATIGRAFIA (C; Bosi, F. Galadini e P. Messina)

Diversi lavori trattano i problemi relativi alla stratigrafia delle successioni continentali della conca del Fucino (in particolare Bertini & Bosi, 1976; Zarlenga, 1990; Bosi, 1989; Bosi & Messina, 1991); sulla base delle conoscenze bibliografiche e, soprattutto, dei dati ottenuti da rilevamenti inediti, è possibile delineare la situazione schematizzata in Figura 7.

L'unità stratigrafica più antica (I ciclo) è rappresentata da un insieme di sedimenti (complesso di Aielli) di ambiente prevalentemente lacustre, costituito nella parte media e inferiore da alternanze limoso-sabbiose e nella parte superiore da orizzonti ghiaioso-sabbiosi; nella parte superiore del complesso sono presenti anche caratteristici ammassi lentiformi di breccie calcaree con elementi spesso di grandi dimensioni (anche alcune centinaia di metri cubi).

Il bacino entro il quale si è sedimentata questa successione probabilmente occupava buona parte della attuale conca del Fucino, e si spingeva anche notevolmente al di fuori di essa, specialmente verso W e NW, nella direzione della valle del Salto. L'orografia delle aree circostanti il lago doveva essere completamente diversa da quella attuale, almeno per gran parte del tempo corrispondente alla sedimentazione del complesso in esame. A questo proposito è da mettere in evidenza la scarsità dei clasti calcarei in tutta la parte medio-inferiore dell'unità, nonché, nel caso degli orizzonti di breccie intercalati nella parte alta di questo complesso nella zona dei Tre Monti (G. Mariotti, com. pers.; A. Monaco, Tesi di Laurea ined., Univ. di Roma "La Sapienza"), l'estraneità degli stessi clasti alla successione carbonatica locale.

Il successivo ciclo di sedimentazione (II ciclo) è rappresentato dal complesso di Cupoli, costituito da ghiaie con intercalazioni sabbiose, di ambiente prevalentemente fluviale; queste ghiaie sono delimitate verso l'alto da una superficie pianeggiante (Alto di Cacchia) che potrebbe rappresentare un lembo fortemente rimodellato della originaria superficie di accumulo.

Al complesso in esame, marcatamente incassato in quello di Aielli, è stata dubitativamente attribuita una successione di caratteristici limi calcarei biancastri di ambiente lacustre, affioranti fra Pescina e Collarmele.

Anche nella zona circostante la conca del Fucino, analogamente a quanto riscontrato in altre conche abruzzesi (conche di Fossa e di Pescasseroli, in particolare), i versanti che dominavano le depressioni nelle quali si deponavano i sedimenti del II ciclo erano interessati dalla sedimentazione di caratteristiche breccie a matrice generalmente rosata (breccie di Bisegna di Bosi & Messina, 1990; breccie di Fonte Vedice di Bertini & Bosi, 1993). L'esatta posizione stratigrafica di queste breccie non è ancora del tutto chiara; esse dovrebbero tuttavia essere eteropiche dei sedimenti del II ciclo (complesso di Cupoli nel caso del Fucino) o di poco successive ad esso.

Il III ciclo sedimentario presente nell'area è rappresentato dalla formazione di Pescina, costituita da una successione ghiaiosa piuttosto potente (fino ad una quarantina di metri), sedimentata prevalentemente ad opera di un corso d'acqua il cui andamento doveva essere simile a quello dell'attuale fiume Giovenco; a questa successione fa riscontro, più a NW, sul versante settentrionale della conca, una successione prevalentemente sabbioso-limosa che rappresenta il prodotto della sedimentazione in un bacino lacustre al quale affluiva il corso d'acqua.

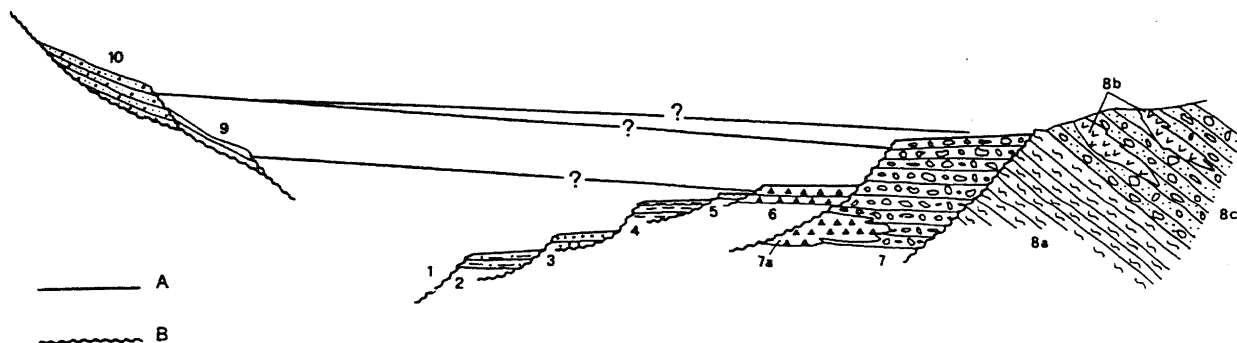


Fig. 7 - Schema dei rapporti morfo-litostратigrafici per la successione pliocenico-mesopleistocenica della zona della conca del Fucino. Legenda: 1) successione suprapleistocenico-olocenica indifferenziata di Giraudi (1989); 2) formazione di Boscito; 3) formazione di Pervole; 4) formazione di Collarmele; 5) formazione di Casoli; 6) formazione di Pescina; 7) complesso di Cupoli (prevalentemente ghiaie passanti localmente a limi bianchi, 7a); 8) complesso di Aielli (successioni prevalentemente limoso-sabbiose, 8a; breccie anche a grossi elementi, 8b; successioni prevalentemente ghiaioso-sabbiose, 8c); 9) breccie dei Tre Monti; 10) breccie di Bisegna; A) superficie di accumulo; B) superficie di erosione.

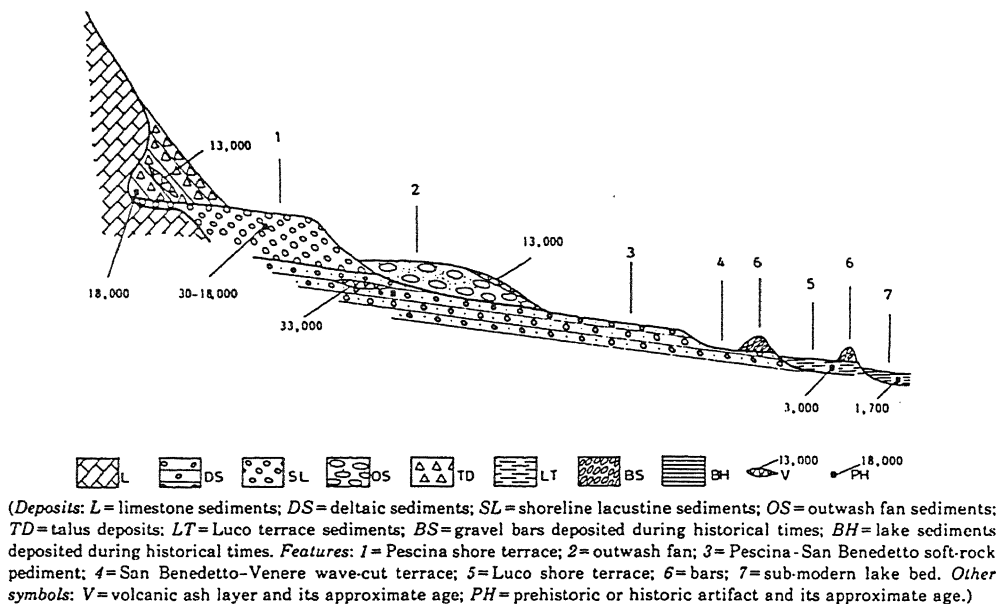


Fig. 8 - Schema dei rapporti morfo-litostratigrafici nella conca del Fucino relativo agli ultimi 30.000 anni (da Giraudi, 1989)

A tetto della formazione di Pescara si rinvengono, attorno a quota 860-870 circa, lembi di una superficie pianeggiante che rappresenta verosimilmente l'originaria superficie di accumulo.

Alla formazione in esame sono probabilmente riferibili anche alcuni conoidi alluvionali, il più evidente dei quali è ubicato allo sbocco del Vallone, a NE di Collarmeale.

La sedimentazione della formazione di Pescara è stata seguita da una serie di eventi sedimentari ed erosivi che si sono realizzati con riferimento a livelli di base locali non sostanzialmente diversi da quello relativo alla stessa formazione. Questi eventi hanno dato luogo alla genesi di due diverse unità stratigrafiche, rappresentate, la prima, da sabbie con ghiaie minute di ambiente probabilmente lacustre (formazione di Casoli), e, la seconda, da ghiaie ad elementi poco arrotondati con intercalazioni sabbioso-limose, probabilmente fluviali; a queste ultime è associata una superficie di accumulo ben conservata in corrispondenza dell'abitato di Collarmeale (formazione di Collarmeale).

Nella zona dei Tre Monti la successione complesso di Aielli-brecce di Bisegna è spesso ricoperta in discordanza da orizzonti di brecce calcaree stratificate a franapoggio. La posizione stratigrafica di queste brecce (brecce dei Tre Monti) non è del tutto chiara; tentativamente esse possono essere correlate con le brecce di S. Sebastiano, coeve alla formazione di Pescara (Bosi & Messina, 1991).

Il successivo ciclo sedimentario (il quarto se si trascurano gli episodi sedimentari avvenuti immediatamente dopo la sedimentazione del III ciclo, così come sopra definito), corrisponde ad una successione sedimentaria (formazione di Pervole), profondamente incassata nella formazione di Pescara, che è costituita da ghiaie sabbie e limi di ambiente variabile da fluviale a lacustre. A tetto di questa successione, il cui spessore non supera i 10÷15 m, è sviluppata una superficie suborizzontale, posta a quota 800 circa fra gli abitati di Cerchio e Pescara, interpretabile come la originaria superficie di accumulo della formazione in esame.

La successiva formazione (formazione di Boscito, già indicata come "complesso del cimitero di Pescara" in Bosi, 1989 e in Bosi & Messina, 1991) è caratterizzata dalla presenza di orizzonti decimetrici costituiti pressochè interamente da materiali di origine vulcanica, intercalati a sedimenti di varia litologia (sabbie e subordinatamente limi e ghiaie) e, probabilmente, di vario ambiente; a questo ciclo sedimentario (il quinto), incassato entro tutti i termini della serie precedentemente descritti, possono essere riferiti gli orizzonti di C. Colombaia e quelli del Cimitero di Pescara, descritti da Zarlenga (1990), nonché altri livelli riconosciuti recentemente fra Cerchio e Collarmeale in corrispondenza di scavi per la posa di un metanodotto.

La distribuzione attuale nell'ambito della conca del Fucino dei principali complessi sedimentari descritti è quella delineata nella Figura 9.

In nessuna delle formazioni che costituiscono la parte della successione continentale fino a qui descritta sono mai stati rinvenuti elementi di sicura validità sotto il profilo geocronologico. Anche gli ultimi tentativi, eseguiti con la cortese collaborazione di A. Paganelli (palinologia), E. Gliozzi (ostracodi), D. Esu (malacofauna), non hanno dato purtroppo esiti di sorta.

In queste condizioni gli unici riferimenti possibili restano pertanto quelli proposti sulla base di considerazioni e correlazioni a scala regionale da Bosi (1989) e da Bosi e Messina (1991), con le modifiche indicate in Bosi *et al.* (in preparazione). Questi riferimenti sono i seguenti:

- formazione di Aielli: Pliocene, senza possibilità di ulteriori precisazioni;
- complesso di Cupoli: Pleistocene inferiore;
- brecce di Bisegna: parte alta del Pleistocene inferiore o parte bassa del Pleistocene medio;
- formazioni di Pescara, di Pervole e di Buscito: Pleistocene medio.

Alla successione finora descritta fa seguito la complicata serie di eventi deposizionali ed erosivi descritta nel paragrafo seguente.

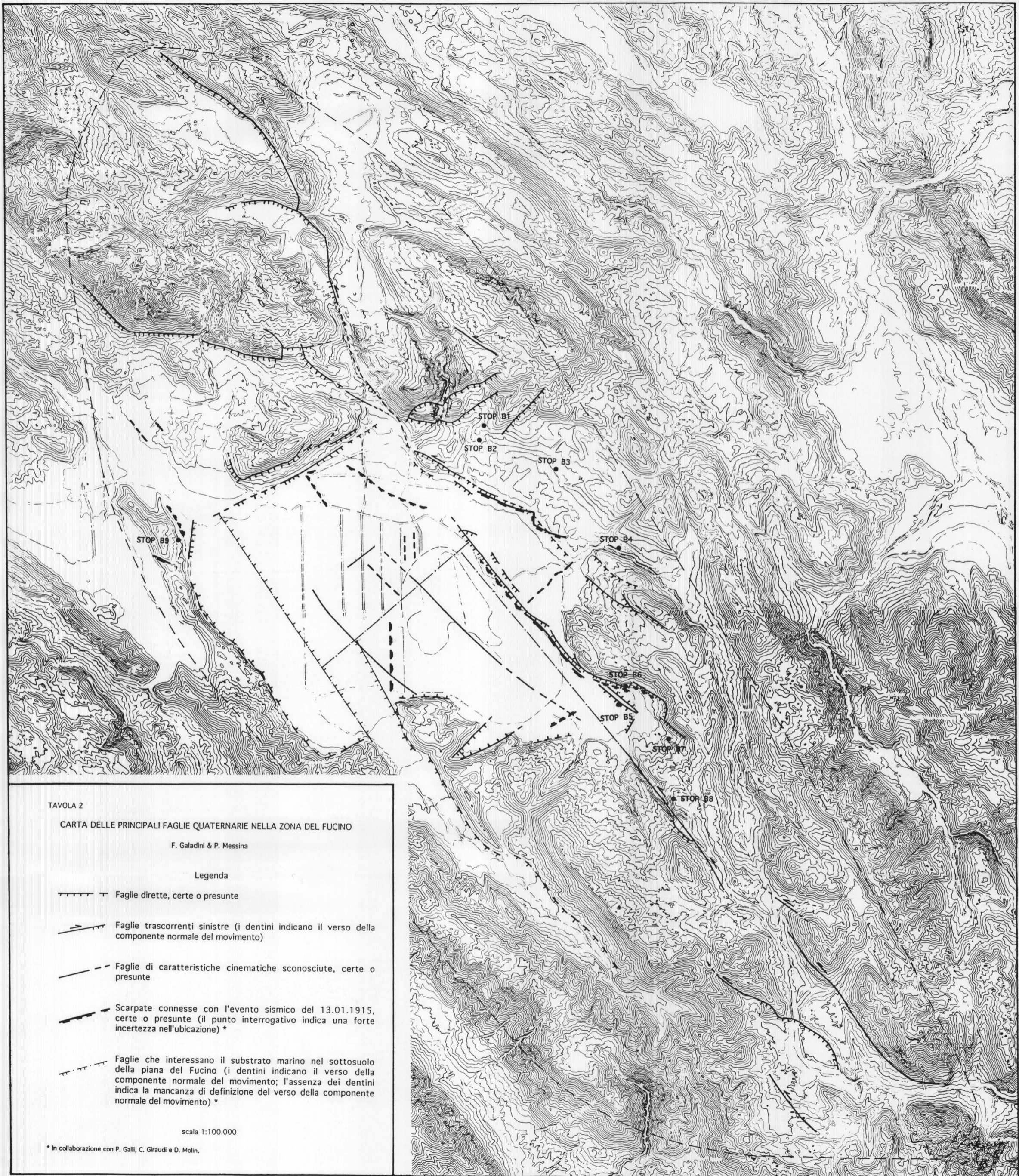




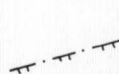


TAVOLA 2

CARTA DELLE PRINCIPALI FAGLIE QUATERNARIE NELLA ZONA DEL FUCINO

F. Galadini & P. Messina

Legenda

- 
 Faglie dirette, certe o presunte
- 
 Faglie trascorrenti sinistre (i dentini indicano il verso della componente normale del movimento)
- 
 Faglie di caratteristiche cinematiche sconosciute, certe o presunte
- 
 Scarpate connesse con l'evento sismico del 13.01.1915, certe o presunte (il punto interrogativo indica una forte incertezza nell'ubicazione) *
- 
 Faglie che interessano il substrato marino nel sottosuolo della piana del Fucino (i dentini indicano il verso della componente normale del movimento; l'assenza dei dentini indica la mancanza di definizione del verso della componente normale del movimento) *

scala 1:100.000

* In collaborazione con P. Galli, C. Giraudi e D. Molin.

2.2 L'EVOLUZIONE DEL FUCINO NEGLI ULTIMI 30.000 ANNI (C. Giraudi)

Alla successione descritta nel paragrafo precedente fa seguito una complicata serie di eventi sedimentari ed erosivi, sintetizzabili nel modo indicato nella Figura 8, che permette di delineare l'evoluzione geologica della zona negli ultimi 30.000 anni. Questa evoluzione è stata fortemente condizionata dalla costante presenza di un lago (prosciugato nel XIX secolo) e dalla intensa attività tettonica che ha interessato il fondo della conca ed i versanti che la bordano.

Nell'intervallo indicato la sedimentazione è rappresentata principalmente da depositi di facies lacustre, lacustre litoranea e deltizia. La sedimentazione è continua solo nella parte centrale del bacino, mentre ai suoi margini, interessati da ripetute variazioni di livello del lago, si riconoscono numerose lacune.

Al di fuori della zona occupata dal lago sono abbastanza estesi depositi alluvionali, formati in massima parte in concomitanza con lo scioglimento dei ghiacciai, presenti nel massiccio del Velino ed alla testata della Vallelonga, nel Pleistocene superiore. Discreta rilevanza rivestono peraltro anche i depositi alluvionali depositi in epoca storica.

Al piede dei versanti carbonatici sono presenti estese coltri di detrito di falda, riferibili prevalentemente al Tardiglaciale ed all'Olocene.

Le forme riconoscibili ai margini della piana sono prevalentemente di origine lacustre; sono riconoscibili terrazzi di accumulo e di erosione su sedimenti sciolti, nonché piattaforme di abrasione lacustre su calcari, anche piuttosto estese.

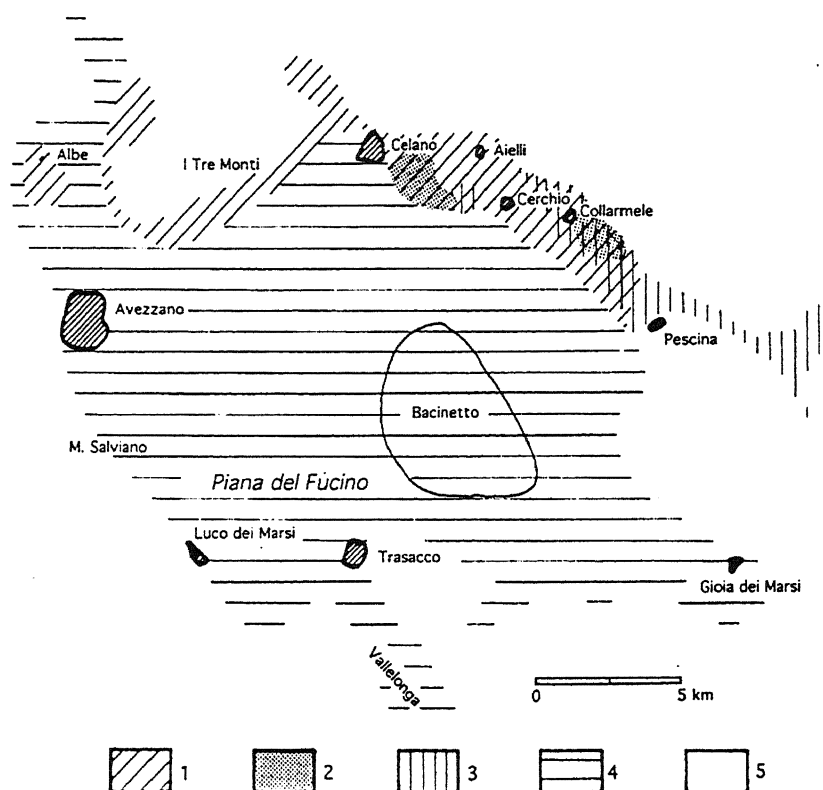


Fig. 9 - Distribuzione areale delle principali successioni stratigrafiche continentali nella zona della conca del Fucino. Legenda: 1) zona di affioramento del I ciclo sedimentario; 2) idem del II ciclo; 3) idem del III ciclo; 4) zona coperta dalla successione suprapleistocene-olocenica di Giraudi (1989); 5) zona costituita dal substrato meso-cenozoico, affiorante o coperto da breccie pleistoceniche e da coltri detritiche oloceniche.

2.3 PROBLEMATICHE RELATIVE ALL'EVOLUZIONE TETTONICA RECENTE (F. Galadini e P. Messina)

Le strutture di seguito descritte (Tavola 2) dovrebbero aver giocato un ruolo fondamentale nell'ambito dell'evoluzione tettonica recente della Piana del Fucino.

1 - Il sistema di faglie Alto Sangro-Fucino è costituito da faglie NW-SE, per una lunghezza complessiva dell'ordine dei 40 km. Per circa 25 km di esso è definibile la cinematica trascorrente sinistra successiva alla deposizione della Formazione di Pescasseroli, attribuita al Pleistocene inferiore da Galadini & Messina (1993).

2 - Le faglie Gioia dei Marsi-S. Benedetto dei Marsi e il sistema di faglie della S.S. Marsicana, con direzione NW-SE, sono evidenziate prevalentemente da scarpate di faglia. Queste strutture sono caratterizzate da movimenti assai recenti, addirittura in alcuni casi riferibili al terremoto del 13.01.1915 (Oddone, 1915; Serva *et al.*, 1986; Giraudi, 1988), comprovati ulteriormente da studi effettuati dagli scriventi nella zona di Venere.

3 - La faglia di Ovindoli, NNW-SSE, è caratterizzata da movimenti con componente prevalentemente trascorrente sinistra successivamente all'ultimo massimo glaciale (18.000 anni fa).

4 - Le strutture del settore settentrionale della Piana del Fucino, con direzioni NE-SW ed E-W (zona di faglia dei Tre Monti, faglia Avezzano-Celano, faglia Cerchio-Petogna, faglie dell'area S. Vittorino-Aielli, faglia M.ti della Magnola-M. Velino) sono tutte caratterizzate da importanti movimenti verticali.

Le difficoltà di interpretazione del contesto cinematico derivano prevalentemente dalla necessità di spiegare la coesistenza di elementi strutturali a carattere distensivo con elementi strutturali a carattere trascorrente sinistro. Sulla base della descrizione delle strutture di cui sopra, gli elementi strutturali distensivi sembrerebbero costituire i limiti del bacino o caratterizzare la parte interna di esso, nonostante spesso la loro cinematica non sia definita in senso univoco. Gli elementi trascorrenti sono assai evidenti esternamente al bacino, a N e a S di esso.

Tuttavia, il panorama cinematico è ulteriormente complicato dal fatto che esistono anche strutture esterne al bacino, con direzione NW-SE, per le quali sono comunque ipotizzabili cospicui movimenti verticali, legati a cinematica distensiva. E' il caso, ad esempio, della faglia del versante SW del M. Parasano, subito ad E della Piana del Fucino, i cui movimenti verticali costituiscono una delle condizioni del progressivo impilamento di un ingente spessore di detriti stratificati (Bosi *et al.*, 1993). E' il caso anche delle strutture della Vallelonga (dir. NW-SE), a SW della Piana del Fucino, che sembrerebbero caratterizzate da movimenti con componente verticale decisamente elevata, pur trovandosi a poco più di una decina di km a W della citata alta valle del Sangro caratterizzata da trascorrenze assai evidenti.

D'altro canto, all'interno dell'alveo del Fucino (bordo settentrionale), l'analisi strutturale condotta sulle microdeformazioni dei ciottoli del complesso di Cupoli (2° ciclo deposizionale) mostra un *pattern* deformativo perfettamente consono a movimenti trascorrenti sinistri su faglie NW-SE.

La citata complessità strutturale, desumibile dai pochi cenni sulla cinematica delle principali strutture fucensi, rende difficile la definizione di un quadro di evoluzione tettonica recente. Probabilmente i dati disponibili necessiterebbero di un'interpretazione nei termini di un modello in grado di rendere conto della coesistenza sincrona di elementi strutturali caratterizzati da cinematica distensiva e trascorrente. Un modello di evoluzione tettonica formulato su queste basi è, allo stato dell'arte, non definibile. L'alternativa ad un'ipotesi di questo tipo è rappresentata da un'evoluzione tettonica che sia il risultato di momenti deformativi a scala regionale, diversi nei loro riflessi cinematici (movimenti distensivi e movimenti trascorrenti), attualmente difficilmente interpretabili e quantificabili. Quest'ultima ipotesi, in base i dati oggi disponibili, sembra meno probabile. La conclusione più ovvia di quanto riportato è rappresentata dalla necessità di evitare semplici e suggestive ipotesi modellistiche in ambito neotettonico, indipendentemente dal carattere innovativo o conservatore delle stesse.

2.4 ASPETTI SISMOTETTONICI (F. Galadini, P. Galli, C. Giraudi e D. Molin)

La sismicità storica del Fucino (dovuta a terremoti di origine locale) risulta relativamente modesta. Non considerando il terremoto del 13.01.1915, essa infatti è caratterizzata da una breve serie di eventi di cui il più antico, secondo il catalogo CNR-PFG (1985), 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, laddove si escluda il terremoto di Magliano dei Marsi del 1904 (VIII-IX grado MCS), che però ha origine in un'area limitrofa alla Piana del Fucino.



Fig.10 - Panoramica dallo stop B1 (simboli nel testo). La foto in basso è il prolungamento verso destra della foto in alto.

Le ricerche paleosismologiche (Giraudi, 1988; Brunamonte *et al.*, 1991) hanno evidenziato la presenza di probabili deformazioni cosismiche di epoca tardo-romana (forse in coincidenza con il terremoto del 484, fortemente avvertito in Roma) e di scarpate di faglia probabilmente connesse con due eventi sismici preistorici (3000-3500 e 5000-5500 anni fa).

Per ciò che riguarda il terremoto del 13.01.1915 ($M_s = 6.9$, Ward & Valensise, 1989) la distribuzione areale delle intensità nell'area maggiormente colpita risulta piuttosto irregolare, da un lato probabilmente in funzione della complessità dell'evento (due aree principali di maggior danneggiamento nei settori nord-occidentale e orientale della Piana, con X-XI grado MCS), dall'altro a causa di assai evidenti effetti locali (diversa risposta sismica dei vari litotipi presenti nell'area, franosità ecc.).

L'effetto geologico macroscopico del terremoto del 13.01.1915 è costituito da una "faglia perimetrale" (v. Tav. 2), ampiamente descritta da Oddone (1915) e confermata da altri documenti storici e pubblicazioni. Questa rottura superficiale aveva direzione NW-SE nel settore orientale della Piana del Fucino, seguiva all'incirca il versante meridionale del bacino fino all'altezza di Trasacco, attraverso l'alveo raggiungeva Paterno sul versante settentrionale e, con alcune rotture a S di Celano, doveva tendere a raccordarsi con le strutture NW-SE dell'area orientale. Lo stesso Oddone (1915) fa cenno anche ad altre rotture superficiali, in parte comprovate da osservazioni degli scriventi, come ad es. la faglia che dal Santuario della Madonna di Pietracquaria, sul versante occidentale del M. Salviano, raggiungeva l'abitato di Le Cese.

Tuttavia, nonostante il materiale documentario e scientifico messo a disposizione dalle ricerche effettuate presso archivi pubblici e privati, biblioteche ecc., esiste, tranne alcuni casi, una notevole difficoltà nel definire l'esatta ubicazione delle strutture che si sono mosse in occasione del terremoto. Queste ricerche hanno comunque permesso di identificare con una certa precisione l'andamento delle rotture superficiali nel settore orientale della Piana. In questo settore esse sono rappresentate da due scarpate distinte a decorso NW-SE, con rapporti geometrici in pianta di tipo *en-écheleon*. La più orientale delle rotture sembra seguire il sistema di faglie della S.S. Marsicana, l'occidentale segue la faglia più prossima all'alveo del sistema Gioia dei Marsi-S. Benedetto. L'andamento sopra descritto coincide parzialmente con quello riportato da Serva *et al.* (1986). In questo contesto un problema più puntuale è rappresentato dalla faglia del M. Serrone al vertice SE della Piana cui sono riferiti movimenti in occasione del terremoto da Oddone (1915) e Serva *et al.* (1986). I rilevamenti geologici e morfologici effettuati lungo tutta la struttura tendono ad escludere tali movimenti.

A tutt'oggi, apparentemente, gli unici effetti geologici del terremoto passibili di interpretazione a fini tettonici sono rappresentati dalle rotture sul terreno del settore orientale della Piana. Queste deformazioni cosismiche, infatti, sulla base dei dati esistenti, appaiono meglio definite rispetto alle altre che dovevano essere presenti nell'area. Ma il tentativo di interpretare in chiave tettonica le rotture di superficie non può essere svincolato dalle considerazioni relative alla complessità del panorama neotettonico cui si è accennato nel paragrafo precedente. Anzitutto andrebbero chiariti i rapporti tra le due strutture cosismiche del settore orientale e il sistema di faglie NW-SE Alto Sangro-Fucino con il quale esse presentano una relazione geometrica, in pianta, di tipo *en-écheleon*. Mancando un quadro chiaro dell'assetto strutturale profondo tali rapporti non sono definibili. In secondo luogo non andrebbero trascurati i problemi cinematici, legati al fatto che le menzionate strutture cosismiche NW-SE sono poste in un contesto strutturale di movimenti trascorrenti sinistri anche recentissimi (faglia di Ovindoli) a N e a S della Piana del Fucino. Su un piano più generale, a questi problemi va aggiunto il fatto che praticamente mancano conoscenze relative alle rotture sul terreno nelle zone interne dell'alveo (in termini di posizione delle stesse in riferimento alle strutture interne al bacino evidenziate da Giraudi, 1986b).

In conclusione la comprensione del significato sismotettonico del terremoto fucense appare problematica in funzione della difficoltà ad interpretare univocamente i suoi effetti geologici e della complessità del quadro neotettonico dell'area.

2.5 DESCRIZIONE DEGLI STOP⁽⁴⁾

Stop B1

Lo stop intende fornire una panoramica su alcuni degli elementi stratigrafici e tettonici che caratterizzano l'estremità nord-orientale della conca del Fucino.

Nel breve percorso a piedi è possibile osservare (sulla destra salendo), alcuni orizzonti di ghiaie e blocchi, in matrice sabbiosa, appartenenti alla formazione di Aielli (I ciclo continentale); da notare la sensibile inclinazione verso NE.

La visione panoramica (Fig.10) mostra in primo piano una dorsale, interamente costituita dalla formazione di Aielli (**ai**), qui rappresentata da una successione prevalentemente sabbioso-limoso, nella quale sono intercalate bancate lentiformi di megabrecce (**mb**) e conglomerati, morfologicamente molto evidenti. Questa successione si appoggia lateralmente alle torbidity tortoniane (**to**).

Parzialmente celato dalla dorsale è il rilievo di Cupoli (**cu**), costituito da ghiaie e conglomerati della omonima formazione, che rappresenta il II ciclo sedimentario continentale presente nell'area.

Verso destra la panoramica mostra la gradinata di faglie tra la Serra di Celano e la Piana del Fucino. La struttura più alta (faglia di S. Vittorino, **f1**), pone a contatto i calcari del Cretacico con i calcari e le marne del Miocene. Nella parte ribassata, al tetto dei calcari è scolpita una superficie relitta assai evidente. Alla base del versante di S. Vittorino è presente la faglia de La Foce (**f2**), che pone a contatto i calcari del Cretacico con i sedimenti di 1° ciclo continentale. Più a Sud è visibile la scarpata di una faglia (**f3**) che ribassa verso S di circa 15 metri una antica superficie d'erosione scolpita nei depositi del 1° ciclo.

Stop B2

Alternanze di ghiaie e limi sabbiosi del complesso di Aielli (I ciclo). Nella successione sedimentaria è possibile distinguere più episodi deposizionali, alcuni dei quali caratterizzati dalla presenza di grossi massi calcarei. I ciottoli presenti nei livelli ghiaiosi sono mediamente subarrotondati. I depositi sono chiaramente dislocati da due faglie (direzione NW-SE).

I ciottoli sono interessati da microdeformazioni (Fig. 11, prevalentemente strie e *pits* stilolitici). Il campionamento di più di 600 strie mostra un forte isorientamento delle stesse. Purtroppo lo scarso numero di *pits* stilolitici osservati, con orientazioni fortemente disperse nello spazio, non consente la definizione statistica di un asse di raccorciamento medio.

(4) L'illustrazione degli stop è così distribuita: B1, B3, B4, B5, B7, C. Bosi, F. Galadini e P. Messina; B2, F. Galadini, R. Giuliani e P. Messina; B6, F. Galadini, C. Giraudi e P. Messina; B8, F. Galadini, e P. Messina; B9, C. Bosi, F. Galadini, C. Giraudi e P. Messina. L'ubicazione è riportata nella Tavola 2.

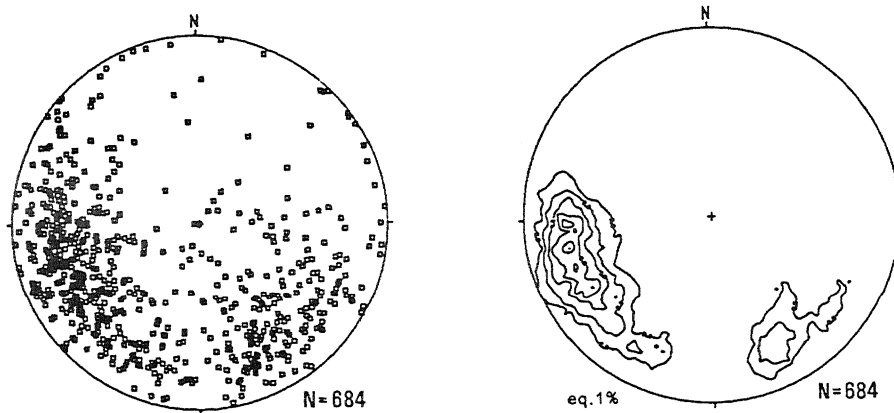


Fig. 11 - Diagrammi di Schmidt relativi ai poli (a) ed al *contouring* dei poli (b) delle strie osservate nei ciottoli degli orizzonti ghiaiosi del complesso di Aielli (proiezione emisfero inferiore).

Stop B3

Lo stop fornisce una panoramica della Conca del Fucino dal suo versante nord-orientale. Sulla sinistra (Fig. 12a) è visibile un lembo della superficie pianeggiante (**sp**) che rappresenta l'originaria superficie di accumulo della formazione di Pescina (III ciclo). Dubitativamente attribuito alla stessa formazione è anche il deposito della conoide (**dc**) visibile all'estremità destra della Figura 12b.

Al centro sono ben riconoscibili i depositi e le superfici relativi agli eventi sedimentari ed erosivi successivi al III ciclo sedimentario, realizzati con riferimento a livelli di base locali non sostanzialmente diversi da quello della formazione di Pescina. In particolare sono visibili il corpo dei depositi e la spianata su cui è costruito l'abitato di Collarmele (**co**) ed alcuni lembi di una superficie d'erosione pianeggiante che costeggia il piede del rilievo calcareo, corrispondente forse ad una linea di costa di un bacino lacustre (**lc**).

In secondo piano, a destra nella Figura 12b, sono visibili (**ai**) i depositi relativi al I ciclo sedimentario (complesso di Aielli) affioranti in prossimità dell'abitato omonimo, mentre al centro, dietro il viadotto dell'autostrada, si può scorgere la superficie suborizzontale legata alla sedimentazione della formazione di Pervole (**pe**).

Stop B4

Lo stop è dedicato alla illustrazione di una successione di ghiaie (Fig. 13) appartenenti alla formazione di Pescina che rappresenta il III ciclo sedimentario testimoniato nell'area. Queste ghiaie, riconducibili ad un ambiente di *braided stream*, appaiono



Fig. 12 - Panoramica dallo stop B3. La foto in basso è il prolungamento verso destra della foto in alto.

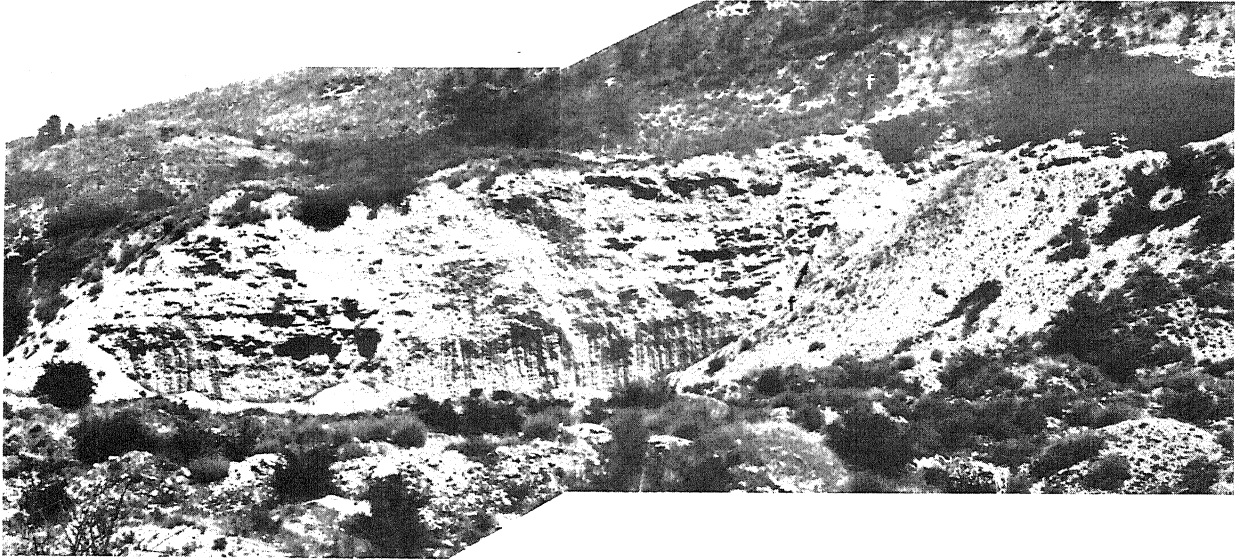


Fig. 13 - Panoramica dallo stop B4.

distintamente basculate verso NE ed interessate da alcune faglie (**f**) a direzione NW-SE.

Nella parte superiore della sezione si osserva un corpo ghiaioso-sabbioso (**tg**), manifestamente diverso dalle ghiaie descritte, interpretabile come lembo di un terrazzo fluviale, incassato entro la formazione di Pescina e probabilmente correlabile con la formazione di Pervole (IV ciclo).

Stop B5

Panoramica sul versante sud-orientale della conca del Fucino nella zona di Casali d'Aschi (Fig.14). Al centro è visibile la cava che sarà oggetto dello stop B 6. I detriti appoggiati al piede del versante carbonatico nella zona della cava (**b6**) sono in gran parte attribuibili al neolitico. Sulla destra affiorano strati di breccie appartenenti alla formazione delle breccie di Bisegna (**bb**) immergenti verso NE (pendenze variabili dai 45° nella parte bassa ai 20° nella parte alta) lo spessore minimo osservato è dell'ordine dei 70 metri.

Sulla sinistra la base del versante carbonatico è arretrata rispetto alla faglia NW-SE Venere dei Marsi-Casali d'Aschi.

In corrispondenza della cava un sistema di faglie (dir. NE-SW, con strie oblique destre) (**f1**) che pongono a contatto calcari con breccie e con detriti neolitici, funge da trasferimento della deformazione al sistema di faglie Le Grippe-Le Grette. Della faglia più sud-occidentale di questo sistema (**f2**) è visibile la scarpata nelle breccie sulla destra (direzione NW-SE).

La spianata su cui corre la strada percorsa è delimitata verso Casali d'Aschi da una scarpata di faglia con direzione NW-SE che isola una piccola depressione chiusa allungata nella medesima direzione. L'attività di questa faglia è successiva alla genesi della spianata di abrasione Pescina-S. Benedetto, elaboratasi a partire da circa 20.000 anni fa (Giraudi, 1988).

Stop B6

Gli sbancamenti di cava mettono in evidenza tre sezioni di particolare interesse.

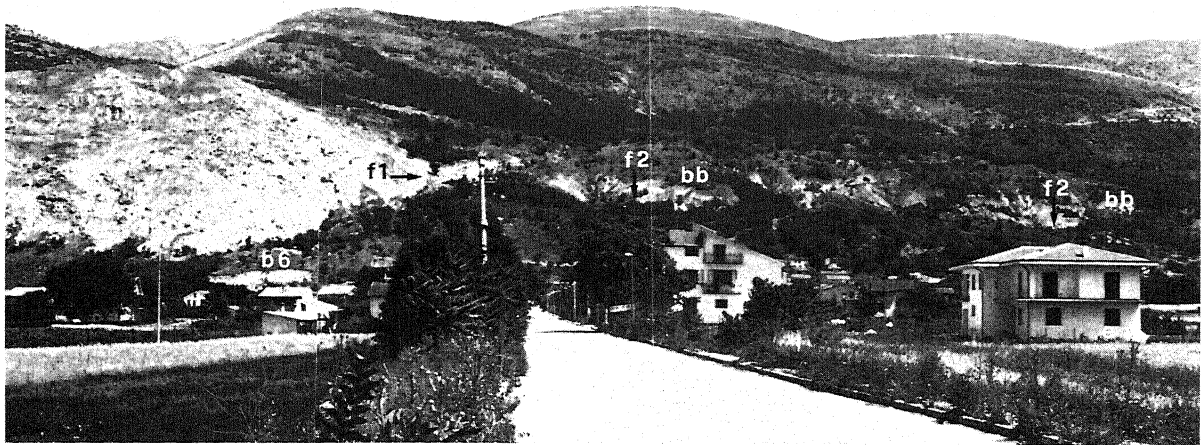


Fig. 14 - Panoramica dallo stop B5.

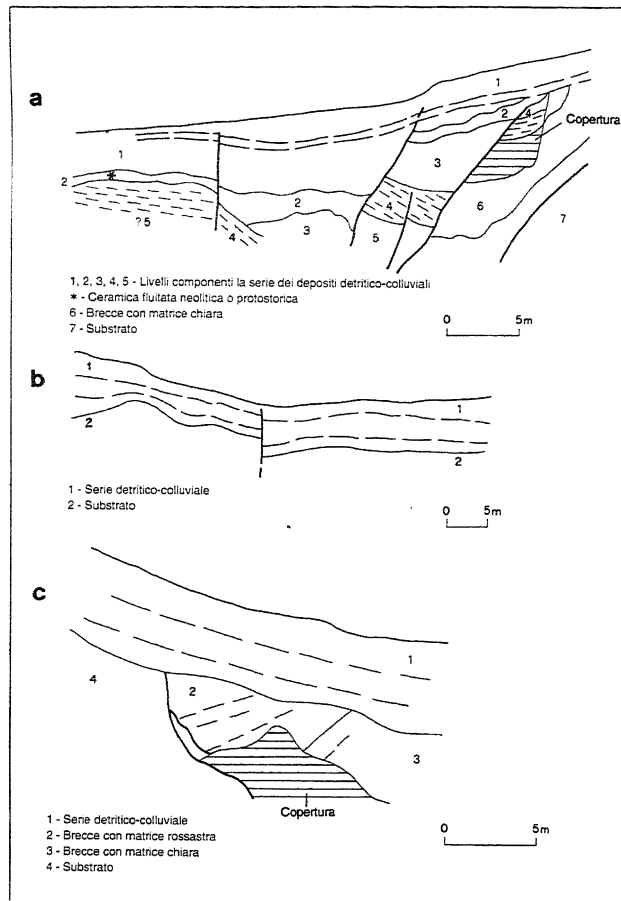


Fig. 15 - Schema della cava dello stop B6.

Nella prima (a partire da sinistra, Fig. 15a), è visibile una serie di depositi di versante, detritici e colluviali, poggiati su breccie cementate con matrice calcarea bianca e sul substrato carbonatico. All'interno della serie è presente un livello detritico colluviale con matrice nerastra in cui sono stati rinvenuti frammenti fluitati di ceramica neolitica o protostorica, databile a 4.000-5.000 anni fa o più recente. La parte inferiore, nella quale non sono stati rinvenuti elementi di datazione diretta, sembra comunque più recente di 18.000-20.000 anni fa.

La serie descritta appare dislocata da quattro faglie (dir. NW-SE). Una quinta faglia, di cui è ben visibile lo specchio, interessa il substrato carbonatico (direzione variabile da N53W fino a E-W). Tutte le faglie osservate fanno parte della struttura definita nel suo insieme "faglia Venere-Casali d'Aschi" nello stop B5. Osservando le faglie che dislocano la serie detritico-colluviale si nota che tre di queste ribassano la serie verso valle, mentre quella più lontana dal versante svolge la funzione di antitetica, ribassando la parte a monte. Nel complesso le faglie osservate costituiscono una struttura tipo *graben*. L'entità della dislocazione diminuisce verso l'alto, essendo di circa 6 m per i depositi contenenti ceramica fluitata e 15-20 cm per i sedimenti prossimi al tetto della serie.

Nella seconda sezione (parte centrale della cava, Fig. 15b) è visibile una serie detritico-colluviale, corrispondente perlopiù alla parte alta di quella descritta in precedenza, leggermente dislocata da una delle faglie NE-SW del sistema di trasferimento di cui allo stop B5. La dislocazione interessa sicuramente la parte medio-alta del deposito, ma non è chiaro se interessi anche il tetto.

Nella terza sezione (parte destra della cava, Fig. 15c) è possibile osservare la serie detritico-colluviale, descritta in precedenza, non deformata. Essa copre direttamente il substrato carbonatico e le breccie con matrice rosata. Queste ultime sono bascate contro monte e sono

a contatto con i calcari tramite una faglia NE-SW che appartiene al sistema di strutture di trasferimento di cui allo stop B5.

Stop B7

Panoramica sulla scarpata di faglia in roccia del M. Serrone. La scarpata di faglia è presente con continuità lungo tutto il versante, tranne nel settore centrale. Le incisioni nel detrito di versante sono responsabili dell'esumazione del piano di faglia e consentono l'osservazione dei rapporti strutturali tra detrito e versante carbonatico. Sulla sinistra è visibile un ampio settore in cui per motivi erosivi è assente il piano di faglia ed arretrata la scarpata. Sullo sfondo a destra, nella zona del paese di Sperone, la superficie relitta scolpita sui calcari non è dislocata dalla faglia.

Stop B8

Panoramica sul vallone del Rio Tana. Questa profonda incisione, con drenaggio da S verso N, tra il Parco Nazionale d'Abruzzo e la Piana del Fucino, è impostata su un segmento dell'importante struttura neotettonica definita nell'introduzione come "sistema di faglie Alto Sangro-Fucino". In prossimità del fondovalle è visibile un affioramento del piano di faglia nel substrato carbonatico. In vari altri punti ove il piano è stato osservato, solitamente esso è caratterizzato dalla presenza di indicatori cinematici trascorrenti. In alcuni casi, a ridosso del piano, affiorano depositi continentali di difficile collocazione nell'ambito delle successioni fucensi, probabilmente assai antichi, chiaramente deformati. Guardando in direzione N, verso la Piana del Fucino, l'ideale proseguimento della faglia in oggetto è in direzione del Bacinetto.

Stop B9

Panoramica del settore NW della conca del Fucino.

Nella parte sinistra della panoramica (Fig. 16 in alto) è visibile in primo piano il modesto rilievo di Albe, costituito in gran parte dai sedimenti del primo ciclo, correlabile con il complesso di Aielli (ai). La zona pianeggiante circostante questo rilievo corrisponde al conoide complesso di Valle Majelama. La superficie del conoide è costituita per la maggior parte da depositi fluvio-glaciali legati allo sviluppo ed al ritiro dei ghiacciai nella Valle Majelama (vm). Sullo sfondo è visibile la vistosa scarpata di faglia (f1) ai piedi della dorsale Velino-Magnola.

Nella parte destra della panoramica (Fig. 16 in basso) si osserva la scarpata di faglia (f2) ai piedi del rilievo dei Tre Monti; essa segna il contatto fra i calcari del substrato (a sinistra) con una successione continentale (a destra) costituita da depositi riferibili al I ciclo (complesso di Aielli), alle breccie di Bisegna ed alle breccie dei Tre Monti.

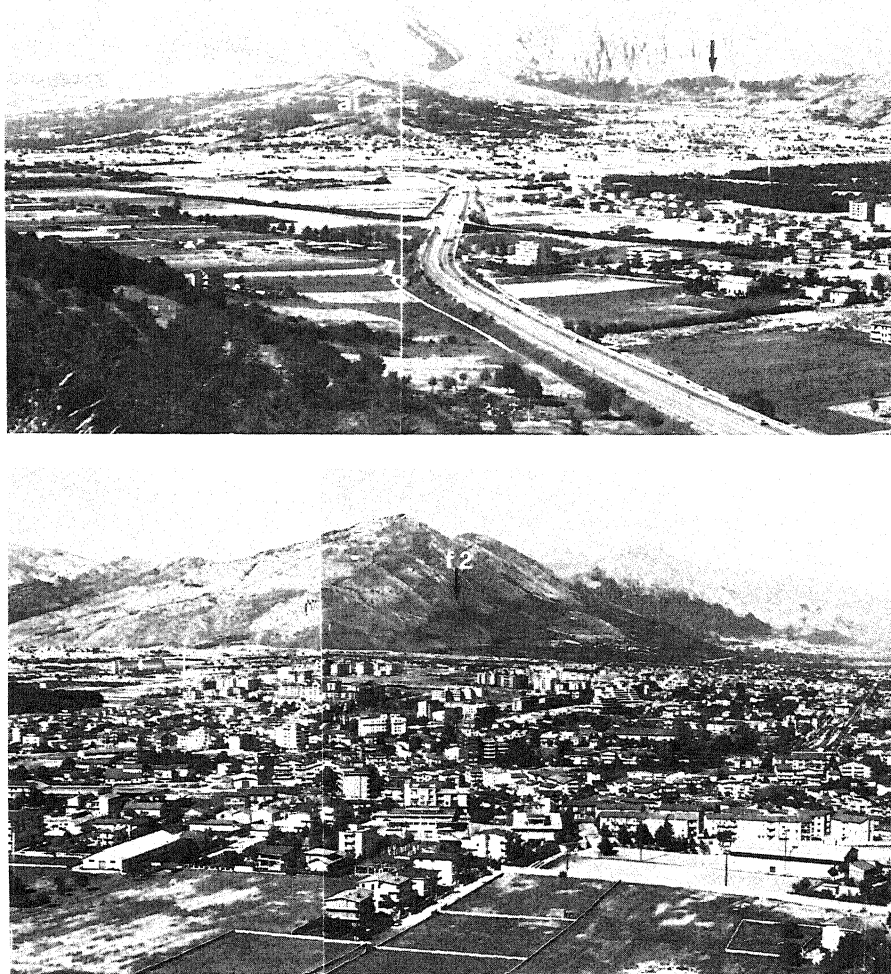


Fig. 16 - Panoramica dello stop B9. La foto in basso è il prolungamento verso destra della foto in alto.

3. TERZA GIORNATA: DALLA CONCA DI CORVARO ALLA CONCA DI RIETI

3.1 LA CONCA DI CORVARO (V. Bosi e V. Federici)

La conca di Corvaro è una piccola depressione di forma sub-triangolare, allungata lungo le pendici sud-occidentali dei M.ti della Duchessa. La successione continentale riconosciuta nell'area circostante la conca (tesi di laurea inedite di M. Busino e V. Federici) può essere schematizzata nel modo indicato nella Figura 17. A chiarimento di questa figura si possono fornire le seguenti indicazioni:

- 1) La formazione di Fosso S. Martino, costituita prevalentemente da marne, rappresenta la base della successione continentale; essa è di ambiente probabilmente lacustre e risulta priva di riferimenti cronologici.
- 2) La formazione di Torano rappresenta il prodotto di un ciclo di sedimentazione di facies variabile da lacustre a fluviale, sostanzialmente caratterizzata da una vistosa tettonizzazione con conseguente forte basculamento (30° - 40°). Essa è correlabile con il I ciclo continentale della conca del Fucino (complesso di Aielli), riferito ad un generico Pliocene.
- 3) La formazione di Collorso, costituita prevalentemente da ghiaie fluviali, presenta di regola giacitura sub-orizzontale. Questa formazione è stata correlata con la successione conglomeratica che nella conca di Rieti è stata attribuita al Villafranchiano superiore (v. § 3.2).
- 4) La formazione di Corvaro è costituita ancora da ghiaie fluviali e risulta profondamente incassata in quella di Collorso. La formazione occupa tutta la conca omonima ed era limitata verso l'alto da una superficie di accumulo della quale restano attualmente forse sporadici indizi che indicano una sua probabile inclinazione verso N-NE. Nella frazione sabbiosa delle ghiaie si rilevano sovente minerali di provenienza vulcanica; questa caratteristica, unitamente alla posizione stratigrafica rispetto ad altre formazioni (formazione di Camparelli riferita al Pleistocene superiore, vedi sotto) induce ad attribuire la formazione ad un generico Pleistocene medio.

- 5) La formazione di Borgorose presenta caratteristiche simili a quella di Corvaro della quale risulta di poco più recente.
- 6) La formazione di Le Cave e quella di Camparelli corrispondono a due fasi distinte dello sviluppo di un imponente conoide di deiezione fluvio-glaciale che proviene dal Vallone di Teve, a SE della Conca di Corvaro. Questo conoide, superata la dorsale che delimita ad occidente la conca stessa, raggiunge il fondovalle del F.Salto. Il conoide, strettamente connesso con le ultime pulsazioni glaciali, è correlabile con un conoide analogo posto a sud del M.Velino (allo sbocco di Valle Maielama) e riferito all'intervallo compreso fra 30.000 e 15.000 anni circa B.P (Frezzotti & Giraudi, 1992).

Dalla combinazione di dati tratti dal quadro stratigrafico così delineato e di dati relativi alla successione delle forme relitte riconosciute nella conca e nelle zone circostanti, è stato possibile ricostruire alcuni elementi dell'evoluzione del reticolo idrografico, schematizzati nella Figura 18. In sintesi questi elementi sono i seguenti:

- a) esistenza, anteriormente alla sedimentazione della formazione di Collorso, di un drenaggio caratterizzato probabilmente da un collettore principale a direzione circa N-S, diretto cioè verso l'attuale Fucino;
- b) successiva impostazione di un reticolo diverso, diretto verso W e NW: in alcune delle incisioni così formate si sedimenta la formazione di Collorso;
- c) creazione di una depressione chiusa, sostanzialmente corrispondente alla conca attuale, ad opera di una faglia NW-SE che ha sollevato la dorsale corrispondente all'attuale soglia di Colle Breccioso: questa depressione viene colmata dalla formazione di Corvaro;
- d) arrivo nella conca di ingenti apporti fluvio-glaciali provenienti da SE che provocano la tracimazione di un originario collettore drenante verso NW al di sopra della soglia di Colle Breccioso, con conseguente sua deviazione verso SW, fino a raggiungere direttamente il corso del Salto.

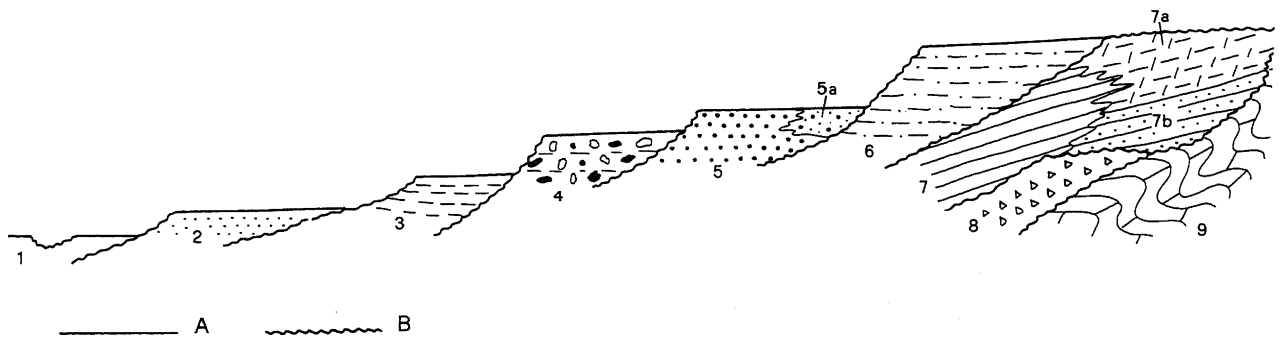


Fig. 17 - Schema dei rapporti morfo-litostratigrafici nella zona della conca di Corvaro. Legenda: 1) Coltri alluvio-colluviali nei fondovalle attuali; 2) formazione di Camparelli; 3) formazione di Le Cave; 4) formazione di Borgorose; 5) formazione di Corvaro (5b breccie di Valle Amara); 6) formazione di Collorso; 7) formazione di Torano (7a membro di Scarciofano; 7b membro di Spedino); 8) formazione di Fosso S.Martino; 9) substrato meso-cenozoico; A) superficie di accumulo; B) superficie di erosione.

L'assetto strutturale della zona circostante la conca è dominato da un elemento tettonico a direzione NW-SE, corrispondente all'imponente versante planare che limita a SW i Monti della Duchessa. Esso è rappresentato da una faglia normale, alla quale può essere associato un rigetto complessivo di oltre 1000 metri, caratterizzata da un piano coincidente con il versante avente una pendenza costante di 37°-39°.

Versanti di faglia perfettamente analoghi a quello esaminato sono stati riconosciuti poco più a NW, nella zona di Collemaggiore (Tesi di Laurea di V. Bosi, inedita). In questo settore, studi geologico-strutturali di dettaglio hanno evidenziato come questi versanti debbano la loro origine ad una riutilizzazione, in regime distensivo, di antiche rampe di *thrusts*. Fenomeni analoghi sono inoltre stati riconosciuti anche sia a NW (zona di Fiamignano; Mariotti & Capotorti, 1988) sia a SE lungo la dorsale del Monte Velino (Nijman, 1971). Tenendo conto di queste circostanze, sembra ipotizzabile che anche la faglia dei Monti della Duchessa corrisponda ad una superficie di *thrust* riutilizzata in regime distensivo; ciò potrebbe risultare avvalorato dalla presenza di una importante superficie di sovrascorrimento, riconosciuta a NW di Corvaro sull'esatto prolungamento della faglia menzionata.

Tenendo conto di quanto precedentemente indicato sul ruolo che la faglia che delimita a NE la dorsale di Colle Breccioso ha svolto nella genesi della conca, la conca nel suo complesso sembra dovuta al ribassamento del settore centrale, ora riempito dalla formazione di Corvaro, lungo due faglie normali (sintetica ed antitetica) che ne costituiscono rispettivamente i margini nord-orientale e sud-occidentale.

In relazione alla cronologia delle deformazioni, che hanno dato origine alla conca si può ritenere che l'attività "normale" della faglia dei Monti della Duchessa sia iniziata prima della formazione di Collorso (Pleistocene inferiore); lembi di questa formazione si

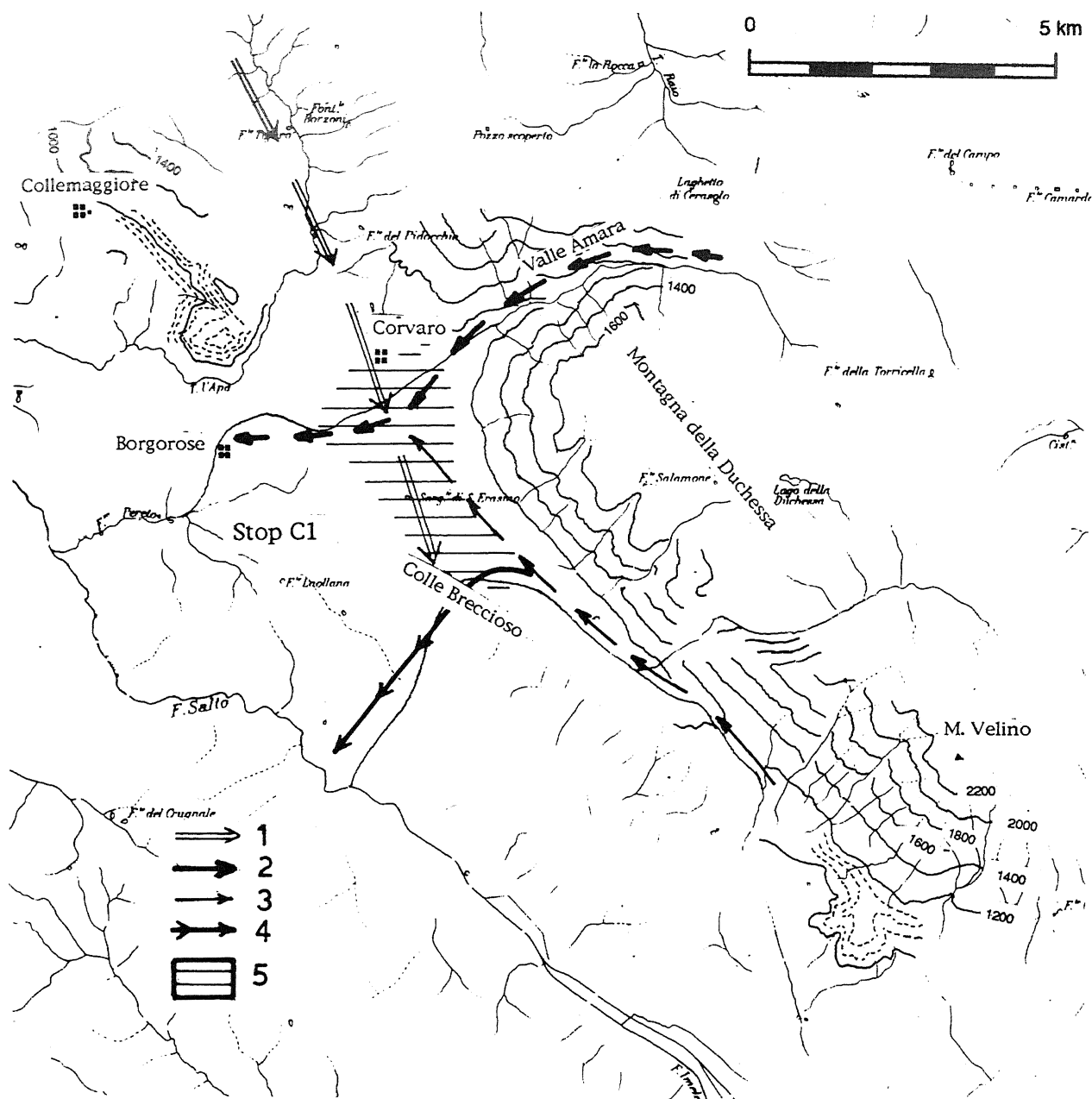


Fig. 18 - Elementi morfologici e paleo-idrografici nella zona circostante la conca di Corvaro. Legenda: 1) collettore precedente alla formazione di Collorso; 2) collettore più recente di 1 e precedente alla formazione di Collorso (attivo fino all'attuale); 3) collettore attivo in concomitanza con la sedimentazione della formazione di Corvaro; 4) collettore successivo alla formazione di Corvaro, originatosi a seguito della tracimazione della soglia di Colle Breccioso.

trovano infatti lungo le sponde di Valle Amara, chiaramente incisa almeno in parte trasversalmente al versante dei Monti della Duchessa. Lo scorrimento normale lungo la faglia di Colle Breccioso, che come indicato sopra ha dato origine alla conca, sembra di impostazione più tarda, successiva alla sedimentazione della formazione di Collorso; questa valutazione deriva sostanzialmente dalla distribuzione di questa formazione, che non mostra ispessimenti di sorta nella zona, indicando con ciò che al tempo della sedimentazione di quella formazione la conca non esisteva ancora.

Per quanto riguarda la parte più recente dell'evoluzione della conca si può ricordare che la faglia che borda la dorsale della Duchessa era già stata ritenuta "attiva" da Bosi (1975).

D'altra parte un'attività tettonica molto recente nella conca è chiaramente dimostrata dall'esistenza di alcune faglie che hanno interessato la formazione di Corvaro in tempi post-glaciali.

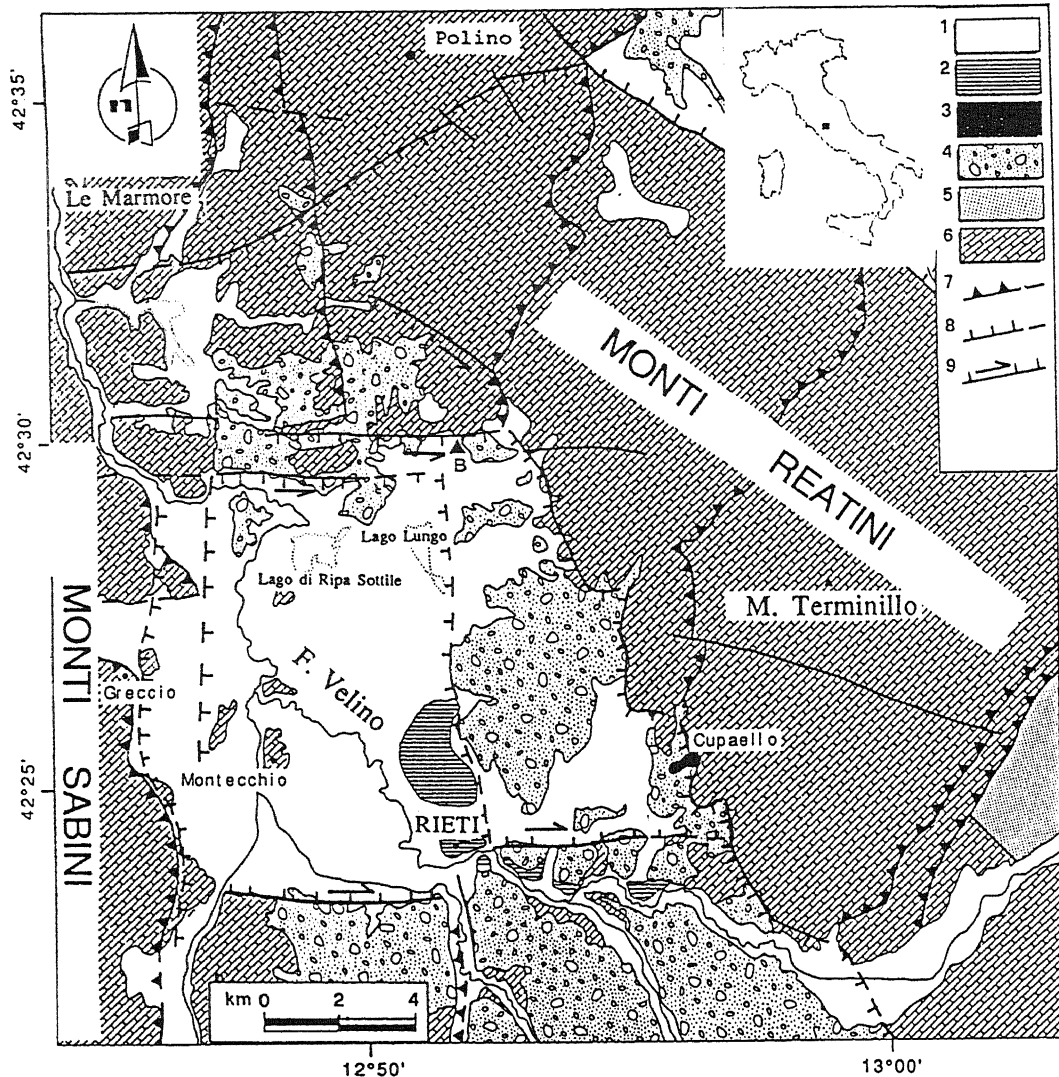


Fig. 19 - Schema geologico della conca di Rieti (da Michetti *et al.*, 1993). Legenda: 1) depositi fluvio-lacustri e coperture detritiche (Olocene - Pleistocene superiore); 2) travertini (Pleistocene medio - superiore); 3) centri vulcanici di Cupaello e Polino (Pleistocene medio); 4) sedimenti fluvio-lacustri (Pleistocene medio - Pliocene superiore); 5) depositi marini silicoclastici (Miocene superiore); 6) successione calcareo-silico-marnosa (Triassico - Miocene); 7) sovrascorrimento; 8) faglia normale; 9) faglia normale obliqua.

3.2 LA CONCA DI RIETI (F. Brunamonte, C. Carrara, G.P. Cavinato, L. Ferrelli, L. Serva, A.M. Michetti e M. Raglione)

3.2.1 Evoluzione geologica

La conca di Rieti è ubicata nel tratto sabino dell'Appennino centrale e costituisce una depressione intramontana a geometria subrettangolare, con bordi orientati in senso meridiano e parallelo. Il substrato meso-cenozoico dell'area è formato dai termini calcareo-silico-marnosi della successione umbro-sabina (Accordi & Carbone, 1986; Cavinato *et al.*, 1989; Cosentino *et al.*, 1991).

L'assetto strutturale della conca può essere ricondotto a quello di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, smembrata successivamente in più blocchi per l'effetto delle fasi tettoniche distensive del Plio-Quaternario (Accordi & Carbone, 1986; Cavinato *et al.*, 1989; Cosentino *et al.*, 1991). Per il Villafranchiano tale assetto è riconducibile a quello di un semigraben, guidato da una master fault identificabile con il sistema distensivo N160°, posto al margine orientale della conca (Cavinato *et al.*, 1989; Cosentino *et al.*, 1991; Cavinato, in stampa). A partire dal Pleistocene medio la sua evoluzione risulta controllata invece da un sistema distensivo orientato Nord-Sud, la cui master fault è posizionabile in corrispondenza del margine occidentale della piana reatina (Michetti *et al.*, 1993) (Fig. 19).

Il bacino ospita al suo interno una successione continentale, di età Pliocene superiore-Olocene, spessa 400 ± 500 metri è costituita da conglomerati, sabbie e limi fluvio-lacustri (Manfredini, 1972; Barberi & Cavinato, 1993; Cavinato, in stampa).

I termini più antichi di tale successione (Fig. 20) affiorano nella porzione meridionale ed orientale della conca, mentre non sono presenti in quella occidentale, dove, al di sotto di alcune decine di metri di alluvioni limosabbiose del Pleistocene superiore-Olocene, è presente il substrato carbonatico meso-cenozoico.

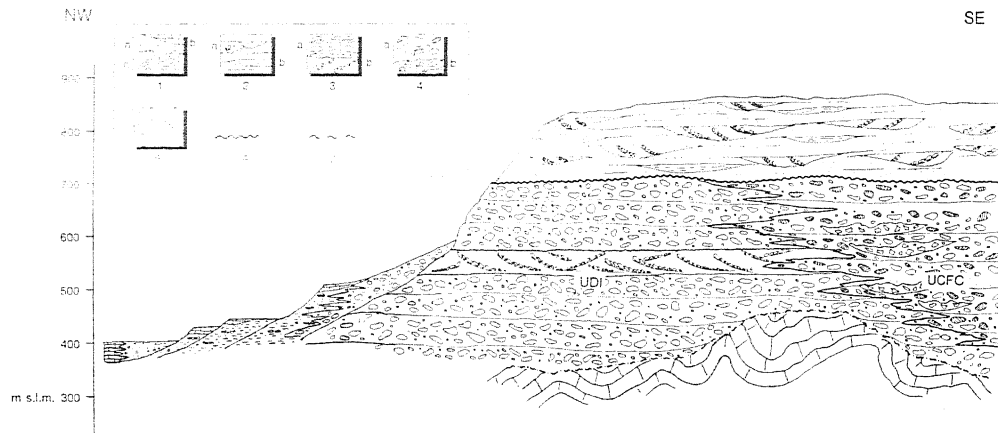


Fig. 20 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità villafranchiane e post-villafranchiane nella conca di Rieti. Legenda: 1) *Unità post-villafranchiane* (a) depositi fluvio-lacustri, b) travertini, c) conglomerati rielaborati (Pleistocene medio-Olocene); 2) *Unità villafranchiane*: Unità deposizionale superiore (UDS, Villafranchiano superiore) in facies fluvio-lacustre (a) depositi fluviali, b) depositi lacustri); 3) Unità deposizionale inferiore (UDI, Villafranchiano inferiore) in facies di *alluvial fan* (a) conglomerati massivi in corpi tabulari, b) conglomerati a stratificazione incrociata); 4) Unità di Calciariola-F.sso Canalicchio (UCFC, Villafranchiano inferiore) in facies di *alluvial fan* (a) conglomerati in corpi tabulari, b) breccie di Rocca Ranieri); 5) Substrato carbonatico; 6) Paraconcordanza; 7) Discordanza angolare (da Barberi & Cavinato, 1993; modificata).

La prevalente attività tettonica del margine orientale ha consentito durante il Villafranchiano la sedimentazione di un cuneo clastico asimmetrico, con gli spessori maggiori lungo il bordo Est del Bacino (Cavinato *et al.*, 1989b; Cavinato, in stampa). I depositi di riempimento del bacino villafranchiano mostrano tre unità deposizionali ben distinte: due del Villafranchiano inferiore ($2,2 \pm 1,6$ Ma), caratterizzate principalmente da conglomerati con diverse aree di alimentazione (*facies* di conoide alluvionale) e l'altra del Villafranchiano superiore ($1,6 \pm 0,9$ Ma), caratterizzata da un'alternanza di depositi argillosi e conglomeratici (*facies* fluviale e lacustre). La distribuzione dei depositi villafranchiani indica un reticolo idrografico ed una paleogeografia completamente diversi da quelli attuali. Infatti, come già evidenziato da Verri (1883), in tale periodo il Paleovelino dall'attuale città di Rieti si dirigeva direttamente verso Fara Sabina (Barberi & Cavinato, 1993; Cavinato, 1989; Serva, 1990; Cavinato, in stampa).

La morfologia dell'attuale conca di Rieti si è invece impostata a partire dal Pleistocene medio in seguito a nuovi eventi tettonici distensivi. La struttura della conca attuale si è sviluppata sul margine occidentale del bacino villafranchiano. Rispetto a quest'ultimo, la conca attuale ha un andamento N-S ed una minore lunghezza e la sua evoluzione recente appare controllata da un sistema distensivo antitetico lungo il bordo ovest del bacino e dai sistemi di trasferimento E-W posti ai margini della conca. Durante questa fase avviene inoltre la messa in posto, nei pressi del paese di Cupaello, di una colata di lava ultrabasica a composizione melilititica.

A partire dal Pleistocene medio la valle Velina risulta inoltre controllata dall'azione fluviale e dallo sviluppo di sbarramenti travertinosi che hanno determinato la formazione di bacini fluvio-lacustri con relativi depositi terrazzati (Carrara *et al.*, 1993). I terrazzi, ubicati tra le località di Canetra e Le Marmore, a quote comprese tra 520 e 380 m circa, sono incisi nei depositi villafranchiani o post-villafranchiani e sono caratterizzati da livelli vulcanoclastici e da placche di travertino.

3.2.2 Inquadramento cronologico dei depositi post-villafranchiani

Lo studio dei caratteri sedimentologici e malacologici dei depositi terrazzati associato ad analisi aminostratigrafiche e datazioni con i metodi C14, U/Th e Ar/Ar, nonché il ritrovamento di reperti archeologici, hanno permesso di riconoscere i vari ambienti deposizionali e di definirne l'inquadramento cronologico.

Datazioni effettuate con il metodo Ar/Ar sui livelli vulcanoclastici contenuti nel deposito di Casale Giannantoni (terrazzo del IV ordine, vedi stop 5), hanno dato un'età di 400 ka B.P. (Laurenzi, com. pers.), che indica il Pleistocene medio. Si assume che anche gli altri livelli vulcanoclastici, presenti in molte località dell'area e in diverse posizioni stratigrafiche, abbiano età compresa nel Pleistocene medio-superiore, poiché si presentano con una facies ed un assetto geomorfologico analogo a quelli di casale Giannantoni. Inoltre i dati di letteratura indicano che la deposizione di significativi accumuli vulcanoclastici in quest'area dell'Appennino centrale sia iniziata nel Pleistocene medio (Raffy, 1983; Michetti & Serva, 1991).

I terrazzi dei primi tre ordini risultano, quindi, precedenti a 400 ka B.P.; al terrazzo del IV ordine si può attribuire detta età (Pleistocene medio), i rimanenti sono posteriori.

Le datazioni U/Th (effettuate presso i laboratori del CISE) portano un ulteriore contributo alla definizione del quadro cronologico. Le datazioni dei travertini che ricoprono il terrazzo del III ordine (Cittaducale) hanno dato età intorno a 180 ka B.P. (Pleistocene medio). I travertini che hanno costituito la soglia dei terrazzi del V ordine hanno età comprese grosso modo tra 70 e 30 ka B.P. (Pleistocene superiore). Sulla base di datazioni U/Th, di analisi aminostratigrafiche e di reperti archeologici (Carrara, Esu & Ferrelli, 1993b; Ferrelli *et al.*, 1993), la parte superiore della soglia delle Marmore, dello spessore di 20 m circa, collegata con il terrazzo del VI ordine, è risultata olocenica.

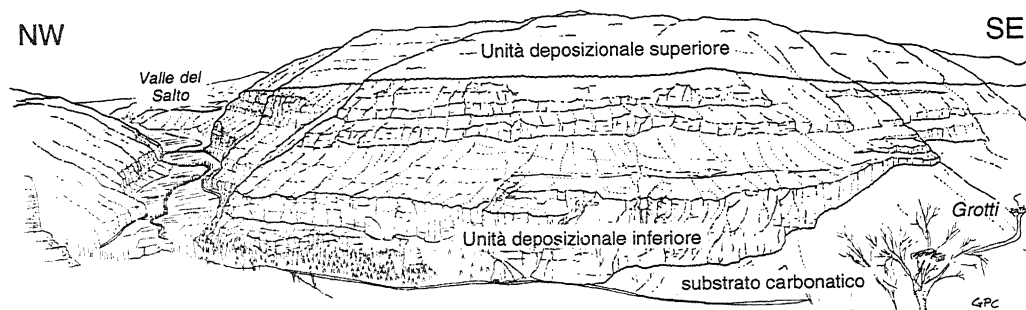


Fig. 21 - Panoramica dallo stop C3.

3.3 DESCRIZIONE DEGLI STOP⁽⁵⁾

Stop C1

Lo stop fornisce una panoramica sulla conca di Corvaro che ne mette in evidenza i principali aspetti connessi con alcuni tratti della sua evoluzione geologica.

Sulla destra è evidente lo spettacolare versante di faglia, perfettamente planare ed ottimamente conservato, che costituisce il limite SW della dorsale M.te Velino-Monti della Duchessa; in posizione più frontale si osserva il prolungamento di questo versante che, sia pure con qualche irregolarità dovuta a fenomeni erosivi supra-pleistocenici ed olocenici, mostra ancora chiaramente la sua forma originariamente piana.

Più a sinistra si vede parte della Valle Amara, la cui escavazione è anteriore alla deposizione della formazione di Collorso, ed il versante settentrionale della conca di Corvaro. La sommità di quest'ultimo corrisponde all'intersezione con la superficie relitta, anteriore anch'essa alla formazione di Collorso, attribuibile ad un paleopaesaggio caratterizzato da drenaggio mediamente diretto verso S.

Frontalmente è evidente il riempimento della conca operato dalla formazione di Corvaro e le scarpate delle faglie che l'hanno interessata.

Stop C2

Nel tratto di percorso che precede lo stop la provinciale sale attraversando le successioni conglomeratiche in facies di *alluvial fan* della formazione di Calciola-F.sso Canalicchio (Bosi *et al.*, 1989; Cavinato, 1993). Lungo la strada si possono vedere le alternanze di corpi conglomeratici tabulari composti da clasti arenacei e carbonatici riferibili alle serie meso-cenozoiche laziali-abruzzesi.

Allo stop si può osservare, verso SE, come la sommità del rilievo su cui è costruito il paese, sia costituito da banchi massivi di corpi grossolani di breccie (breccie di Rocca Ranieri di Bosi *et al.*, 1989). In corrispondenza dello stop il taglio stradale ha messo in luce il netto contatto tra le breccie e l'unità di Calciola-F.sso Canalicchio (v. Fig.20), osservabile anche nel fossato che delimita il paese. I corpi conglomeratici, dello spessore variabile tra 2-3 metri, appartengono ai depositi di conoidi alluvionali della formazione di Canalicchio. Essi sono costituiti da conglomerati eterometrici con la dimensione media dei clasti variabile tra 10-40 cm, prevalentemente disorganizzati. L'interpretazione delle associazioni di facies riscontrate, indica un ambiente deposizionale riferibile ad una facies di prossimalità del sistema di conoide. L'analisi delle provenienze e delle paleocorrenti indica aree di alimentazioni provenienti dai settori orientali e nordorientali.

Una problematica ancora aperta riguarda l'origine, la messa in posto delle breccie di Rocca Ranieri. Si tratta di depositi di breccie poco o nulla classate, costituenti corpi tabulari di notevole estensione laterale (qualche centinaio di metri) e con spessori dell'ordine di 10 + 20 metri. L'analisi della composizione delle breccie indica che ogni corpo di breccia è prevalentemente monogenico, composto da calcari delle serie di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e calcari a briozoi e litotamni, appartenenti sia alle successioni laziali-abruzzesi che quelle che a quelle di transizione. Il contatto tra le breccie e i depositi della formazione di Canalicchio è molto spesso caratterizzato da una superficie di contatto netta, planare, molto simile ad un vero e proprio piano di faglia.

La più plausibile ipotesi di messa in posto di tali corpi, sembra essere quella di fenomeni gravitativi, verificatesi lungo discontinuità tettoniche o lungo la superficie dei conoidi alluvionali. Attualmente comunque le possibili aree sorgente sono relativamente lontane in quanto non esistono, nelle vicinanze, possibili rilievi in grado di scaricare le breccie all'interno del bacino.

Stop C3

Panoramica del fianco sinistro della valle del Salto che permette di osservare le sequenze conglomeratiche villafranchiane (Fig. 21), esposte in uno splendido taglio naturale, affioranti per uno spessore complessivo di circa 450 m. Verso N si può vedere come il profilo morfologico della valle del Salto sia caratterizzato da versanti molto acclivi, con morfologia a gradinata legata alla presenza dei corpi conglomeratici massivi dell'unità inferiore; verso l'alto il profilo morfologico cambia nettamente diventando meno acclive in seguito al passaggio tra l'unità inferiore massiva e quella superiore caratterizzata da alternanze, più facilmente erodibili di conglomerati, sabbie e argille. Si può inoltre notare il fondo piatto della valle, legato al riempimento da parte di depositi fluvio-lacustri.

L'unità inferiore è costituita da diversi orizzonti conglomeratici massivi, tabulari, spesso amalgamati fra loro, il cui spessore varia da 15 a 25 m, tipici dei depositi prossimali di conoide. Gli orizzonti tabulari, presenti nel settore nord e centrale della valle, si sono formati in seguito al riempimento dei canali e alla loro contemporanea migrazione laterale sulla superficie del conoide. Verso SE, nella parte bassa dell'unità, gli orizzonti si sfrangiano e si chiudono in corrispondenza del contatto in discordanza angolare, di tipo *on lap*, con il substrato carbonatico nei pressi del paese di Grotti.

(5) L'illustrazione dello stop C1 è a cura di V. Bosi, V. Federici e C. Giraudi; quella degli stop C2 e C3 è di G.P. Cavinato; l'illustrazione degli stop C4, C5, C6, C7 è a cura di C. Carrara e L. Ferrelli. L'ubicazione è riportata nella Figura 18 (C1) e nella Figura 22 (C4-C7)

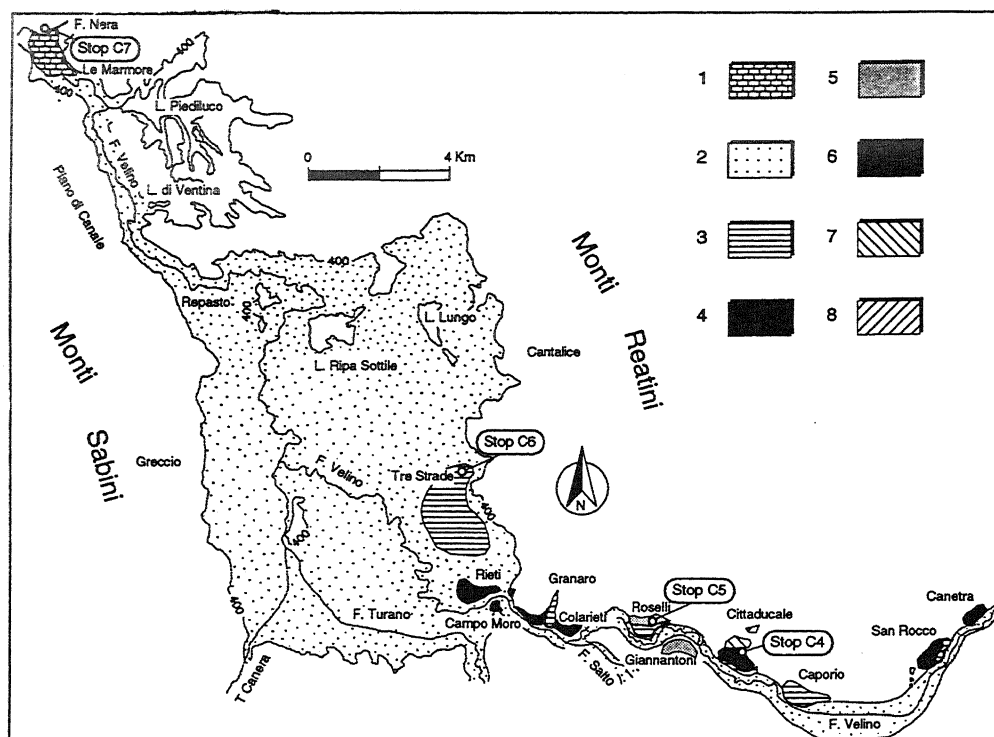


Fig. 22 - I terrazzi della medio-bassa Valle Velina. Legenda: 1) soglia travertinosa delle Marmore; 2) terrazzo del VI ordine; 3) terrazzo del V ordine; 4) soglia travertinosa di Rieti; 5) terrazzo del IV ordine; 6) terrazzo del III ordine; 7) terrazzo del II ordine; 8) terrazzo del I ordine.

Stop C4

In questo stop è possibile osservare tre ordini di terrazzi (Figg. 22 e 23). Il terrazzo del I ordine, a quota 520 m circa, è costituito da un modestissimo lembo di superficie di erosione su substrato post-villafranchiano. Il terrazzo del II ordine, esteso e ben sviluppato a quota 500 m circa, localmente mostra un deposito alluvionale grossolano, rubefatto, di pochi metri di spessore ed è coperto da un deposito pedogenizzato, costituito da livelli piroclastici, da materiale colluviale e da lenti di ghiaie, di alcuni metri di spessore. Il terzo terrazzo, separato dal precedente da un'evidente scarpata di alcuni metri, si correla con altri terrazzi presenti tra Canetra e Cittaducale, a quote decrescenti da 500 a 480 m circa, che costituiscono il III ordine. Il terrazzo è inciso nei sedimenti post-villafranchiani ed è coperto da livelli vulcanoclastici più o meno rimaneggiati alla base e da sedimenti detritici, fini, colluviali, contenenti minerali vulcanici (clinopirosseno, sanidino, biotite) e piccoli molluschi terrestri. Segue un deposito di travertino stratificato, con giacitura orizzontale o suborizzontale, dello spessore di una decina di metri, che, nella parte intermedia del terrazzo, è rappresentato da facies di pendio lieve, mentre sul fronte dello stesso è composto da facies di cascata. Nel travertino si notano anche livelli e lenti di ghiaia.

In località Canetra (Fig. 22), il terrazzo del III ordine è costituito da banchi conglomeratici ben classati e rielaborati, alternati e in eteropia con strati di travertino.

I terrazzi descritti testimoniano stazionamenti del fiume Velino a quote più elevate dell'attuale e la presenza di sorgenti incrostanti già attive.

Stop C5

In questo stop si può osservare un terrazzo facente parte del quarto ordine posto a quota 440 m. Lembi di terrazzo dello stesso ordine sono stati rilevati in altre località della valle, in particolare a Cittaducale e Casale Giannantoni (Figg. 22 e 23); alcuni di essi sono di erosione, altri, deposizionali, sono formati da sedimenti sabbioso-limosi e da travertini detritici più o meno fitoclastici di ambiente fluvio-lacustre. All'interno della sequenza fluvio-lacustre sono stati rinvenuti, presso Casale Giannantoni, livelli vulcanoclastici attribuiti, sulla base di datazioni Ar/Ar (400 Ka, com pers. Laurenzi) e dei loro caratteri composizionali e sedimentologici, ai prodotti distali dell'attività esplosiva degli apparati peritirrenici laziali (Brunamonte *et al.*, 1993) datati al Pleistocene medio (Capaldi *et al.*, 1985; Fornaseri, 1985).

Il terrazzo di Roselli è coperto, a sua volta, da una placca di travertino dello spessore di una decina di metri, che, come quello di Cittaducale, presenta facies di pendio lieve nella parte intermedia del terrazzo, mentre sul fronte mostra strutture di cascata.

I terrazzi del IV ordine qui descritti rappresentano la superficie sommitale rimodellata di un bacino fluvio-lacustre creatosi a seguito di uno sbarramento travertinoso a valle, probabilmente nell'area di Colarieti-Rieti. In detta area, infatti, è stata rilevata una soglia costituita da corpi di travertino in facies di gradinata di vasche e di cascata, che raggiunge i 425-430 m di quota, parzialmente smantellata e reincisa dal fiume.

Nel presente stop si può osservare anche un terrazzo appartenente al V ordine (incassato, quindi, in quello precedente), al quale si ricollegano altri lembi a quote decrescenti da 430 a 390 m circa, tra S. Rocco e Tre Strade (Figg. 22 e 23). Alcuni dei terrazzi suddetti, incisi nel substrato villafranchiano, sono erosionali, altri presentano un deposito costituito da travertini in facies fluvio-lacustre, di pendio lieve e di cascata. Anche questo ordine di terrazzi potrebbe essere connesso con un bacino fluvio-lacustre creatosi a

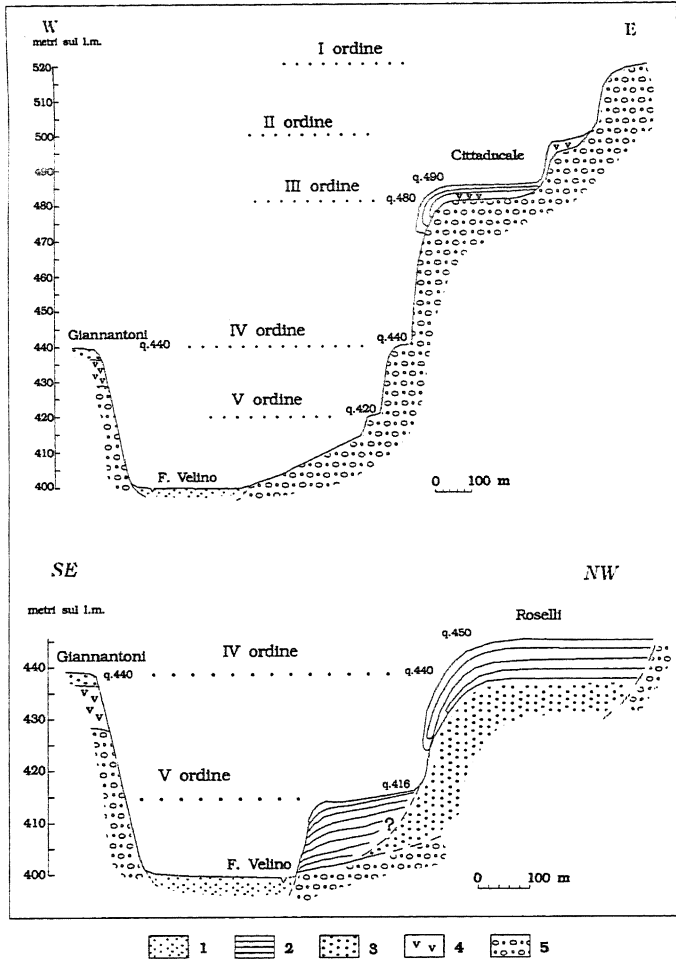


Fig. 23 - Profilo geologico di Cittaducale e Roselli. Legenda: 1) limi ed argille alluvionali; 2) depositi di travertino; 3) sabbie e limi fluvio-lacustri; 4) sedimenti vulcanoclastici; 5) conglomerati e sabbie fluvio-lacustri.

seguito di uno sbarramento travertinoso, ubicato probabilmente in località Tre Strade.

Stop C6

In questa località (Tre Strade) è presente un esteso piastrone travertinoso, in parte coperto da alluvioni recenti. Nella parte interna è costituito da facies palustri e di gradinata di vasche, mentre sul fronte nord occidentale, dove è delimitato da una evidente scarpata morfologica alta diversi metri, che lo separa dal VI ordine di terrazzi, si osservano *facies* di cascata.

In questa località è stato effettuato un sondaggio profondo 62 m circa, che ha attraversato depositi di travertino senza raggiungere il substrato. Detti depositi sono rappresentati prevalentemente da facies detritiche fitoclastiche con subordinati litotipi stromatolitici e fitoermali, che sono organizzati in gradinata di vasche. Intercalati al travertino sono stati attraversati anche livelli di colluvio di suolo, pedogenizzati, contenenti minerali vulcanici.

Stop C7

In questo stop viene mostrato il piastrone travertinoso delle Marmore, che, accrescendosi alla confluenza del fiume Velino con il Nera, ha formato una vera barriera naturale, delimitata sul fronte da una scarpata morfologica di 160 m circa. Il piastrone, posto a una quota media di 380 m sul l.m., ha controllato l'evoluzione geo-morfologica del bacino a monte, nel quale si sono sedimentati depositi fluvio-lacustri, e ha costituito la soglia del terrazzo del VI ordine, rappresentato dal fondovalle del Velino. Il piastrone è costituito nella parte esterna da travertini ancora in via di deposizione, rappresentati da litotipi stromatolitici e fito-microermali, organizzati in festoni e drappaggi verticali, tipiche strutture di cascata, poggianti sui corpi travertinosi della parte interna. Quest'ultima, sulla base di osservazioni

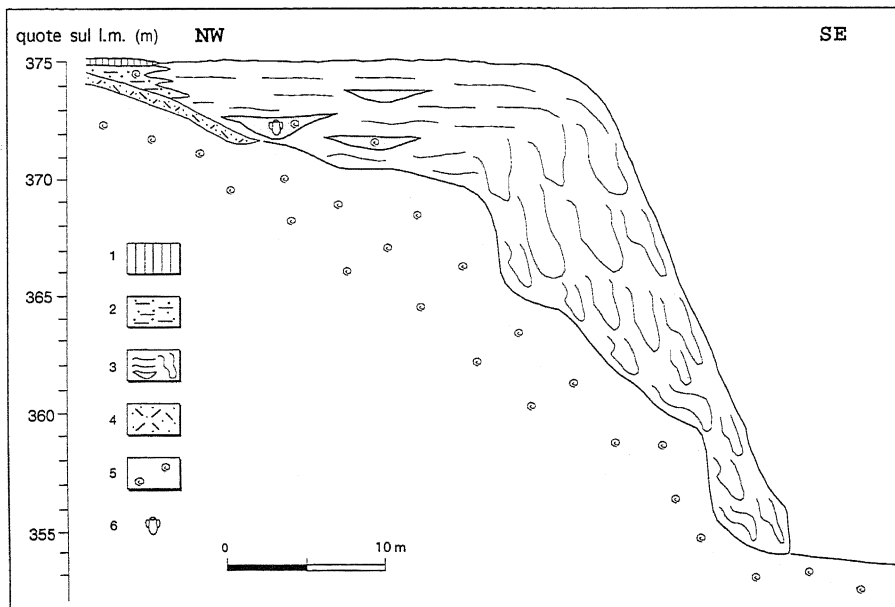


Fig. 24 - Profilo geologico della zona di Cuor delle Fosse. Legenda: 1) suolo agrario 2) limi terrosi calcarei; 3) depositi di travertino in facies di gradinata di vasche e di cascata; 4) orizzonte colluviale antropizzato con reperti ceramici; 5) sabbie e limi calcarei ricchi di molluschi; 6) reperti archeologici.

dirette e di dati di sottosuolo, è formata prevalentemente da sabbie e limi calcarei ricchi di malacofauna di ambiente lacustre e da traversini fitomicromerziali e stromatolitici di ambiente palustre-lacustre. Vi si riconoscono anche associazioni di gradinata di vasche (Fig. 24).

Anche nella sottostante valle del Nera, in epoche diverse, si sono accumulati notevoli depositi di travertino che hanno creato barriere naturali, a monte delle quali si sono instaurati bacini fluvio-lacustri anche di notevole estensione. Rimangono a testimonianza di detta evoluzione diversi ordini di terrazzi incisi nel substrato e/o nei travertini stessi.

LAVORI CITATI

- Accordi G. & Carbone F. (1986) - *Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas*. C.N.R. Quad. Ric. Sci., **114**(5).
- Barberi R. & Cavinato G.P. (1993) - *Analisi sedimentologica ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del bacino di Rieti*. Studi Geol. Camerti, in stampa.
- 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.
- Bertini T. & Bosi C. (1993) - *Il Quaternario della conca di Fossa (L'Aquila)*. Il Quaternario, **6**(2).
- Bertini T., Bosi C. & Galadini F. (1989) - *La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini*. In: C.N.R. & E.N.E.A., "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'Escursione della Società Geologica Italiana, 26-58.
- Biagi P.F., Della Monica G., Ferrini V. & Piccone A. (1981) - *Rilievi geomagnetici e geopetrografici nell'area di affioramento della piroclastite di Raiano (Conca Peligna, L'Aquila, Abruzzo)*. Period. Mineral., **50**, 257-268.
- Biagi P.F., Ferrini V., Rossi A. & Santeddu B. (1991) - *Indagini geofisiche e minero-petrografiche preliminari sulla vulcanoclastite di Carapelle Calvisio (L'Aquila, Abruzzo)*. Il Quaternario, **4**(2), 411-414.
- Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 827-859.
- Bosi C. (1989) - *La conca del Fucino. Elementi di stratigrafia pliocenico-mesopleistocenica*. In: C.N.R. & E.N.E.A., "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'escursione della Società Geologica Italiana, 66-69.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) - *La geologia della media valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 719-777.
- Bosi C. & Messina P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quadernaria tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, **38**, 85-96.
- Bosi C. & Locardi E. (1991) - *Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino laziale-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **2**, 319-326.
- Bosi C. & Messina P. (1991) - *Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostatigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **2**, 257-264.
- Bosi C. & Messina P. & Sposato A. (1989) - *La depressione del Salto*. In: Soc. Geol. It. - Guida all' Escursione "Elementi di tettonica pliocenica-quadernaria ed indizi di simicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese", 89-96.
- Bosi C., Cittadini A., De Casa G., Messina P. & Palieri L. (1991) - *Dati preliminari su alcune successioni tuftiche pleistoceniche dell'Appennino abruzzese*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **2**, 313-318.
- Bosi C., Galadini F. & Messina P. (1993) - *Neotectonic significance of bedrock fault scarps: case studies from the Lazio-Abruzzi Apennines (central Italy)*. Z. Geomorph. Suppl.-Bd. **94**, 185-204, in stampa.
- 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.
- Brunamonte F., Gaeta M., Michetti A.M., Mottana A. & Palladino D.M. (1993) - *Caratterizzazione mineralogico-petrografica ed inquadramento stratigrafico preliminare di alcuni depositi vulcanoclastici dell'area reatina*, in stampa.
- Capaldi G., Civetta L. & Gillot P.Y. (1985) - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from southern Italy*. Rend Soc. It. Min. Petr., **40**, 25-44.
- Carrara C., Brunamonte F., Ferrelli L., Lorenzoni P., Margheriti L., Michetti A.M., Raglione M., Rosati M. & Serva L. (1993) - *I terrazzi della medio-bassa valle del F. Velino*. Studi Geol. Camerti, in stampa.
- Carrara, Esu & Ferrelli (1993b) - *Lo sbarramento di Travertino delle Marmore (Bacino di Rieti, Italia centrale): aspetti geomorfologici, faunistici ed ambientali*. Convegno "Le conche intermontane" - Riassunto delle Comunicazioni.
- Cavinato G.P. (1989) - *Geological map of the Southern area of the Rieti Basin (Central Italy)*. C.N.R. Centro di Studio per la Geologia dell'Italia centrale.
- Cavinato G.P. (1993) - *Recent tectonic evolution of the Quaternary deposits of the Rieti basin (Central Apennines, Italy): southern part*. Geologica Romana, **29**, in stampa.
- Cavinato G.P., Chiaretti F., Cosentino D. & Serva L. (1989) - *Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 207-218.
- Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C. & Ridolfi M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **2**, 125-132.
- Centamore E., Bigi S., Berti D., Micarelli A. & Morelli C. (1992) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese*. Boll. Soc. It., **111**, 437-447.
- C.N.R. - P.F.G. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **2B** (114).
- Cosentino D., Scoppola C., Scrocca D. & Vecchia P. (1991) - *Stile strutturale dei Monti Reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **2**, 55-61.
- Ferrelli L., Brunamonte F., Margheriti L. & Michetti A.M. (1993) - *Riconoscimento di un livello lacustre della prima età del ferro nel bacino di Rieti e possibili implicazioni neotettoniche*. Studi Geol. Camerti, in stampa.
- Fornaseri M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend Soc. It. Miner. Petrol., **40**, 73-106.
- Frezzotti M. & Giraudi C. (1989) - *La conca di Aremogna*. In: C.N.R. & E.N.E.A., "Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'escursione della Società Geologica Italiana, 59-65.
- Frezzotti M. & Giraudi C. (1992) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama*

- (Massiccio del Velino, Abruzzo). *Il Quaternario*, **5**(1), 33-49.
- Galadini F. & Giuliani R. (1993) - *Role of the structural geology analysis in the recent tectonics studies: an example of an area located SW of the Gran Sasso (Central Italy)*. *Annali di Geofisica*, **36**(1), 287-292.
- 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.*, **112**, in stampa.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1988) - *Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy)*. *Geol. Rund.*, **77**(1), 63-78.
- Giraudi C. (1986a) - *Inversione pleistocenica del frenaggio in alta Val Roveto (Abruzzo sud-occidentale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 847-853.
- Giraudi C. (1986b) - *Faglie ad attività olocenica nella Piana del Fucino (Abruzzo)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 875-880.
- Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. *Il Quaternario*, **1**(2), 131-159.
- Giraudi C. (1989) - *Lake levels and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo-central Italy) - A review*. *Palaeogeog., Palaeoecol., Palaeoecol.*, **70**, 249-260.
- Manfredini M. (1972) - *Studio idrogeologico della piana di Rieti*. C.N.R. Quad. Ist. Ric. Acque, **6**, 87-122.
- Mariotti G. & Capotorti F. (1988) - *Analisi ed interpretazione di alcuni elementi tettonici recenti nella media valle del Salto (Rieti)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **11**, 79-84.
- Michetti A.M. & Serva L. (1991) - *New data on the seismotectonic potential of the Leonessa fault area (Rieti, central Italy)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**(1990), 37-46.
- Michetti A.M., Brunamonte F., Serva L. & Whitney R.A. (1993) - *Seismic hazard assesement from paleoseismological evidence in the Rieti Region (Central Italy)*. *Bullettin of the Association of Engineering Geologists*, in stampa.
- Narcisi B. (1993) - *Segnalazione di un livello piroclastico di provenienza etnea nell'area del Fucino (Italia centrale)*. *Il Quaternario*, **6**(1), 87-91.
- Narcisi B. & Sposato A. (1989) - *Elementi di cronologia dell'attività vulcanica*. In: C.N.R. & E.N.E.A., "Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'Escursione della Società Geologica Italiana, 20-25.
- Nijman W. (1971) - *Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. *Koninkl. Nederl. Akad. Van Wetenschappen. Proceedings*, **B74**(2), 156-184.
- Oddone E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. *Boll. Soc. Sismol. It.*, **19**, 71-216.
- 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*, vol. spec. **2**, 417-441.
- Radmilli A. M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del bronzo*. Giardini ed., Pisa, 464 pp.
- Radmilli A. M. (1984) - *Le Svolte di Popoli, Abruzzo*. In: *I primi abitanti d'Europa*, De Luca ed., 141-143.
- Raffy J. (1983) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin Central: étude géomorphologique*. C.N.R.S., Paris, 1979, 705 pp.
- Serva L. (1990) - *Origine ed evoluzione quaternaria della conca di Rieti*. Atti del Convegno "Città terre e acque". Rieti, 6-7 dicembre 1989.
- Serva L., Blumetti A.M. & Michetti A.M. (1986) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 893-907.
- Verri A. (1883) - *Sulla gita della S.G.I. alle Marmore*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **32**, 154-188.
- 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.
- Zarlenga F. (1990) - *I depositi continentali del Bacino del Fucino (L'Aquila, Italia centrale)*. *Geol. Rom.*, **26**, 223-253.
