

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA QUATERNARIA DELLA CONCA INTERMONTANA DI CARSOLI (AQ)

Maurizio D'Orefice¹, Francesco Dramis², Elena Graciotti³, Roberto Graciotti¹ & Michele Soligo²

¹ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma.

²Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", Roma.

³Libera professionista, Via della Grande Muraglia, 46 Roma.

Corresponding author: M. D'Orefice <maurizio.dorefice@isprambiente.it>

RIASSUNTO: D'Orefice M. *et al.*, *Evoluzione geomorfologica quaternaria della conca intermontana di Carsoli (AQ)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010).

Nel presente lavoro vengono esposti i risultati di uno studio a carattere geologico e geomorfologico, condotto nella conca intermontana di Carsoli (AQ), ubicata nell'Appennino Centrale, al confine tra le regioni Abruzzo e Lazio.

Si tratta di un'ampia depressione di origine tettonica, collocata nel punto di contatto tra due differenti domini paleogeografici, separati da un tratto della linea tettonica "Olévano-AnTRODoco".

La Conca di Carsoli è colmata da una successione di sedimenti continentali di rilevante spessore ed estensione, i quali sono stati distinti in diverse unità litostratigrafiche.

I sedimenti continentali più antichi affioranti all'interno dell'area in studio sono di origine lacustre (limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola). Essi sono caratterizzati da uno spessore massimo di circa 200 m e sono diffusi in quasi il 50% della conca, affiorando con una certa continuità nei suoi settori nord-occidentale e centrale (Bosco di Oricola); affioramenti isolati, invece, sono ubicati lungo il margine orientale della depressione. I sedimenti lacustri, la cui deposizione è probabilmente avvenuta tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, sono limitati verso l'alto da una antica superficie di erosione sub-orizzontale, di cui attualmente rimangono solo alcuni lembi relitti.

Ai depositi lacustri fanno seguito, lungo il bordo nord-orientale della Conca di Carsoli, sedimenti fluviali grossolani sospesi sull'attuale piana, deposti anticamente da un paleo-Turano (ghiaie della Madonna delle Grazie).

Nella parte centro-occidentale e meridionale dell'area in esame, inizia bruscamente a partire da un'articolata superficie erosiva modellata nei depositi lacustri e nel substrato carbonatico meso-cenozoico, una significativa sequenza di terreni vulcanici di origine locale, datati intorno ai 530-540.000 anni dal presente. Al loro interno sono state distinte tre unità piroclastiche principali, corrispondenti ad altrettanti membri: 1) breccia d'apertura di Oricola Scalo; 2) tufi grigi di Oricola Scalo; 3) tufi rossi di S. Giovanni. Di queste tre unità solo le ultime due affiorano ampiamente nell'area di studio.

Le breccie di Oricola Scalo sono relative alla fase d'apertura del condotto. Esse consistono in strati di breccia a struttura massiva connessi a meccanismi deposizionali da caduta (*airfall*) e/o da *debris flow*, separati da livelli di tufo legati a fenomeni di *base surge*.

I tufi grigi di Oricola Scalo sono costituiti essenzialmente da tufi cineritici grigi a lapilli, con laminazione incrociata da *surge*, e da tufi grigi a lapilli con struttura massiva da *pyroclastic flow*. I soprastanti tufi rossi di S. Giovanni presentano, invece, uno spessore ed un'estensione areale maggiore di quella dei tufi grigi sottostanti. L'unità è prevalentemente formata da tufi rossi a lapilli, con strutture dunari o a laminazione parallela da *surge* e caduta (*airfall*).

Dopo la sedimentazione lacustre e alla fine degli episodi vulcanici, il territorio esaminato è stato interessato da un'intensa dinamica fluviale. Questa ha portato alla sedimentazione, nel settore centro-meridionale ed orientale della conca, di estesi depositi alluvionali riconducibili ad eventi deposizionali differenti. Lo studio lito-morfo-stratigrafico di questi depositi fluviali, integrato con diverse datazioni radiometriche, ha consentito una loro distinzione in quattro unità (ghiaie, sabbie e limi dei Prati, conglomerati del Fosso Fioio, ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine, ghiaie, sabbie e limi del Fiume Turano) incastrate progressivamente le une nelle altre e di età variabile tra il Pleistocene medio finale e l'Attuale.

All'interno dell'unità alluvionale riferibile al Pleistocene medio finale è incassato un deposito carbonatico di origine continentale. Si tratta di un orizzonte calcareo (*calcareous tufa*), datato a circa 46.000 ± 6.000 anni BP, che origina, in corrispondenza del settore meridionale della conca (Fonte Bosco), un corpo sedimentario di poche centinaia di metri di lunghezza e di 1,5 m di spessore massimo.

Per quanto riguarda le fasi deposizionali più recenti, particolarmente significativi si sono rivelati gli studio stratigrafici condotti sul conoide del Fosso Luisa (Camerata Nuova) e la datazione radiometrica di un orizzonte colluviale situato all'interno della sua porzione superiore. Tale datazione, fornendo un'età calibrata di 3.550-3.400 anni BP, ha permesso una scansione temporale di alcuni eventi sedimentari ed erosivi che hanno caratterizzato la parte alta del conoide nell'Olocene finale.

ABSTRACT: D'Orefice M. *et al.*, *Quaternary geomorphological evolution of Carsoli intermontane basin (L'Aquila, Italy)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010).

In the present work the results of a geological and geomorphological study are presented. The study has been carried out in the Carsoli intermontane basin (AQ), a wide depression of tectonic origin, located between Abruzzo and Lazio regions, at the boundary of two different palaeogeographic domains, separated by the "Olevano-AnTRODoco" tectonic line.

The Carsoli basin is filled with a continental sedimentary succession of considerable thickness and extent, which has been classified into several lithostratigraphic units, mainly on the basis of their lithological, morphological and geochronological characteristics.

The oldest continental sediments outcropping within the study area are of lacustrine origin (Bosco di Oricola silts, clays and sands). These sediments, whose deposition has probably occurred in the Lower - Middle Pleistocene, are characterized by a maximum thickness of about 200 m. They are widespread in the north-western and central parts of the basin (Bosco di Oricola) and are locally present on the eastern edge of the basin.

The lacustrine deposits are cut across by an ancient sub-horizontal erosion surface, and at present, only some remnants remain.

The lacustrine sediments are covered, on the north-eastern edge of the basin, by coarse fluvial sediments suspended on the present plain, originally deposited by the paleo-Turano River (Madonna delle Grazie gravels).

In the central-western and southern part of the study area, a significant sequence of local volcanic deposits, dated around 530 - 540 kyears BP, outcrops. The volcanic sequence abruptly begins from an articulated erosive surface shaped in lacustrine deposits and Meso-Cenozoic carbonatic bedrock. Three main pyroclastic units are distinguished in the following members: 1) Oricola scalo ope-

ning-vent breccias, 2) Oricola Scalo grey tuffs, 3) S. Giovanni red tuffs. Only the last two units widely outcrops in the study area. The Oricola Scalo opening-vent breccias are relative to the early opening phase of the conduit. They consist of a massive structure connected to the depositional mechanisms of airfall and/or debris flow, separated by tuff layers related to base surge phenomena. The Oricola Scalo grey tuffs unit mainly consists of grey ash-lapilli tuffs with surge cross-laminations, and grey lapilli tuffs with a massive structure of pyroclastic flow. The overlying S. Giovanni red tuffs are characterized, instead, by a thickness and distribution greater than that of underlying grey tuffs. The unit is mainly composed of red lapilli tuffs, with dune structures or a parallel lamination of surge and airfall.

After the lacustrine sedimentation and the volcanic episodes, the examined area underwent intense fluvial dynamics. This led to the sedimentation, in the central-southern and eastern part of the basin, of a sequence of alluvial deposits belonging to different depositional events. The morpho-litho-stratigraphic analysis of these fluvial deposits, in addition with radiometric ages, allowed for their classification into four units (Prati gravels, sands and silts, Fioio Stream conglomerates, Immagine gravels, sands and silts, Turano River gravels, sands and silts) progressively embedded into each other and ranging in age between the late Middle Pleistocene and the Present. Entrenched in the late Middle Pleistocene alluvial unit, in the southern sector of the basin (Fonte Bosco), a few hundred meters long and 1.5 meters thick calcareous tufa layer, dated by U-series method at $46,000 \pm 6,000$ years BP outcrops.

With regard to the most recent depositional phases, great relevance has to be ascribed to the stratigraphic study carried out on the Fosso Luisa fan (Camerata Nuova) and the radiometric dating of colluvial horizon, there present. This dating, providing a calibrated ^{14}C age of 3,550-3,400 years BP, has allowed for a temporal definition of some sedimentary and erosive events that marked the upper part of the fan during the final part of Holocene.

Parole chiave: geologia del Quaternario, geomorfologia, bacini continentali intermontani, Oricola-Carsoli (L'Aquila).

Keywords: Quaternary geology, geomorphology, intermontane continental basins, Oricola-Carsoli (L'Aquila).

1. INTRODUZIONE

La conca intermontana di Carsoli (AQ) riveste un particolare interesse nell'ambito della geologia del Quaternario e della geomorfologia, in quanto: *i*) è colmata da un'articolata successione di sedimenti continentali di rilevante spessore ed estensione; *ii*) è sede di un peculiare vulcanismo monogenico locale medio-pleistocenico.

Lo scopo del presente lavoro è quello di delineare le principali tappe morfologiche che hanno caratterizzato la Conca di Carsoli nel corso del Quaternario mediante l'utilizzo di dati litostratigrafici, geomorfologici e geocronologici, acquisiti nell'ambito di diverse ricerche condotte a partire dalla fine degli anni '90.

I dati litostratigrafici e geomorfologici inerenti i depositi continentali sono stati in gran parte tratti dai rilevamenti alla scala 1:10.000, effettuati nell'ambito della realizzazione del Foglio geomorfologico 367 "Tagliacozzo" (APAT - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009; CHIARINI *et alii*, 2009). Considerata la rarità e la discontinuità degli affioramenti dei depositi quaternari, i rilevamenti di campagna sono stati integrati con dati ricavati sia da sondaggi geognostici già esistenti, sia da nuovi sondaggi elettrici verticali (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1998), sondaggi meccanici a carotaggio continuo (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2000), trincee a mano e perforazioni realizzate mediante trivella manuale.

Le informazioni litostratigrafiche e tettoniche relative al substrato marino, invece, sono state desunte dal corrispondente Foglio geologico "Tagliacozzo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005; COMPAGNONI *et alii*, 2005) e in parte integrate dai rilevamenti originali di alcuni autori del presente lavoro. Il quadro litostratigrafico è stato arricchito con dati geocronologici desunti da diverse determinazioni isotopiche, riportate oltre che in BOSI *et alii* (1991), in lavori precedenti svolti anche da alcuni autori di questa nota (BARBIERI *et alii*, 1998; D'OREFICE *et alii*, 2006; DRAMIS *et alii*, 2008).

2. STUDI PRECEDENTI

I primi lavori geomorfologici che hanno interessato l'area in studio sono quelli dell'elvetico BIELER-CHATELAN (1928, 1929, 1930, 1931), il quale nelle sue numerose pubblicazioni sostiene che molte forme e depositi ivi presenti siano stati originati da un vasto ghiacciaio "polisintetico", che scendendo lungo le cinque valli confluenti nella Conca di Carsoli, superava la stessa, per poi proseguire con due lingue nelle valli dell'Aniene e del Turano. Tale ipotesi viene prontamente contestata da GORTANI (1930a, 1930b, 1931) e qualche anno dopo anche SUTER (1934, 1939) si convince della scarsa veridicità delle affermazioni dello studioso svizzero.

Con la pubblicazione del Foglio 145 "Avezzano" (REGIO UFFICIO GEOLOGICO, 1934), privo tra l'altro di note illustrative, viene delineato un primo quadro geologico generale dell'area. In questo foglio vengono cartografate, su gran parte del fondo della conca, "alluvioni terrazzate del Quaternario recente", mentre lungo i bordi della depressione sono state rappresentate "conoidi abbandonate" e "detriti di falda". Solamente al centro della conca appaiono dei depositi vulcanici, descritti come "tufi più o meno cementati".

Successivamente, in uno studio geomorfologico di carattere regionale, DEMANGEOT (1965) ipotizza l'origine della depressione per fenomeni carsici al di sotto della copertura "molassica". Egli, inoltre, in accordo con SEGRE (1953), presuppone che lo svuotamento dell'antico lago di Carsoli sia avvenuto progressivamente attraverso l'escavazione della forra del Fosso Bagnatore, indotta da una ripresa dell'attività tettonica nel settore compreso tra Riofreddo ed Arsoli.

DI FILIPPO & TORO (1979), nell'ambito d'indagini gravimetriche atte ad ottenere dati sull'andamento strutturale profondo dei M.ti Simbruini, hanno evidenziato un minimo gravimetrico nella Conca di Carsoli, che imputano alla bassa densità degli "estesi e potenti" sedimenti lacustri ivi affioranti.

RAFFY (1979) accentra la sua attenzione su un

deposito fluviale molto grossolano, affiorante sulla collina Calacorte (625 m s.l.m.), a sud di Poggio Cinolfo, e in base a considerazioni sull'energia del mezzo, correla questi depositi fluviali con quelli ubicati più a valle, a nord di Turania, dove essi però superano gli 800 m di quota. La differenza altimetrica viene giustificata, dall'Autrice, mediante la presenza, tra Vivaro Romano e Poggio Cinolfo, di faglie dirette a direzione appenninica ed antiappenninica, che ribassano i depositi fluviali di Calacorte. Ciò, unito ad altre considerazioni, induce la RAFFY ad ipotizzare un'origine tettonica della depressione, la quale a suo avviso è stata sede di un'unica sedimentazione lacustre, prodottasi in condizioni climatiche umide e conclusasi con un episodio vulcanico. L'abbondanza delle vulcaniti e le dimensioni dei minerali in esse contenuti, portano l'Autrice ad escludere una loro origine lontana e a supporre una provenienza di questi prodotti da condotti vulcanici locali, analoghi a quelli di M. Autore e della Valle dell'Aniene. In uno schema morfologico regionale RAFFY (1979, 1981/82) attribuisce i sedimenti lacustri, compresi i depositi vulcanici, al Pleistocene medio.

Successivamente, informazioni a carattere generale vengono fornite dalla "Carta delle Litofacies del Lazio-Abruzzo" (ACCORDI *et alii*, 1986), dove, data la scala 1:250.000, gli unici sedimenti continentali cartografati, nell'area in esame, sono costituiti da "depositi argillosi-sabbiosi contenenti molluschi lacustri stratigraficamente poco significativi (Plio-Pleistocene indifferenziato)".

DETTI (1988), nell'ambito di una tesi di laurea, ha eseguito un rilevamento alla scala 1:10.000 dell'intero bacino, finalizzato a delinearne l'evoluzione geologica plio-pleistocenica. La successione continentale affiorante viene suddivisa nelle seguenti formazioni progressivamente incassate le une nelle altre: "Sabbie e limi di Oricola", "Vulcaniti di Civita", "Tufiti di S. Giovanni", "Limi e sabbie vulcaniche dei Prati", "Conglomerati di Fontanelle Brecciaro", "Ghiaie di Pisciarelo", "Ghiaie di Calacorte", "Sabbie e ghiaie della Piana", "Ghiaie del Macerone", "Detriti di falda e coltri colluviali". Le "Sabbie e limi di Oricola" sono state attribuite al Pleistocene inferiore finale - Pleistocene medio, le "Vulcaniti di Civita" e i "Tufiti di S. Giovanni" ipoteticamente a 600.000 anni dal presente, la successione compresa tra i "Limi e sabbie vulcaniche dei Prati" e le "Ghiaie di Calacorte" al Pleistocene medio-superiore e i restanti depositi all'Olocene.

A partire dagli anni '90, una certa attenzione viene riservata ai prodotti vulcanici affioranti in questa zona, nei cui riguardi prima BOSI *et alii* (1991) e poi BOSI & LOCARDI (1991/2) ipotizzano un'origine locale, sulla scorta di argomentazioni geologiche e per la prima volta geochimiche.

COLICA *et alii* (1995), nell'ambito di uno studio di geologia del Quaternario esteso a buona parte della Conca di Carsoli, individuano cinque unità morfo-litopedo-stratigrafiche che rappresentano su una carta geologica schematica alla scala 1:42.000. Tali unità, la cui attribuzione cronologica è stata effettuata dagli Autori essenzialmente in base alle caratteristiche litologiche ed al grado di sviluppo pedogenetico dei suoli, sono costituite da "depositi lacustri del Pleistocene inferiore-Pleistocene medio", da "vulcaniti e tufiti di Oricola, del Pleistocene medio" di origine locale e da

tre corpi sedimentari ("unità Q3", "unità Q2" e "unità Q1") formati da depositi alluvionali compresi tra un generico Pleistocene e l'Olocene. Questi Autori, infine, in base ad una correlazione tra lineazioni, unità morfolito-stratigrafiche e tipologia del reticolo idrografico, ipotizzano un'influenza neotettonica nell'evoluzione quaternaria della conca. Una successiva pubblicazione (LORENZONI *et alii*, 1995) è dedicata alla "Carta dei suoli della conca intramontana tra Oricola e Carsoli (Provincia dell'Aquila)".

Tra la fine degli anni '90 e i primi anni del secolo attuale, grazie ai nuovi dati provenienti dal rilevamento del Foglio Geologico e Geomorfologico 367 "Tagliacozzo" in scala 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005; COMPAGNONI *et alii*, 2005; APAT - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009; CHIARINI *et alii*, 2009), vengono realizzati nuovi studi a carattere geomorfologico, vulcanologico, petro-mineralogico e geochimico (BARBIERI *et alii*, 1997, 2000; D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005; D'OREFICE *et alii*, 2006; DRAMIS *et alii*, 2008).

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

La conca intermontana di Carsoli è situata nel settore occidentale dell'Appennino Centrale, al confine tra le regioni Abruzzo e Lazio, ed è compresa interamente all'interno del bacino idrografico del Fiume Turano (fig. 1). Si tratta di un'ampia depressione chiusa, sede di un antico e vasto bacino lacustre, in cui sono andati a confluire forti spessori di depositi continentali, costituiti essenzialmente da sedimenti lacustri ed in minor misura da depositi fluviali *strictu sensu*, di conoide alluvionale e di versante.

Sotto il profilo fisiografico la parte più depressa della Conca di Carsoli è contraddistinta da un'ampia superficie di circa 40 km² di estensione, sviluppata pressappoco tra la quota massima di 750 m s.l.m. (estremo settore meridionale) e la quota minima di 565 m s.l.m. (estremo settore settentrionale). Tale superficie, caratterizzata da un perimetro sinuoso sul lato orientale e meridionale della conca e più regolare su quello occidentale e settentrionale, presenta in pianta una forma pressappoco ellittica, con asse maggiore, a direzione NNO-SSE, lungo circa 12 km ed asse minore, ortogonale al primo, di circa 6 km di lunghezza (fig. 1). La conca è profondamente incassata nei rilievi circostanti, i quali si affacciano sulla stessa con quote che raggiungono i 1.200 m circa s.l.m. in corrispondenza del suo porzione più meridionale.

Complessivamente il fondo della depressione può essere considerato sub-pianeggiante, ma ad un esame più accurato questo risulta abbastanza irregolare. Esso, infatti, è caratterizzato da un microrilievo costituito da una serie di collinette che si ergono all'incirca dai 20 ai 40 metri al di sopra delle piane alluvionali attuali del F. Turano e del reticolo idrografico ad esso affluente. In linea di massima possono essere distinte due principali zone collinari, separate da una stretta area pianeggiante, a forma di "Z", percorsa dai fossi Fioio e Cammarano e dal F. Turano (fig. 1).

Il F. Turano rappresenta l'asta principale, che percorre la parte più depressa della conca con un tracciato caratterizzato da repentini cambi di direzione. Esso, infatti, in prossimità del centro abitato di Carsoli devia

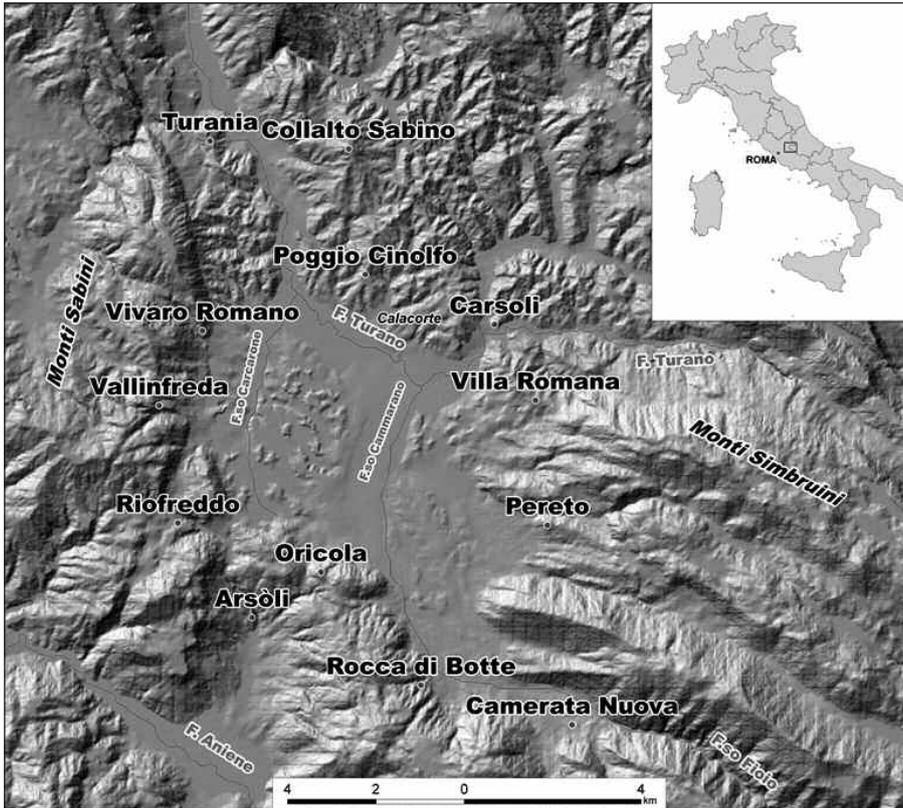


Fig. 1 - Rilievo ombreggiato della Conca di Carsoli ricavato dal Modello Digitale del Terreno con risoluzione di 20 m. Nel riquadro, localizzazione dell'area in studio.

Shaded relief of the Carsoli Basin obtained from a 20 m resolution Digital Terrain Model. The study area is enclosed in the box.

bruscamente di circa 50° verso SO per entrare nella conca omonima (figg. 1 e 2). Dopo un altro rapido cambiamento di direzione di circa 70° , in corrispondenza della confluenza con il Fosso Cammarano, suo affluente di sinistra, il Turano assume una direzione appenninica, che manterrà sino alla confluenza con il Fosso Carcarone, altro suo affluente di sinistra. Da questo punto in poi il fiume devia di circa 40° verso nord ed esce dalla depressione. Il reticolo ad esso affluente è contraddistinto da densità di drenaggio, grado di gerarchizzazione e *pattern* differenti da settore a settore della conca, in funzione dei litotipi affioranti. In particolare, nel settore centro-occidentale (Bosco di Oricola), il reticolo idrografico è ben organizzato secondo un *pattern* sub-dendritico, con direzione prevalente delle aste principali NO-SE e NNE-SSO e una densità di drenaggio elevata. Nel settore settentrionale e nord-orientale del bacino in esame (tra Poggio Cinolfo e Villa Romana) il reticolo idrografico mostra un *pattern* dendritico, ben gerarchizzato, con direzione prevalente delle aste NE-SO e in subordine E-O. I quadranti meridionali della depressione sono invece contraddistinti da un reticolo sub-parallelo, poco o nulla gerarchizzato e con bassa densità di drenaggio, ad andamento da ONO-ESE a NNO-SSE.

Il lato occidentale della conca è demarcato da un allineamento di monti a direzione N-S, su cui sorgono i paesi di Vallinfreda e Vivaro Romano (fig. 1). Tali rilievi, che raggiungono i 1.000 m di altezza, appartengono alle dorsali più orientali dei Monti Sabini, costituite da

sedimenti calcarei e calcareo-marnosi miocenici (fig. 2). Il lato nord-occidentale della depressione è delimitato da una serie di rilievi meno elevati e fittamente boscati, la cui continuità è interrotta verso oriente dalla valle del F. Turano (fig. 1). Questi rilievi sono formati da torbiditi prevalentemente arenacee ed arenaceo-pelitiche deposte nell'avanfossa messiniana (fig. 2). I rilievi modellati sui sedimenti torbiditici messiniani proseguono verso NE, bordando il lato nord-orientale della conca. Su di essi sono ubicati i paesi di Collalto Sabino (980 m s.l.m.), Poggio Cinolfo (713 m s.l.m.) e Carsoli (650 m s.l.m.) (figg. 1 e 2). La conca è chiusa, sul suo lato sud-orientale, da una serie di dorsali dall'andamento prevalentemente appenninico. Si tratta dei rilievi carbonatici di età cretaceo-miocenica, appartenenti alle propaggini nord-occidentali dei Monti Simbruini, alla cui base è arroccato il paese di Pereto (878 m s.l.m.) (figg. 1 e 2). Sempre ai Monti Simbruini nord-occidentali appartiene il rilievo su cui sorge Oricola (810 m s.l.m.), che, con andamento NNO-SSE,

chiude il lato sud-occidentale della Conca di Carsoli (figg. 1 e 2). La parte più meridionale della depressione, si va ad incuneare all'interno dei rilievi simbruini, restringendosi, fino a chiudersi, in corrispondenza di Camerata Nuova (810 m s.l.m.).

Dal punto di vista paleogeografico la Conca di Carsoli è situata in prossimità del contatto tra due differenti domini meso-cenozoici. Ad est ed a sud-est le strutture dei rilievi calcarei dei Monti Simbruini sono, infatti, in facies di piattaforma interna laziale-abruzzese e risultano allineate prevalentemente in direzione NO-SE, mentre ad ovest i litotipi appartenenti alle strutture calcaree e calcareo-marnose dei Monti Sabini sono in facies sabina di transizione tra la piattaforma carbonatica ed il bacino umbro-marchigiano ed hanno un andamento meridiano (fig. 2). Questi due domini paleogeografici sono separati da un tratto della linea tettonica "Olèvano-Antròdoco" (DAMIANI, 1984; CAVINATO *et alii*, 1986; COSENTINO & PAROTTO, 1991; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992), "Ancona-Anzio" Auctt. (CASTELLARIN *et alii*, 1978), che con andamento circa N-S borda il piede dei Monti Sabini orientali, originando, a seguito dei fenomeni erosivi, una netta rottura di pendio (fig. 1). Tra i due domini sono interposti tettonicamente i depositi silicoclastici, terrigeni, dell'avanfossa messiniana.

Le vicende tettoniche che hanno interessato l'area sono inquadrabili all'interno di un contesto più generale che ha riguardato l'Appennino laziale-abruzzese. Nel Messiniano questo settore appenninico viene completamente implicato nelle fasi compressive dell'o-

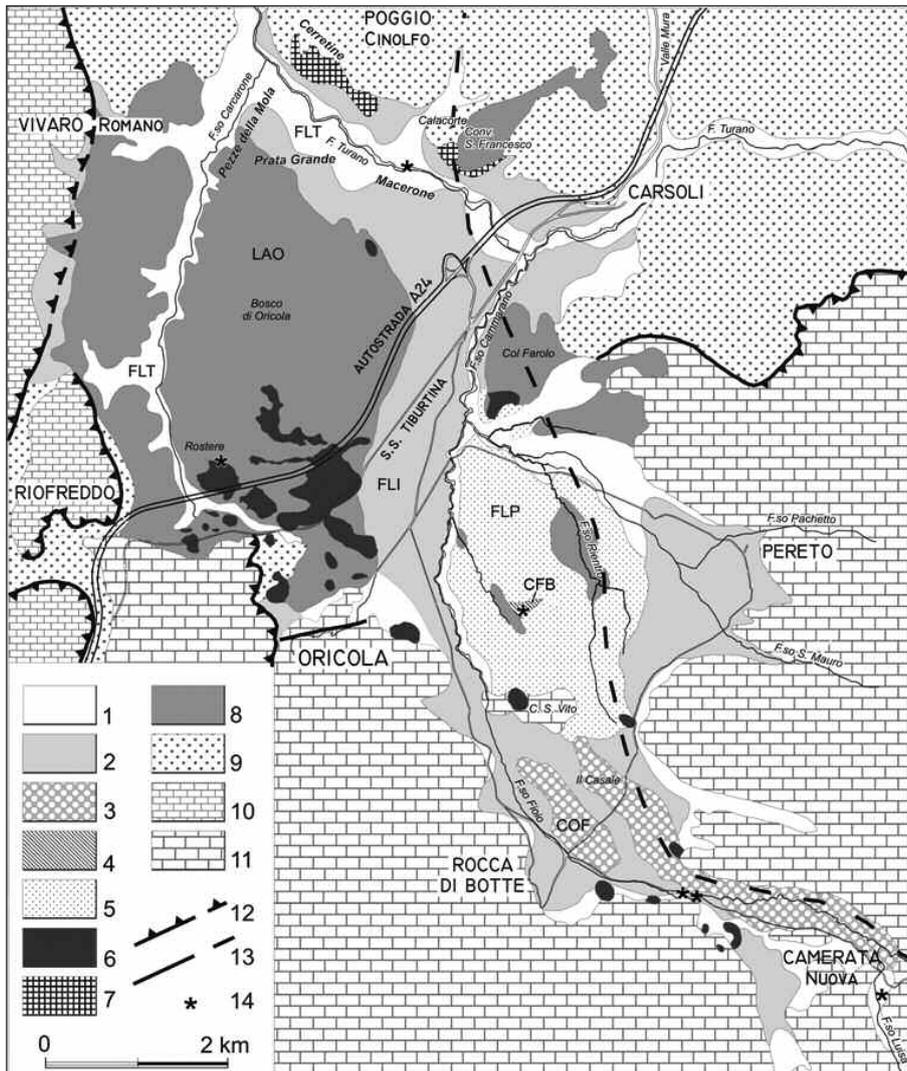


Fig. 2 - Schema geologico dell'intera Conca di Carsoli (modificato da D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005). Legenda: 1) ghiaie sabbie e limi del Fiume Turano - **FLT** - e depositi colluviali (*Tardo-Olocene - Attuale*); 2) ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine - **FLI** ($12,5-11,9 \div 4,1-3,9$ ka cal BC; *Tardoglaciale - Olocene iniziale*); 3) Conglomerati del Fosso Fioio - **COF** (*Pleistocene superiore*); 4) tufi calcarei di Fonte Bosco - **CFB** (46 ± 6 ka BP, metodo U/Th; *Pleistocene superiore*); 5) ghiaie, sabbie e limi dei Prati - **FLP** (*Pleistocene medio finale*); 6) depositi piroclastici indifferenziati ($531 \div 540$ ka BP, metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Rb/Sr; *Pleistocene medio*); 7) ghiaie della Madonna delle Grazie - **FLG** (*Pleistocene medio iniziale*); 8) limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola - **LAO** (*Pleistocene inferiore - Pleistocene medio iniziale*); 9) sedimenti terrigeni: torbiditi silicoclastiche e marne a *Orbulina* (*Miocene superiore*); 10) sedimenti carbonatici in facies Sabina di transizione (*Miocene inferiore - medio*); 11) sedimenti carbonatici in facies Laziale-Abruzzese di piattaforma (*Cretacico inferiore - Miocene medio*); 12) sovrascorrimento (tratteggiato: non affiorante); 13) faglia diretta (tratteggiata: non affiorante); 14) datazioni radiometriche.

*Geological scheme of the full Carsoli Basin (modified from D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005). Legend: 1) Turano River silts, clays and sands - FLT - and colluvial deposits (Late Holocene - Present); 2) Immagine gravels, sands and silts - FLI ($12.5-11.9 \div 4.1-3.9$ cal ka BC; Late Glacial - early Holocene); 3) Fioio Stream conglomerates - COF (Upper Pleistocene); 4) Fonte Bosco calcareous tufa - CFB (46 ± 6 ka BP, U/Th method; Upper Pleistocene); 5) Prati gravels, sands and silts - FLP (late Middle Pleistocene); 6) undifferentiated pyroclastic deposits ($531 \div 540$ ka BP, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr methods; Middle Pleistocene); 7) Madonna delle Grazie gravels FLG (early Middle Pleistocene); 8) Bosco di Oricola silts, clays and sands - LAO (Lower Pleistocene - early Middle Pleistocene); 9) terrigenous sediments: siliciclastic turbidites and *Orbulina* marls (Upper Miocene); 10) transitional «Sabina» facies carbonatic sediments (Lower-Middle Miocene); 11) «Laziale-Abruzzese» platform facies carbonatic sediments (Lower Cretaceous - Middle Miocene); 12) overthrust (hatched: not outcropping); 13) normal fault (hatched: not outcropping); 14) radiometric dating.*

rogenesi appenninica, che hanno determinato piegamenti ed accavallamenti vergenti verso NE, come ad esempio il fronte dei Simbruini. Alla fase tettonica messiniana fa seguito, nel Pliocene inferiore, una nuova fase, che determina la sovrapposizione, verso est, del dominio di transizione su quello di piattaforma lungo la citata linea "Olevano - Antrodoco". Questa linea avrebbe, quindi, le caratteristiche di un elemento tettonico fuori sequenza rispetto alla generale successione temporale e spaziale con cui si sono sviluppati i principali fronti di sovrascorrimento della catena appenninica, in progressiva migrazione verso est (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992). La catena appena strutturata è stata in seguito interessata da un'intensa fase tettonica distensiva plio-quaternaria, che ha ribassato estesi settori della catena stessa, mediante la genesi di numerose faglie dirette e la riattivazione di rampe di *thrust* come faglie normali a basso angolo; è questo il caso dell'importante faglia del Fosso Fioio (DAMIANI, 1990; COMPAGNONI *et alii*, 1993) che, con un decorso pressoché parallelo alla valle omonima (fig. 2), separa le dolomie e i calcari del Cretacico inferiore a NE, dai calcari del Cretacico superiore - Miocene a SO, con un rigetto reale di circa 1.500 m.

Per quanto concerne l'evoluzione tettonica della Conca di Carsoli, scarsi sono gli elementi e le evidenze di campagna che possano consentire una ricostruzione abbastanza attendibile, come anche rare sono le pubblicazioni su tale argomento riguardanti quest'area e le zone ad essa limitrofe. Tra queste può essere citato il lavoro di CAVINATO *et alii* (1986), che analizza le caratteristiche strutturali di un'ampia fascia (circa 30 km) a cavallo del settore centrale della linea "Olevano - Antrodoco", e quello di AMBROSETTI *et alii* (1987), finalizzato alla realizzazione della "Carta Neotettonica d'Italia".

Nel lavoro di CAVINATO *et alii* (1986), in cui almeno 15 stazioni di misura per l'analisi strutturale ricadono lungo il perimetro della

conca, sono state individuate quattro fasi tettoniche, di cui tre compressive, avvenute tra il Tortoniano-Messiniano e il Pliocene inferiore, ed una distensiva tra il Pliocene medio e l'attuale. La prima fase compressiva è contraddistinta da sistemi coniugati di faglie inverse a direzione appenninica e localmente da sistemi trascorrenti. A questa fase segue un episodio distensivo, che ha generato sistemi di faglie dirette con direzione NO-SE. La seconda fase compressiva ha causato la formazione di strutture plicative ad asse prevalente N-S e sistemi coniugati di faglie inverse N20°O, a cui sono associate faglie di trascinalamento orientate mediamente N70°E. La terza fase compressiva, meno evidente e diffusa delle precedenti, ha originato sistemi coniugati inversi e pieghe con cerniere NE-SO. La fase distensiva finale è rappresentata da sistemi coniugati di faglie dirette e faglie verticali N-S ed E-O, che dislocano chiaramente le strutture compressive preesistenti e, in particolare, la linea "Olevano - Antrodoco".

Nella "Carta Neotettonica d'Italia" (AMBROSETTI et alii, 1987), la Conca di Carsoli risulta caratterizzata, a partire dal Pliocene inferiore e medio, prima da un sollevamento, poi nel Pliocene medio e superiore da un abbassamento, seguito da una risalita; nel Pleistocene inferiore si sarebbe nuovamente verificato un abbassamento, seguito a partire dal Pleistocene medio da un sollevamento.

Prospezioni geofisiche, realizzate dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1998) su tutta la depressione per ricostruire l'andamento nel sottosuolo del substrato carbonatico e torbiditico, hanno evidenziato la presenza di diverse linee di discontinuità che isolano il *bedrock* secondo blocchi. Questi sono delimitati da linee di discontinuità principali che, con orientamento N-S e NNO-SSO, interessano l'intero sottosuolo della conca e da discontinuità di lunghezza minore allineate in direzione ONO-ESE, NE-SO, NO-SE e E-O. La disposizione relativa dei vari blocchi dà luogo ad alti e bassi strutturali al di sotto della successione continentale che ricopre in discordanza il substrato. In corrispondenza del Bosco di Oricola è stata registrata la massima profondità del tetto del substrato carbonatico, con quote che scendono al di sotto del livello del mare, fino a raggiungere la profondità di oltre 650 m dal piano campagna.

4. LITOSTRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO PRE-QUATERNARIO

Le rocce più antiche della successione carbonatica di piattaforma, risalgono agli inizi del Cretacico inferiore e si rinvengono esclusivamente lungo la valle del Fosso Fioio, dove affiorano, per diverse centinaia di metri di spessore, alternanze calcareo-dolomitiche passanti verso l'alto a dolomie ("dolomie del Fosso Fioio"). In continuità stratigrafica seguono i "calcarei a requienidi" dell'Aptiano-Cenomaniano, formati da calcari, calcari dolomitici e dolomie, e i "calcarei a radiolitidi" del Cretacico superiore. Nella parte più occidentale dei M.ti Simbruini (tra Arsoli, Pereto e Camerata Nuova), la successione cretatica di piattaforma carbonatica si chiude con i "calcarei saccaroidi ad orbitoidi" (?Campaniano *p.p.* - Maastrichtiano *p.p.*), formati da calcari di spessore modesto intensamente ricristallizzati.

Dopo la cosiddetta "lacuna paleogenica", la sedimentazione carbonatica continua con la deposizione delle "calcarei arancioni ad echinidi" del (?Burdigaliano - Langhiano *p.p.*). Tale unità, in genere paraconcordante sui calcari del Cretacico superiore, affiora con spessori esigui in corrispondenza dei rilievi simbruini che si affacciano sulla Conca di Carsoli. In successione stratigrafica sulle "calcarei arancioni ad echinidi" si rinviene la formazione dei "calcarei a briozoi e litotamni" (Langhiano *p.p.* - Serravalliano *p.p.*) costituita da calcareni bioclastiche biancastre ben stratificate. Questa formazione, con uno spessore di un centinaio di metri, occupa gran parte del settore sud-orientale, meridionale e sud-occidentale dell'area in esame e presenta dei caratteri parzialmente diversi nelle strutture laziali-abruzzesi e in quelle sabine.

Della successione sabina di transizione nell'area in studio affiora solo la "Formazione di Guadagnolo" (Aquitano *p.p.* - Langhiano (- Serravalliano *p.p.*)), costituita da marne, calcari marnosi e livelli calcarenitici, con lenti di selce ed abbondanti spicole di spugna. Questa formazione, presente esclusivamente lungo il margine occidentale della Conca di Carsoli, passa gradualmente a quella sopraccitata dei "calcarei a briozoi e litotamni".

Al di sopra dei calcari miocenici si rinvengono termini terrigeni appartenenti alla formazione delle "marne a *Orbulina*" del Serravalliano *p.p.* - Messiniano inferiore, che testimoniano l'iniziale impostazione del bacino di avanfossa del Liri-Tagliacozzo. Questa formazione, costituita da calcareni, calcari marnosi, marne e argille, affiora, in fasce strette ed allungate di modesto spessore, solo lungo il margine occidentale della conca. Alle marne a *Orbulina* seguono stratigraficamente torbiditi silicoclastiche che avrebbero colmato, nel Messiniano inferiore, il bacino di avanfossa sopra riportato ("Unità arenaceo-pelitica del Liri-Tagliacozzo"). Nell'area in studio le torbiditi sono prevalentemente arenacee, in strati molto spessi, con rare intercalazioni di litofacies arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee in strati sottili e molto sottili. Lungo il bordo nord-orientale della conca, tra Poggio Cinolfo e Carsoli, le arenarie torbiditiche sono caratterizzate da intercalazioni di livelli conglomeratici poligenici e di calcareniti grossolane, nonché dalla presenza di olistoliti calcarei. Le torbiditi affiorano essenzialmente lungo il margine settentrionale e nord-orientale della conca, nei dintorni di Riofreddo e a nord di Oricola (fig. 2). In corrispondenza del settore nord-orientale dei M.ti Simbruini, al di fuori dell'area in studio, la sedimentazione terrigena ha dato invece luogo, nel Tortoniano - Messiniano inferiore, alla formazione di spessi depositi poligenici, prevalentemente pefitici, d'origine marina, denominati "brecce della Renga" (DEVOTO 1967a; 1967b).

5. LITOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CONTINENTALI

Dopo una generale emersione, i prodotti originati dallo smantellamento dei rilievi meso-cenozoici, per opera degli agenti esogeni, hanno dato luogo ad una serie di depositi continentali quaternari, che si sono andati ad accumulare all'interno della depressione di Carsoli. Lo spessore di questi depositi è elevato, come

evidenziato dalle indagini gravimetriche effettuate da Di FILIPPO & TORO (1979) nel settore sud-orientale della conca stessa; più precisamente esso può abbondantemente superare i 200 m circa, sulla scorta dei dati ricavati dalle prospezioni geofisiche realizzate dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1998).

I depositi continentali quaternari individuati nell'area in esame sono stati distinti in diverse unità, essenzialmente sulla base delle loro caratteristiche litostratigrafiche e delle morfologie ad essi associate (fig. 3). In quest'ambito non si è fatto ricorso alle unità sintemiche, poiché il riconoscimento di superfici di discontinuità significative e dimostrabili si è rivelato molto difficoltoso a causa della rarità degli affioramenti.

Complessivamente, nell'ambito della successione continentale sono stati individuate le seguenti formazioni, elencate a partire dalle più antiche:

- Limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola (**LAO**).
- Ghiaie della Madonna delle Grazie (**FLG**).
- Vulcaniti della Conca di Carsoli:
 - Membro delle breccie d'apertura di Oricola Scalo (**BAO**).
 - Membro dei tufi grigi di Oricola Scalo (**TGO**).
 - Membro dei tufi rossi di S. Giovanni (**TRG**).
- Ghiaie, sabbie e limi dei Prati (**FLP**).
- Tufi calcarei di Fonte Bosco (**CFB**).
- Conglomerati del Fosso Fioio (**COF**).
- Ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (**FLI**).
- Ghiaie, sabbie e limi del Fiume Turano (**FLT**).
- Colluvi e detriti di versante (**CDV**).

5.1. Limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola (**LAO**)

I limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola costituiscono i depositi continentali più antichi presenti all'interno della conca (fig. 3). Questi sedimenti, confinati unicamente nel bacino attuale, affiorano in circa il 50% dell'area in esame, rinvenendosi con una certa continuità in tutto il settore nord-occidentale e in parte centrale della stessa (Bosco di Oricola) (fig. 2). Lembi isolati si rinvencono a Col Farolo e zone limitrofe, lungo il Fosso Rientro, a nord di Colle S. Vito e in corrispondenza del bordo orientale e nord-orientale della depressione (Convento di S. Francesco e dintorni). Nel settore nord-occidentale della conca la quota massima di affioramento è di 637 m, mentre la quota minima è di 575 m s.l.m., invece a Col Farolo la formazione affiora tra 658 m e 595 m s.l.m. Comunque, è lungo il margine orientale e nord-orientale che essa raggiunge le altezze più elevate, come ad esempio nell'area del Convento di S. Francesco. Partendo da questa località

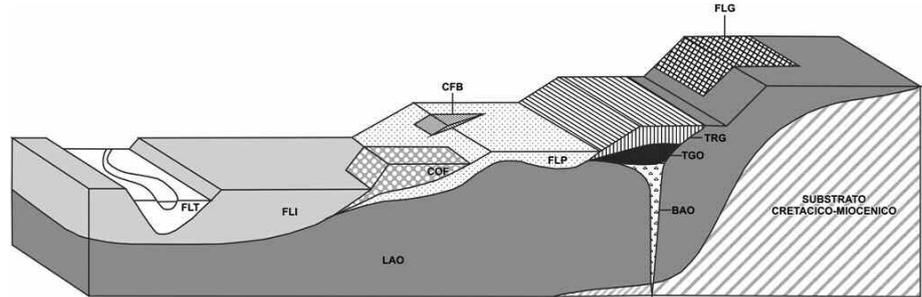


Fig. 3 - Ricostruzione schematica dei rapporti morfo-litostratigrafici tra le varie unità sedimentarie continentali individuate all'interno della Conca di Carsoli (non in scala). **LAO** = limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola; **FLG** = ghiaie della Madonna delle Grazie; **BAO** = breccie d'apertura di Oricola Scalo; **TGO** = tufi grigi di Oricola Scalo; **TRG** = tufi rossi di S. Giovanni; **FLP** = ghiaie, sabbie e limi dei Prati; **CFB** = tufi calcarei di Fonte Bosco; **COF** = conglomerati del Fosso Fioio; **FLI** = ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine; **FLT** = ghiaie, sabbie e limi del Fiume Turano.

*Schematic reconstruction of the morpho-lithostratigraphic relationships between the different continental sedimentary units recognized in the Carsoli Basin (not in scale). **LAO** = Bosco di Oricola silts, clays and sands; **FLG** = Madonna delle Grazie gravels; **BAO** = Oricola Scalo opening-vent breccias; **TGO** = Oricola Scalo grey tuffs; **TRG** = S. Giovanni red tuffs; **FLP** = Prati gravels, sands and silts; **CFB** = Fonte Bosco calcareous tufa; **COF** = Fioio Stream conglomerates; **FLI** = Immagine gravels, sands and silts; **FLT** = Turano River gravels, sands and silts*

e procedendo verso NE, le quote massime di affioramento variano, infatti, da 630 m a 730 m circa, mentre gli spessori massimi si mantengono costantemente intorno ai 20-30 m.

I depositi in esame si presentano ben stratificati e contraddistinti da alternanze di strati argilloso-limosi di colore grigio-azzurro e sabbioso-limosi di colore giallognolo; quest'ultimi sono più frequenti nella parte più alta della formazione, evidenziando un trend di tipo *coarsening-upward* (CU). Gli strati, di spessore variabile da qualche centimetro ad un metro, hanno una forma tabulare alla scala dell'affioramento e sono delimitati da superfici piane e parallele (fig. 4). Internamente essi sono caratterizzati da una sottile laminazione prevalentemente di tipo piano-parallela. Gli strati sabbioso-limosi sono interessati da diffuse screziature ocra legate a fenomeni di ossidazione dei minerali ferrosi. Frequentemente il passaggio da strati sabbioso-limosi a sottostanti strati argilloso-limosi è contrassegnato da patine di alterazione limonitiche e da tasche e lobi da carico. Queste strutture da carico fanno sì che il limite tra uno strato e l'altro a volte sia leggermente ondulato.



Fig. 4 - Limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola (**LAO**). Sezione artificiale ubicata in prossimità della pendici del versante settentrionale di Col Farolo. I sedimenti, di origine lacustre, si presentano ben stratificati e inclinati di circa 20° verso SSE.

Bosco di Oricola silts, clays and sands (LAO). Artificial section located near the base of the Col Farolo northern slope. The lacustrine sediments are well stratified and inclined by about 20° to SSE.

Nei livelli più argillosi, a luoghi, si individuano valve giovanili e frammenti di ostracodi di acqua dolce, appartenenti al genere *Ilyocypris* e *Candona* (Glozzi, comunicazione personale); si tratta di un'ostracofauna tipicamente ipoalina, propria di un ambiente lacustre o palustre, che non fornisce alcuna indicazione di età. Sempre negli strati più argillosi si rinvennero gusci, in alcuni casi ben conservati, di gasteropodi, appartenenti ai generi *Cernuella* cfr. *virgata*, *Cepea* sp., *Helix* sp., *Vallonia* cfr. *pulchella* e dubitativamente *Limnea*. Tale malacofauna è costituita da tutte forme terrestri, se si esclude la presenza, peraltro dubbia, di *Limnea*, genere tipico di acque stagnanti. I gasteropodi riconosciuti fanno presumere l'esistenza di un ambiente aperto, tipo prato, con bassa vegetazione. Le malacofaune rinvenute, comunque, essendo banali, non consentono nessuna determinazione di età relativa.

Per quanto riguarda il contenuto pollinico della parte più argillosa di questi sedimenti, su tre campioni analizzati solo due hanno restituito rarissimi palinomorfi appartenenti a due soli taxa erbacei: *Artemisia* e *Liliiflorae* (SADORI, 2005).

Un orizzonte lignitifero di modesto spessore è stato intercettato, ad una profondità di circa 100 m dal p.c., in un sondaggio realizzato molti anni fa all'interno del polverificio ex Stacchini sud, in località Rostere (quota boccapozzo 615 m s.l.m.).

La frazione più sabbiosa è caratterizzata da una gran quantità di granuli di natura silicoclastica, mentre sono del tutto assenti livelli di origine piroclastica. Le analisi diffrattometriche effettuate su alcuni campioni, infatti, hanno rilevato una composizione mineralogica costituita dai seguenti minerali, elencati in ordine di abbondanza: quarzo, plagioclasio, mica, clorite, caolinite e K-feldspato. La composizione mineralogica evidenziata, rivela una provenienza di questi depositi prevalentemente dall'erosione dei litotipi terrigeni messiniani, in gran parte affioranti nel settore settentrionale della Conca di Carsoli e a nord di essa, lungo la medio-alta valle del Turano.

Lo spessore di questi depositi, secondo i dati provenienti da alcune perforazioni realizzate soprattutto per scopi idrici, ed in base ad indagini geofisiche appositamente effettuate dal SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1998), è variabile da pochi metri lungo i margini della piana, a più di 200 m nella zona depocentrale del bacino, situata in corrispondenza del Bosco di Oricola.

Il limite inferiore di questa unità è rappresentato da una superficie di discontinuità erosiva, attraverso la quale la formazione poggia in discordanza angolare sul substrato marino carbonatico e terrigeno. Tale superficie, tracciabile lungo il bordo settentrionale, nord-orientale e orientale della Conca di Carsoli, aumenta sensibilmente e progressivamente di quota da Col Farolo verso le propaggini dei rilievi simbruini (da 650 a 675 m circa) e dal Convento di S. Francesco verso NE (da 600 a 700 m circa).

Alla sommità l'unità è delimitata da un'antica ed estesa superficie suborizzontale, coincidente con l'attuale piano topografico e discordante con la giacitura degli strati. Tale superficie, di natura chiaramente erosiva, è inclinata di circa 1° verso nord-ovest. Di questa superficie allo stato attuale rimangono solo alcuni lembi relitti tra le quote 620 m (Bosco di Oricola) e 658 m s.l.m. (Col Farolo), in conseguenza della sua incisione

da parte di un reticolo idrografico subdendritico orientato prevalentemente in direzione NO-SE e NNE-SSO.

Nel complesso la stratificazione nel settore centrale della conca è suborizzontale, mentre lungo il margine centro-orientale e nord-orientale della stessa gli strati assumono inclinazioni di circa 10°-20° con immersioni variabili da SSO a SE (fig. 4). In alcuni affioramenti, ubicati in prossimità di Col Farolo, sono state osservate delle piccole dislocazioni tettoniche di carattere distensivo con rigetto di qualche metro.

La presenza, lungo il bordo orientale e nord-orientale della conca, di strati più inclinati e di piccole faglie, unita a una quota più elevata delle superfici di discontinuità che delimitano questa formazione, inducono ad ipotizzare un sollevamento di questo settore.

I caratteri tessiturali e granulometrici di questi depositi, le loro strutture sedimentarie, la continuità laterale degli strati, la geometria e la regolarità delle superfici di stratificazione, l'ostracofauna in essi presente, fanno pensare ad una sedimentazione in un mezzo a bassa energia. Pertanto, sulla base di queste caratteristiche, peraltro uniformi in tutto il bacino sedimentario, e della distribuzione areale dei sedimenti, i depositi in questione possono essere attribuiti, in accordo con vari Autori (SEGRE, 1953; DEMANGEOT, 1965; RAFFY, 1979; ACCORDI et alii, 1986; DETTI, 1988; COLICA et alii, 1995; COMPAGNONI et alii, 2005; D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005; CHIARINI et alii, 2009), ad un ambiente depozionale lacustre.

In un affioramento situato nel Bosco di Oricola è stato individuato un livello di modesto spessore costituito da sabbie gialle grossolane, sovrapposte, con contatto erosivo, a questa formazione. Le sabbie, di natura silicoclastica e prive di minerali femici, sono caratterizzate da piccoli canali d'erosione e da una stratificazione incrociata ad alto angolo, che indica una paleocorrente diretta verso i quadranti settentrionali.

Alla sommità dei depositi lacustri, nelle aree suborizzontali preservate dall'azione degli attuali processi erosivi, COLICA et alii (1995) hanno individuato dei paleosuoli (alfisuoli a profilo A B C) con caratteristiche pedologiche di condizioni climatiche non attuali. Questi paleosuoli, secondo il parere degli stessi Autori, dal confronto con altri paleosuoli dell'Italia Centrale, potrebbero essere attribuiti al Pleistocene superiore.

In mancanza di precisi riferimenti crono-biostratigrafici, le età proposte per i depositi lacustri sono generiche e diverse. Secondo RAFFY (1981/82) tali sedimenti sono attribuibili al Pleistocene medio; ACCORDI et alii (1986) e COMPAGNONI et alii (2005) li indicano come (?)plio-pleistocenici, mentre secondo DETTI (1988), COLICA et alii (1995) e D'OREFICE & GRACIOTTI (2005) essi hanno un'età compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio. Questi depositi, in ogni modo, sono più antichi dei sovrastanti prodotti vulcanici, datati intorno ai 530-540.000 anni dal presente (cfr par. 5.3.).

5.2. Ghiaie della Madonna delle Grazie (FLG)

Questa formazione affiora, tra 640 m e 580 m di quota s.l.m., lungo il bordo nord-orientale della Conca di Carsoli, e più precisamente tra il Convento di S. Francesco ed il margine settentrionale della conca stessa (località "Cerretine"). Piccoli affioramenti, non cartografabili, probabilmente correlabili con quelli prima citati, si rinvennero, tra 700 e 710 m di quota, sulle colline

immediatamente a nord-ovest di Carsoli, ed in particolare sul versante destro della valle Mura, che si immette in destra della valle del Turano.

Nel complesso la formazione in esame è costituita prevalentemente da ghiaie eterometriche, da centimetriche a decimetriche ed in misura minore da blocchi, che in casi eccezionali superano il metro di diametro (fig. 5). A luoghi nel deposito grossolano s'intercalano piccole lenti limoso-argillose o livelli sabbiosi. In generale il deposito ghiaioso si presenta mal classato. Le ghiaie e i blocchi sono in prevalenza costituiti da litotipi calcarei appartenenti alla serie locale di piattaforma carbonatica, da "brecce della Renga" ed in minor misura da litotipi arenacei. Nella maggior parte dei casi i blocchi sono arrotondati, di forma sferica e con un indice di sfericità e di arrotondamento medio-alto; le ghiaie sono, invece, caratterizzate da una forma da sferica a discoidale e da un indice di arrotondamento minore. Sporadicamente s'individuano clasti contraddistinti da un'alterazione superficiale. La matrice è abbondante, essenzialmente sabbioso-limosa e di natura silicoclastica. Al suo interno non sono stati rinvenuti minerali femici di origine piroclastica. Nel complesso la tessitura è a supporto di clasti e solo raramente è a supporto di matrice. Non è evidente una netta embricatura dei ciottoli, comunque, nei pochi casi in cui questa è osservabile, essa denota un andamento prevalente della paleocorrente verso i quadranti settentrionali.

Questa formazione raggiunge uno spessore massimo di circa 10 m tra il Convento di S. Francesco e la collina Calacorte.

Le ghiaie della Madonna delle Grazie sono inferiormente a contatto diretto, tramite una irregolare superficie d'erosione, sia con le torbidite arenacee alto-mioceniche, sia con i limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola (fig. 3). Il limite superiore dell'unità coincide, invece, con l'attuale superficie topografica.

Dal punto di vista morfostratigrafico questa formazione, allungata nella stessa direzione dell'attuale corso del F. Turano e sospesa sulla sua odierna piana alluvionale, costituisce un terrazzo deposizionale i cui elementi morfologici principali (superficie sommitale e scarpata) sono stati fortemente rimodellati dagli agenti esogeni.

In base alle caratteristiche granulometriche e tessiture, al grado di arrotondamento dei clasti, alla presenza, in alcuni casi, di embricatura dei ciottoli, questi depositi possono essere ascritti a facies torrentizie.

L'attribuzione di un'età a questi sedimenti appare problematica. Infatti, anche se la loro posizione altimetrica è comparabile con quella dei depositi alluvionali affioranti nel settore meridionale della conca, attribuiti al Pleistocene medio finale (cfr. par. 5.4.), l'assenza di minerali di natura piroclastica nella matrice induce ad ipotizzare una loro messa in posto precedente al vulcanismo monogenico di Carsoli ed a quello dei grandi centri peri-tirrenici.

5.3. Vulcaniti della Conca di Carsoli

Nella parte centro-occidentale e meridionale della conca intermontana di Carsoli, inizia bruscamente, a partire da un'articolata superficie erosiva modellata nei depositi lacustri e nel substrato carbonatico mesozoico, una peculiare sequenza di terreni vulcanici. Si tratta di prodotti piroclastici di genesi locale, connes-



Fig. 5 - Ghiaie della Madonna delle Grazie (FLG) affioranti nei pressi della località Cerretine: ghiaie da centimetriche a decimetriche e blocchi a cui s'intercalano piccole lenti sabbiose. La porzione granulometricamente più fine del deposito è caratterizzata dall'assenza di minerali femici di natura piroclastica.

Madonna delle Grazie gravels (FLG) outcropping near Cerretine: centimetric to decimetric gravels and blocks with intercalated sandy lenses. The finer components are characterized by the absence of mafic pyroclastic elements.

si alla presenza in quest'area di un vulcanismo monogenico medio-pleistocenico (BARBIERI *et alii*, 1997, 2000; SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 2003; D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005; D'OREFICE *et alii*, 2006). Le vulcaniti sono state datate con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a 0,531 Ma da BOSI *et alii* (1991) e con il metodo Rb/Sr a 0,540 Ma da D'OREFICE *et alii* (2006).

La maggior parte dei prodotti vulcanici, e presumibilmente dei centri d'emissione, è localizzato nel settore centro-occidentale della conca, poco a nord di Oricola, e nel settore meridionale, tra Colle S. Vito e Camerata Nuova e lungo il Fosso Rientro. Un edificio isolato si trova nei pressi di Col Farolo, tra Oricola e Carsoli (fig. 2). Gli affioramenti ubicati in sinistra del Fosso Fioio, tra gli abitati di Rocca di Botte e Camerata Nuova, si allineano con direzione NNO-SSE in corrispondenza della probabile prosecuzione, al di sotto della coltre continentale, della faglia normale d'interesse regionale del Fosso Fioio, a cui alcuni Autori (DEVOTO, 1967a; DAMIANI, 1990; NASO *et alii*, 1991; COMPAGNONI *et alii* 1993) attribuiscono un'evoluzione tettonica complessa.

Nelle sequenze vulcaniche, costituite in prevalenza da tufi subaerei, non sono stati trovati paleosuoli né superfici erosive generalizzate imputabili a lunghe stasi eruttive (BARBIERI *et alii*, 2000). L'inclinazione degli strati è in genere poco accentuata, mentre sono frequenti le laminazioni incrociate e le strutture dunari, anche a scala metrica, associabili a *surge*. Le varie facies deposizionali si presentano spesso con rapporti laterali eteropici o canalizzati. Sono state riscontrate anche evidenti discordanze angolari e piccole faglie con rigetto da pochi centimetri ad alcuni decimetri, evidenti negli affioramenti di Collina Rostere e di Oricola Scalo (D'OREFICE & GRACIOTTI, 2005).

La stratigrafia di dettaglio, ricostruita sulla base dei vari affioramenti presenti nel Bosco di Oricola e nell'area limitrofa all'autostrada Roma-L'Aquila A24, ha

permesso di riconoscere tre principali unità piroclastiche, che corrispondono ad altrettante fasi eruttive. Quindi, all'interno di questa formazione sono stati distinti i seguenti membri, elencati dal basso verso l'alto (fig. 3 e 6):

- 1) breccie d'apertura di Oricola Scalo (BAO);
- 2) tufi grigi di Oricola Scalo (TGO);
- 3) tufi rossi di S. Giovanni (TRG).

Dalle analisi chimiche, mineralogiche e petrografiche, concentrate sul membro dei tufi grigi di Oricola scalo (TGO), poiché meno alterato degli altri, è emerso che la frazione juvenile di questi tufi è composta da lapilli non vescicolari plasticamente deformati e saldati tra loro, da lapilli altamente vescicolari (pomice), da frammenti vetrosi e da frammenti cristallini di leucite, flogopite, diopside e K-feldspato, spesso immersi in una matrice micritica (<1µm) e compatta di calcite. Tra i minerali accessori sono presenti lo spinello magnetico, l'apatite, il granato e l'olivina. La calcite micritica estratta dai lapilli è chimicamente molto diversa da quelle delle rocce sedimentarie e la sua composizione isotopica fornisce valori simili a quelli delle altre fasi mineralogiche e della roccia totale. Inoltre, questi valori differiscono in modo significativo da quelli ottenuti sui carbonati sedimentari dell'area di Oricola e sui clasti carbonatici incorporati nelle breccie d'apertura di Oricola scalo (BAO). In base alla composizione mineralogica ed alla moda generale, questi litotipi possono essere classificati come fono-foiditi e foiditi. Quando il contenuto della matrice carbonatica di origine ignea è superiore o prossimo al 50% del volume totale della roccia, tali litotipi possono considerarsi carbonatitici o carbonatiti s.s. Per una descrizione dettagliata delle caratteristiche minero-petrografiche e geochimiche delle unità piroclastiche individuate si rimanda, comunque, ai lavori specifici di BARBIERI *et alii* (2000), D'OREFICE & GRACIOTTI (2005) e D'OREFICE *et alii* (2006).

Di queste tre unità principali affiorano ampiamente solo le ultime due, mentre la prima, essendo legata alle fasi precoci d'apertura del condotto, affiora raramente. Essa è stata incontrata soprattutto in alcuni sondaggi a carotaggio continuo appositamente eseguiti nell'area (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2000); alcune osservazioni sono, tuttavia, possibili in blocchi, non in sito, provenienti da un vicino sbancamento effettuato nei pressi della stazione ferroviaria di Oricola-Pereto.

Le sequenze vulcaniche sopra citate a volte terminano con epiclastiti, costituite da lenti di sabbie ricche in cristalli, originate dal rimaneggiamento esogeno dei depositi primari.

5.3.1. Breccie d'apertura di Oricola Scalo (BAO)

Le breccie d'apertura di Oricola Scalo sono costituite da strati di spessore pluridecimetrico a struttura massiva che comprendono clasti calcarei d'origine sedimentaria, a spigoli vivi e di dimensioni centimetriche, immersi in una matrice cineritica grossolana (fig. 7). All'interno della matrice, inoltre, si rinvengono piccoli lapilli mediamente vescicolati, tra cui spiccano cristalli centimetrici di mica. Tra i cristalli sono presenti anche pirosseno, leucite, K-feldspato e magnetite.

Gli strati sono a volte separati da intercalazioni di tufo a laminazione incrociata, riferibile a strutture tipo

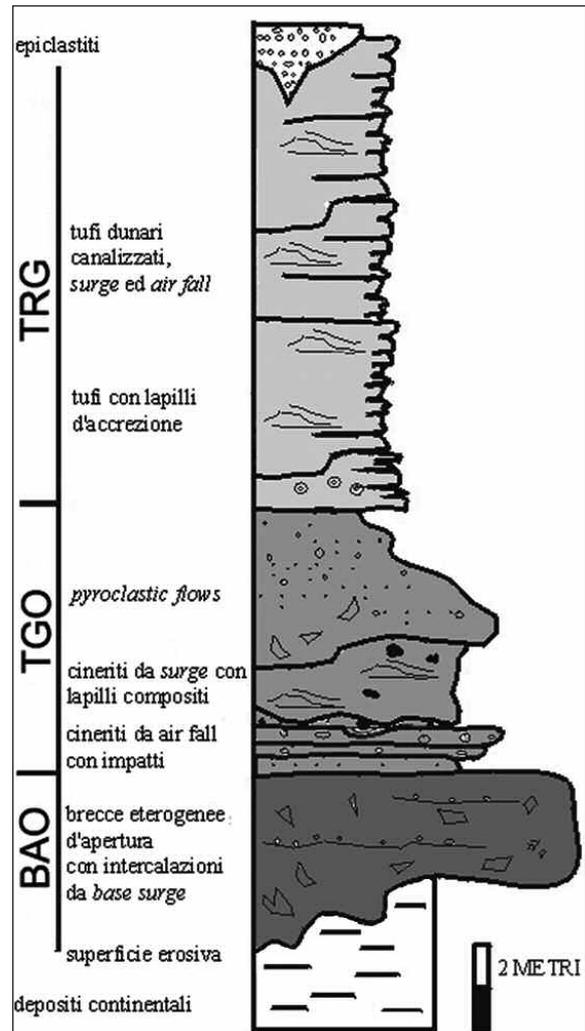


Fig. 6 - Colonna stratigrafica ricostruita sulla base dei vari affioramenti individuati nel Bosco di Oricola. Si tratta di una complessa sequenza di prodotti da flusso piroclastico, surge e caduta (*airfall*) (parzialmente modificata da BARBIERI *et alii*, 2000).

Stratigraphic section of the various volcanic outcrops identified in the Bosco di Oricola, showing a complex sequence of pyroclastic flow, surge and airfall products (partially modified after BARBIERI et alii, 2000).

ripples, forse da ricondurre a fenomeni di *base surge*. Questo membro risulta coerente per l'esistenza di cementi carbonatici.

Una parte dei clasti carbonatici d'origine sedimentaria è costituita da litotipi non affioranti nelle immediate vicinanze della Conca di Carsoli, ma che verosimilmente, provengono dal basamento attraversato dal condotto eruttivo, dato che i clasti carbonatici presenti nei depositi continentali circostanti, ed in posizione interna alla conca, non hanno caratteristiche compatibili con quelle delle breccie suddette. All'interno di quest'unità sono, inoltre, presenti vuoti, eventualmente riempiti da cementi secondari, lasciati da macrofossili vegetali e porzioni di fusti riferibili a graminacee (GIARDINI M., comunicazione personale) completamente sostituiti da calcite. I macroresti vegetali mostrano che il materiale è stato inglobato violentemente.



Fig. 7 - Breccie d'apertura di Oricola Scalo (BAO): clasti calcarei spigolosi di natura sedimentaria, immersi in una matrice cineritica grossolana, da cui spiccano cristalli centimetrici di mica. Nella matrice sono, inoltre, presenti frammenti di fusti vegetali completamente sostituiti da calcite.

The Oricola Scalo opening-vent breccias (BAO): sharp edged limestone sedimentary clasts immersed in a coarse cineritic matrix including centimetric crystals of mica and vegetal fragments completely substituted by calcite.

mente, frammentato ed isorientato durante la messa in posto di questa prima unità eruttiva.

Gli strati di breccia sono stati interpretati per lo più come depositi molto prossimali da caduta (*airfall*) e/o da *debris flow*, relativi alla fase di apertura del condotto (BARBIERI *et alii*, 2000; D'OREFICE *et alii*, 2006).

5.3.2. Tufi grigi di Oricola Scalo (TGO)

I tufi grigi di Oricola Scalo sono costituiti da un insieme di facies variabili da straterelli di cinerite a laminazione piano-parallela o incrociata fino a strati massivi di cinerite (BARBIERI *et alii*, 2000) (fig. 8). Questi ultimi sono saldati e molto competenti con accenni di *jointing* da contrazione ed evidente frattura concoide. Lo spessore di questo membro, affiorante estesamente nel Bosco di Oricola, è mediamente intorno ai 2 metri, ma può raggiungere i 10 m circa presso l'area di servizio della A24 "Civita Nord".

L'affioramento più significativo è quello corrispondente alla colata piroclastica che si allunga in direzione E-O tra la Collina Rostere (quota 630 m

s.l.m.) e la S. S. Tiburtina Valeria (quota 605 m s.l.m.), secondo una stretta fascia di circa 1,9 km di lunghezza (fig. 2). Dalle evidenze di campagna e soprattutto dai sondaggi geognostici realizzati trasversalmente all'asse della colata (fig. 9), essa corrisponde ad un corpo canalizzato all'interno di una preesistente vallecola incisa nei depositi lacustri (LAO). In conseguenza dell'inversione del rilievo ad opera dell'erosione selettiva, la colata piroclastica si trova attualmente lungo un displuvio, dove origina uno stretto ripiano tabulare.

All'interno di questo membro sono stati individuati calchi di frammenti di legno, rami e foglie aghiformi di conifere, attribuibili prevalentemente a Gimnosperme della famiglia delle Pinaceae (generi *Abies*, *Pinus* e *Picea*) (GIARDINI & FOLLIERI, 1992) ed in subordine ad Angiosperme (generi *Alnus*, *Carya* e *Zelkova*) (GIARDINI & SADORI, in SADORI, 2005). Alcuni *taxa* come *Alnus*, ma soprattutto *Abies* e *Carya*, richiedono condizioni clima-

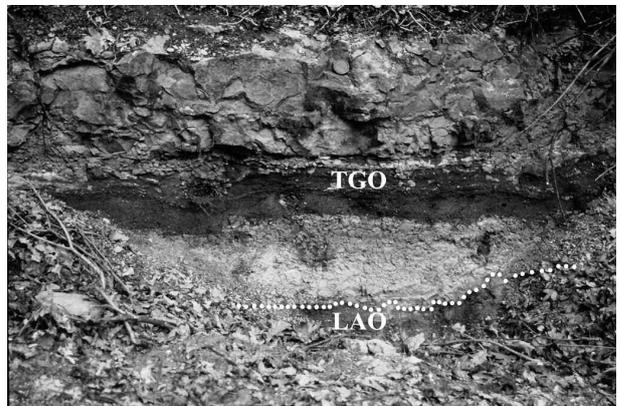


Fig. 8 - Tufi grigi di Oricola Scalo (TGO) affioranti all'interno del Bosco di Oricola. I tufi sono stratigraficamente sovrapposti ai depositi lacustri (LAO) attraverso una superficie di erosione.

The Oricola Scalo grey tuffs (TGO) outcropping at Bosco di Oricola. The tuffs stratigraphically overlay the lacustrine deposits (LAO) by means of an erosion surface.

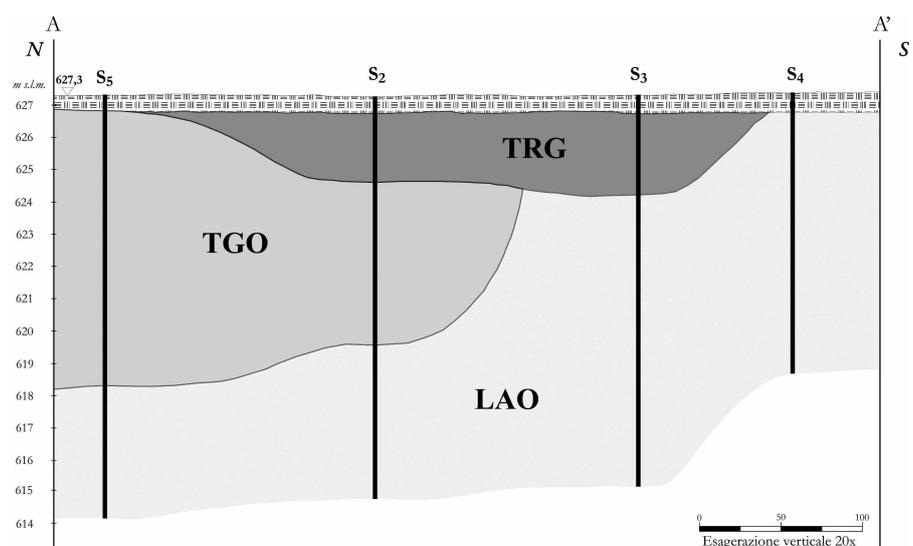


Fig. 9 - Sezione geologica A-A', ricostruita per mezzo dei sondaggi meccanici effettuati nei pressi di Oricola Scalo in direzione trasversale all'asse della colata.

Geological section A-A' near Oricola Scalo. The section has been reconstructed by coreholes drilled transversely to the pyroclastic flow axis.

tiche di tipo spiccatamente oceanico, caratterizzate cioè da una considerevole umidità atmosferica. I dati paleobotanici acquisiti sono perfettamente compatibili con le età attribuite a questi prodotti da Bosi *et alii* (1991) e D'OREFICE *et alii* (2006).

BARBIERI *et alii* (2000) e D'OREFICE *et alii* (2006) attribuiscono a questi depositi vulcanici una messa in posto, connessa, in prevalenza, a meccanismi di *pyroclastic flow* e di *surge*.

5.3.2. Tufi rossi di S. Giovanni (TRG)

I tufi rossi di S. Giovanni sono costituiti da una fitta alternanza di strati cineritici grossolani e fini, con lapilli pomicei generalmente rotti e brecciati e localmente con gusci cineritici accrezionari.

Essi sono essenzialmente sovrapposti sia ai sottostanti tufi grigi (TGO), sia ai depositi lacustri precedentemente descritti (LAO) (fig. 3). I tufi rossi hanno uno spessore (fino a 15 m) ed un'estensione areale di gran lunga maggiore di quella delle unità eruttive sottostanti. La giacitura varia da orizzontale ad inclinata (da 5° a 20°), rispecchiando la morfologia del substrato.

In questa unità si notano appoggi in netta discordanza angolare, canali sindeposizionali, forme ammantanti e strutture dunari anche di dimensioni metriche (fig. 10) (BARBIERI *et alii*, 2000). I tufi non si presentano compatti ed inoltre sono frequentemente interessati da orizzonti con patine limonitiche e da un'intensa pedogenizzazione negli strati superiori. In base alle strutture sedimentarie e alle caratteristiche strutturali, questa unità è stata interpretata da BARBIERI *et alii*, 2000 come un'alternanza di depositi da *surge* e da caduta (*airfall*).

La porzione superiore delle collinette che caratterizzano la zona compresa tra il Bosco di Oricola ed i contrafforti carbonatici meridionali è in gran parte costituita da questi materiali, i quali danno luogo a collinette, rimodellate dagli agenti esogeni, dalla forma conica, ellittica o semicircolare (fig. 2).

5.4. Ghiaie, sabbie e limi dei Prati (FLP)

A nord e ad est della piccola struttura carbonatica di Colle S. Vito, affiora un esteso corpo sedimentario rilevato di circa 15 – 20 m sulla piana alluvionale sottostante. La maggior parte del litosoma è compresa tra il Fosso Fioio-Secco ed il Fosso S. Mauro (fig. 2).

Il limite inferiore di questo corpo sedimentario terrazzato è rappresentato da una superficie d'erosione fluviale irregolare, che lo pone a diretto contatto sia con il substrato carbonatico (nell'estremo settore meridionale della conca) e sia con i depositi lacustri e vulcanici (nel settore centro-meridionale della medesima depressione) (fig. 3).

La mancanza di sezioni naturali e artificiali significative e di dati geognostici non ha consentito di delineare l'architettura interna di questa unità deposizionale. Tuttavia, sulla base dei dati di campagna relativi alla distribuzione ed alla granulometria dei depositi affioranti in superficie, è possibile distinguere zone con prevalenza di sedimenti grossolani, alternate a zone essenzialmente caratterizzate da sedimenti fini. Le prime sono contraddistinte principalmente da ghiaie grossolane e blocchi (diametro massimo intorno ai 30 cm) con tessitura a supporto di clasti e matrice sabbioso-limoso ricca in minerali vulcanici; i singoli elementi presentano un elevato indice di arrotondamento e sono costituiti da



Fig. 10 - Tufi rossi di S. Giovanni (TRG) affioranti tra l'A24 e la stazione ferroviaria di Oricola-Pereto, in corrispondenza di uno sbancamento antropico. I tufi sono caratterizzati da una fitta alternanza di cineriti grossolane e fini e da strutture dunari.

The S. Giovanni red tuffs (TRG) outcropping between the A24 Highway and the Oricola-Pereto railway station, next to a man-made cut. They are characterized by a tight alternance of coarse and fine cinerites showing dune structures.

litotipi carbonatici di piattaforma (fig. 11). Le seconde, più frequenti alla sommità del corpo sedimentario, sono invece rappresentate da limi sabbioso-argillosi e argille limose con abbondanti minerali di origine vulcanica.

Il corpo sedimentario presenta marcate variabilità di spessore, passando, in breve distanza, da spessori nulli a spessori intorno ai 20 m.

Il litosoma è delimitato superiormente da un'estesa superficie, corrispondente con il piano topografico, che si sviluppa più o meno tra le quote 700 e 620 m circa; tale superficie, coincidente con l'originaria superficie deposizionale, mostra un'inclinazione di circa un grado verso NO.

I depositi in questione sono alterati al tetto da

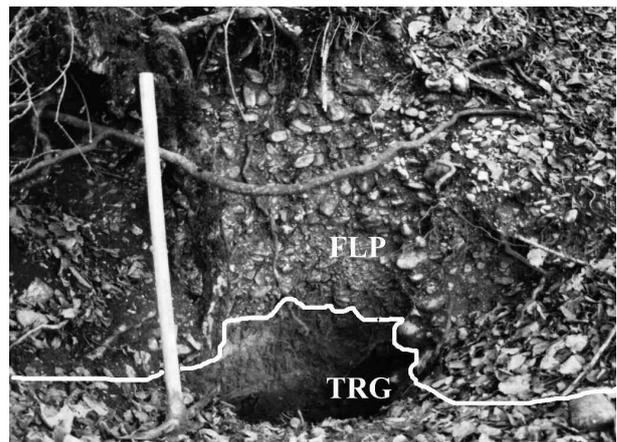


Fig. 11 - Località "Prati": ghiaie eterometriche appartenenti alla facies grossolana dell'unità dei Prati (FLP). Le ghiaie, ben arrotondate, sono costituite da litotipi carbonatici di piattaforma, mentre la matrice sabbioso-limoso è ricca di minerali vulcanici. Le ghiaie sono sovrapposte all'unità dei tufi rossi di S. Giovanni (TRG).

Prati: heterometric gravels belonging to the coarse facies of the Prati unit (FLP). The well-rounded gravels consist of carbonate platform lithotypes, whereas the sandy-silty matrix is rich in volcanic minerals. The gravels rest on the S. Giovanni red tuffs unit (TRG).

mollisuoli e alfisuali sui depositi ghiaiosi e da entisuoli sui sedimenti più fini (COLICA *et alii*, 1995).

Il corpo sedimentario è disseccato dai diversi corsi d'acqua di provenienza simbruina, che si immettono nel settore meridionale della Conca di Carsoli.

Lembi isolati di modeste dimensioni, appartenenti a questa formazione, si rinvengono anche alla base del versante meridionale di Col Farolo, tra quota 610 e 625 m s.l.m., nei pressi della stazione di servizio della A24 (Civita Nord), tra quota 610 e 630 m s.l.m., e nei dintorni della Collina Rostere, intorno alla quota 615 m.

In considerazione degli aspetti geometrici, tessiturali, e morfologici è possibile interpretare il corpo sedimentario in questione come la porzione più distale di un antico conoide di deiezione, che progressivamente sfumava, verso NO, ad un ambiente di piana alluvionale.

La deposizione del litosoma posteriormente ai prodotti del vulcanismo monogenico di Carsoli, la posizione altimetrica della superficie sommitale relitta, il suo grado di evoluzione nei riguardi dei processi erosivi, nonché le caratteristiche pedogenetiche dei suoli su di essa sviluppatasi, fanno propendere per un'età del corpo sedimentario riferibile alla parte finale del Pleistocene medio.

5.5. Tufi calcarei di Fonte Bosco (CFB)

I tufi calcarei di Fonte Bosco affiorano circa un chilometro a nord di Colle S. Vito, intorno alla quota di 635 m. Essi costituiscono un corpo, leggermente inclinato verso OSO, i cui resti danno luogo ad una forma planimetrica pressappoco triangolare, estesa in lunghezza per circa 250 m e larga al massimo circa 100 m (fig. 2). Il corpo sedimentario, di spessore variabile tra 0,5 e 1,5 m circa, inferiormente poggia su una superficie erosiva modellata a spese sia dei depositi lacustri del Bosco di Oricola (LAO) e sia della litofacies più grossolana delle ghiaie, sabbie e limi dei Prati (FLP), ad essi soprastante (fig. 3). Il litosoma è delimitato superiormente da un suolo scuro evoluto da terreni ricchi in materiali vulcanici rimaneggiati, su cui si è sviluppato un rigoglioso castagneto (DRAMIS *et alii*, 2008) (fig. 12).



Fig. 12 - Piccolo rilievo, ubicato circa 1 km a nord di Colle S. Vito, la cui parte sommitale è formata dai tufi calcarei di Fonte Bosco (CFB). Questo deposito è ricoperto da un suolo scuro ricco di minerali vulcanici, sul quale si è sviluppato un boschetto di castagni.

A small hill located ca. 1 km north of Colle S. Vito topped by the Fonte Bosco calcareous tufa (CFB). This deposit is covered by a brown soil rich in volcanic elements over which a small chestnut grove has grown.

Di un certo interesse è la presenza, nei dintorni del corpo sedimentario in esame, di concrezioni carbonatiche diagenetiche e di frammenti di vulcaniti grigie litoidi.

Il deposito carbonatico (65% di CaCO_3) nel complesso si presenta grossolanamente stratificato in livelli coerenti. Ad un'osservazione macroscopica il litotipo appare compatto, di colore marrone-giallognolo (10YR 6/4) e formato da fanghi di natura calcarea. Internamente sono visibili ad occhio nudo alcuni gasteropodi polmonati di acque basse (*Lymnaea truncatula*) e terrestri (genere *Euconulus*) (Esu D., comunicazione personale). Tra le strutture post deposizionali, frequenti sono le mineralizzazioni di manganese, anche in forma dendritica, i cristalli e le vene di calcite orientate in modo casuale e le patine di color marrone scuro, anch'esse prive di un'orientazione prevalente.

L'esame al microscopio polarizzatore di alcune sezioni sottili e le analisi diffrattometriche, hanno consentito d'individuare la seguente composizione mineralogica: 1) calcite micritica in percentuale predominante; 2) quarzo di apporto terrigeno, fillosilicati e mica (paragonite) in tracce. In base al contenuto mineralogico rilevato, il litotipo può essere classificato come calcare micritico.

Secondo DRAMIS *et alii* (2008), il deposito carbonatico potrebbe essere classificato come *freshwater travertine* o *calcareous tufa* (PEDLEY, 1990).

Una datazione isotopica, realizzata con il metodo dei disequilibri nella serie dell'uranio, eseguita sul deposito carbonatico, ha fornito una età di 46 ± 6 ka BP (DRAMIS *et alii*, 2008). Nella datazione si è tenuto in debito conto della presenza d'impurità applicando un metodo di correzione (*Total Sample Dissolution*), che consiste nell'analizzare differenti sub-campioni dello stesso affioramento. Questa datazione colloca il deposito carbonatico all'interno dello stadio isotopico MIS 3, definito anche *Interstadio Pleniglaciale* (FOLLIERI *et alii*, 1989), essendo una fase di relativo riscaldamento tra il MIS 4 (I pleniglaciale) e il MIS 2 (II pleniglaciale).

Il rapporto d'incassamento del deposito carbonatico con le ghiaie, sabbie e limi dei Prati (FLP), conferma, per quest'ultima formazione, un'età molto più antica dello stadio isotopico 3.

5.6. Conglomerati del Fosso Fioio (COF)

Nel tratto di fondovalle che va dallo sbocco del Fosso Fioio nella Conca di Carsoli (poco prima di Camerata Nuova) alla località il Casale (comune di Rocca di Botte), affiora una stretta fascia di depositi conglomeratici (fig. 2) che termina, in parte sotto forma di ghiaie sciolte, poco prima di Colle S. Vito.

Complessivamente il deposito è clasto-sostenuto; la matrice è solitamente assente, nei rari casi in cui è presente essa è costituita prevalentemente da sabbie ricche in minerali femici di natura vulcanica (fig. 13). I clasti, di origine carbonatica, litologicamente appartengono alla serie locale di piattaforma interna laziale-abruzzese. Essi sono eterometrici (alcuni raggiungono il metro di diametro), di forma generalmente sferica e con grado di arrotondamento variabile da subangoloso a subarrotondato (litofacies Gm di MIALL, 1977, 1978, 1985). Nell'insieme il sedimento si presenta mal classato, non si osservano embricature nei clasti e canali d'erosione.



Fig. 13 - Conglomerati del Fosso Fioio (COF) affioranti nei pressi di Fontanile Brecciaro: conglomerati costituiti da clasti carbonatici eterometrici da subangolosi a subarrondati. La matrice è scarsa o assente, mentre il grado di cementazione varia da basso a medio.

Fioio Stream conglomerates (COF) outcropping near Fontanile Brecciaro: conglomerates made of heterometric, sub-angular to sub-rounded, carbonatic clasts, with scarce or absent matrix and low to medium cementation level.

All'interno del deposito non si notano particolari strutture sedimentarie, tuttavia nel tratto compreso tra Camerata Nuova e Rocca di Botte si evidenzia una stratificazione grossolana pressoché orizzontale, sottolineata da un'alternanza di livelli formati da clasti a differente grado di arrotondamento. Il cemento è calcitico e in alcuni casi riempie tutti i vuoti intergranulari. Un tentativo di datare il cemento con il metodo U/Th non ha dato buon esito, poiché l'elevata componente detritica in esso contenuta, non ha consentito di ottenere dei complessi isotopici puri da analizzare allo spettrometro.

I rapporti stratigrafici di quest'unità con le ghiaie, sabbie e limi dei Prati (FLP) non sono osservabili per la mancanza di affioramenti significativi.

Sulla base delle sole caratteristiche geometriche e morfologiche, quali la posizione allo sbocco della valle, la forma leggermente svasata nella parte terminale e le quote delle superfici relitte sommitali (coincidenti con l'originaria superficie deposizionale) lievemente decrescenti verso il centro della conca, è possibile interpretare il corpo sedimentario in esame come parte di un ben

più esteso conoide alluvionale. Probabilmente la messa in posto di tale conoide può essere avvenuta nel Pleistocene superiore, in concomitanza dell'ultima glaciazione.

5.7. Ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (FLI)

Le aree pianeggianti della Conca di Carsoli, altimetricamente disposte pressappoco tra le quote di 690 m (estremo settore meridionale della conca) e 585 m s.l.m. (estremo settore settentrionale), sono occupate da depositi di piana alluvionale non più attivi e sospesi da alcuni metri fino a circa 10 m sull'attuale fondovalle del Fiume Turano e del Fosso Cammarano (fig. 2).

I depositi in questione sono costituiti da ghiaie grossolane eterometriche (prevalentemente centimetriche), da sub-arrotondate ad arrotondate, generalmente in matrice sabbiosa, passanti lateralmente e verticalmente, con contatto netto, a sabbie limose e limi argilloso-sabbiosi scuri (fig. 14). Minerali femici di origine vulcanica si rinvencono sia nella matrice delle ghiaie, sia nella frazione sabbiosa dei sedimenti fini. Si sottolinea che i clasti facenti parte delle facies più grossolane hanno un grado di arrotondamento ed una dimensione massima (intorno ai 20-25 cm) inferiore a quella dei clasti appartenenti ai depositi fluviali più antichi della Conca di Carsoli (FLG e FLP).

I depositi ghiaiosi danno luogo a corpi sedimentari a geometria prevalentemente nastriforme, larghi alcune centinaia di metri e spessi anche qualche decina di metri. Essi incidono, con contatto netto ed erosivo, i depositi più fini adiacenti, dando origine a canali di piana alluvionale.

Il limite inferiore è costituito da una superficie erosiva, che pone questo corpo sedimentario a diretto contatto sia con il substrato carbonatico (settore meridionale della depressione) e sia con le più antiche unità stratigrafiche continentali (LAO, FLG, TGO, TRG, FLP e COF). Il limite superiore è rappresentato da una vasta superficie d'accumulo sub-orizzontale, coincidente con



Fig. 14 - Ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (FLI), messi in luce dall'erosione laterale del Fosso Cammarano, nei pressi del centro commerciale "Carsoli 2": ghiaie grossolane eterometriche di riempimento di canale fluviale, sormontate, con contatto netto, da sedimenti più fini di tracimazione fluviale.

Immagine gravels, sands and silts (FLI), exposed by the lateral erosion of Fosso Cammarano near the Carsoli 2 Commercial Center: heterometric coarse channel-fill gravels, overlain with sharp contact by finer overbank sediments.

il piano topografico su cui corre la viabilità principale della conca (S.S. 5 Tiburtina Valeria, S.P. 27 del Cavaliere, S.P. 48/b Camerata Nuova, Via Spineta).

In superficie questi depositi sono caratterizzati da suoli abbastanza evoluti, che vanno da entisuoli a mollisuoli sui depositi più grossolani e da entisuoli ad alfisuoli sui sedimenti più fini (COLICA *et alii*, 1995).

Su alcuni livelli organici presenti all'interno di quest'unità stratigrafica sono state effettuate due datazioni al radiocarbonio, le quali hanno fornito le seguenti età calibrate: *i*) 4.180 – 3.940 anni cal BC (campione CeDaD-LTL3919A, prelevato alla sommità della formazione, lungo la sponda destra del Fosso Fioio, presso Fontanile Brecciaro – fig. 15); *ii*) 12.450 – 11.900 anni cal BC (campione CeDaD-LTL3920A, prelevato alla base della sponda sinistra del Fosso Fioio, presso Fontanile Brecciaro – fig. 16).

La gran parte dei conoidi inattivi ubicati in corrispondenza dello sbocco nella conca delle principali valli fluviali possono essere correlati a questi depositi, in quanto fisicamente in continuità morfologica con essi.

In base alle considerazioni sopra esposte, e soprattutto alle datazioni radiometriche, si può ipotizzare per i depositi alluvionali, come anche per i conoidi inattivi, un periodo di formazione compreso tra il Tardoglaciale e l'Olocene antico.

5.8. Ghiaie, sabbie e limi del Fiume Turano (FLT)

I sedimenti appartenenti a questa unità si rinvencono lungo i fondovalle attuali della conca e corrono incassati principalmente all'interno della formazione delle ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (FLI), terrazzandola, a sud-ovest di Col Farolo, a sud del Convento di S. Francesco e in località Macerone, in almeno due ordini.



Fig. 15 - Parte superiore dell'unità delle ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (FLI), affiorante lungo la sponda destra del Fosso Fioio, presso Fontanile Brecciaro. In evidenza sedimenti fini ricchi in materia organica, intercalati nei depositi ghiaiosi. La datazione al radiocarbonio di un campione prelevato in tale livello ha fornito l'età calibrata di 4.180 – 3.940 anni BC.

Upper part of the Immagine gravels, sands and silts (FLI), outcropping along the right bank of the Fioio Stream, near Fontanile Brecciaro. Note the fine sediments, rich in organic matter, that are interbedded in the gravelly deposits. Radiocarbon dating of a sample taken from this level provided a calibrated age of 4,180 to 3,940 years BC.

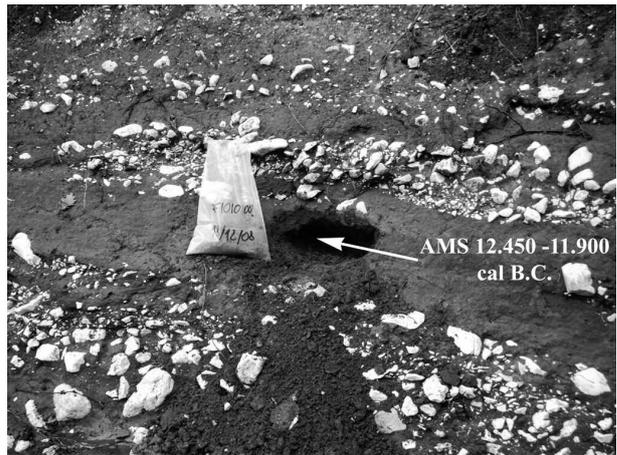


Fig. 16 - Parte inferiore dell'unità delle ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine (FLI), affiorante lungo la sponda sinistra del Fosso Fioio, presso Fontanile Brecciaro. Si notano sedimenti fini ricchi in materia organica, intercalati nei depositi ghiaiosi. La datazione al radiocarbonio di un campione prelevato in tale livello ha fornito l'età calibrata di 12.450 – 11.900 anni BC.

Lower portion of the Immagine gravels, sands and silts (FLI), outcropping along the left bank of the Fioio Stream, at Fontanile Brecciaro. Note the fine sediments, rich in organic matter, that are interbedded in the gravelly deposits. Radiocarbon dating of a sample taken from this level provided a calibrated age of 12,450 to 11,900 years BC.

Si tratta di sedimenti prevalentemente limoso-sabbiosi, affioranti lungo i fondovalle percorsi dal Fosso Carcarone, compreso il reticolo ad esso affluente, e dal Fosso Rientro. Alternanze di strati ghiaiosi con strati limoso-sabbiosi e sabbioso-limosi si rinvencono, invece, lungo gli alvei dei fossi Fioio, Secco, S. Mauro, Pacchetto e Cammarano. Tali alternanze sono ben evidenti anche lungo le sponde del Fiume Turano (fig. 17) e nelle aree ad esso adiacenti; tuttavia, a breve distanza dall'asse fluviale, affiorano in superficie depositi granulometricamente più fini, come ad esempio in destra del Fosso Carcarone (località Pezze della Mola), dove si



Fig. 17 - Ghiaie, sabbie e limi (FLT) affioranti lungo la sponda destra del Fiume Turano: ghiaie grossolane di riempimento di canale fluviale passanti superiormente, con contatto netto ed erosivo, a limi sabbiosi di tracimazione, finemente stratificati e ricchi di sostanza organica.

Gravels, sands and silts (FLT) outcropping on the right side of the Turano River: coarse channel-fill gravels passing upwards, with a sharp erosional contact, to finely stratified, overbank sandy silt sediments, rich in organic matter.

passa ad una piana alluvionale costituita da limi argillosi e argille limose di trascinamento fluviale. In questa piana la continuità laterale dei depositi fini è a volte interrotta da sottili fasce (non cartografabili) di sedimenti più grossolani (in genere sabbie e ghiaie) dall'andamento in pianta arcuato, riconducibili a meandri abbandonati del F. Turano. Sempre in corrispondenza dell'attuale piana alluvionale del F. Turano (località Prata Grande), le indagini geoelettriche hanno messo in evidenza l'esistenza di un paleocanale, a direzione circa est-ovest, leggermente spostato più a sud-ovest rispetto al corso d'acqua odierno.

Nella parte centrale dell'alveo del F. Turano si possono osservare, in più punti, barre longitudinali in formazione costituite da ghiaie, passanti sottocorrente a sabbie grossolane.

I suoli che a volte si osservano alla sommità di questa formazione sono caratterizzati da uno scarso grado di evoluzione pedogenetica (entisuoli, secondo COLICA et alii, 1995).

Una datazione al radiocarbonio effettuata su un legno carbonizzato rinvenuto all'interno di sedimenti limosi appartenenti a questa formazione (fig. 18) ha fornito un'età calibrata di 330 – 200 anni cal BC (CeDaD-LTL3921A), corrispondente al IV–II sec. a.C. (età repubblicana di Roma antica). Il campione è stato prelevato alla base della sponda destra del F. Turano, nei pressi della località Macerone.

Ai depositi fluviali in esame si possono correlare alcuni conoidi di modeste dimensioni. Tra questi possono essere citati quello di seconda generazione ad ovest di Camerata Nuova e quello del Fosso Luisa, ad est di Camerata Nuova. Il rinvenimento di depositi databili all'interno di quest'ultimo conoide da parte di BARBIERI et alii (1998), è sicuramente d'indubbio significato, anche in considerazione del fatto che nell'area in esame sono quasi del tutto assenti i riferimenti cronologici relativi ai depositi quaternari continentali. Il conoide del Fosso Luisa è ubicato 300 m ad est di Camerata Nuova (M.ti Simbruini nord-orientali), in corrispondenza del tratto terminale dell'angusta valle a "V" percorsa dal fosso omonimo, affluente di sinistra del Fosso Fioio (fig. 2). In pianta il conoide ha una forma stretta ed allungata, con circa 200 m di larghezza massima e 1.200 m di lunghezza; la sua pendenza media si aggira intorno al 10% e lo spessore è superiore ai 5 m. In un taglio antropico è stato possibile individuare una successione che mostra le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche della parte superiore del conoide. Tale successione è costituita da (fig. 19): 1) Uno strato inferiore di ghiaie calcaree eterometriche a spigoli smussati, con tessitura a supporto di matrice e gradazione inversa; 2) Uno strato intermedio formato da sedimenti argilloso-limosi debolmente sabbiosi di colore 5YR3/4 (bruno rossastro scuro), contenenti piccoli frammenti di ceramica fluitata e con tracce di pedogenesi; 3) Uno strato superiore di ghiaie e blocchi calcarei eterometrici, a spigoli

smussati, con tessitura a supporto di clasti e gradazione inversa. La datazione con il metodo del ^{14}C delle sostanze organiche presenti nello strato intermedio, interpretato come un deposito d'origine colluviale (BARBIERI et alii, 1998), ha fornito un'età radiometrica convenzionale di 3.270 ± 50 anni BP e un'età calibrata variabile tra 3.550 - 3.400 anni BP. In generale le carat-



Fig. 18 - Depositi fluviali (FLT) affioranti lungo la sponda destra del Fiume Turano: strato limoso contenente del materiale ligneo carbonizzato. La datazione al radiocarbonio di tale reperto ha fornito l'età calibrata di 330 – 200 anni BC.

Fluvial deposits (FLT) outcropping on the right bank of the Turano River: silty layer containing carbonised wood. Radiocarbon dating provided a calibrated age of 330 to 200 years BC.

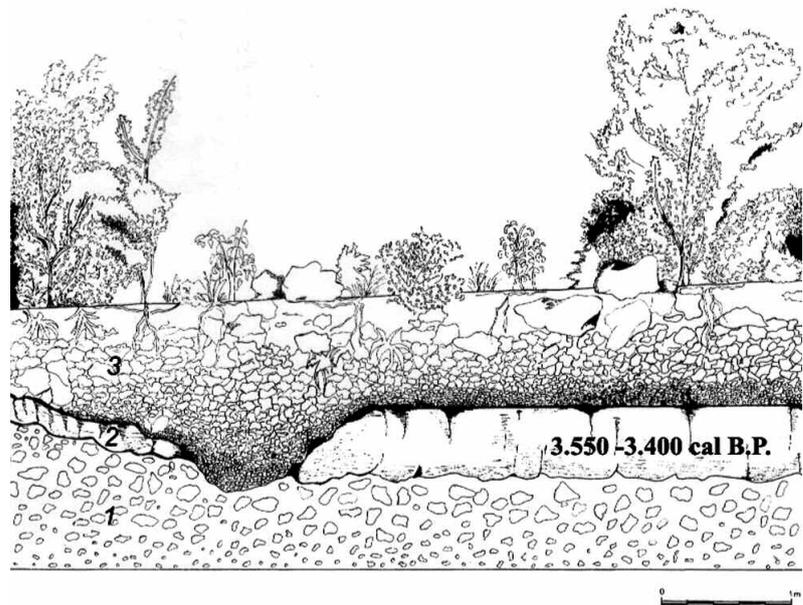


Fig. 19 - Sezione schematica stratigrafica della parte superiore del corpo del conoide del Fosso Luisa (Camerata Nuova) (parzialmente modificata da BARBIERI et alii, 1998). Legenda: 1) strato inferiore di ghiaie calcaree eterometriche con tessitura a supporto di matrice e gradazione inversa; 2) deposito colluviale a granulometria fine; 3) strato superiore di ghiaie e blocchi calcarei eterometrici, con tessitura a supporto di clasti e gradazione inversa.

Schematic stratigraphic section of the upper part of the Luisa stream alluvial fan (Camerata Nuova) (partially modified after BARBIERI et alii, 1998). Legend: 1) lower layer of heterometric calcareous gravels with matrix-supported texture and reverse grading; 2) fine-grained colluvial deposit; 3) upper layer of heterometric calcareous gravels and blocks, with clast-supported texture and reverse grading.

teristiche sedimentologiche di entrambi gli strati ghiaiosi (basso grado di selezionamento, assenza di embricatura, gradazione inversa e la presenza di grossi massi alla sommità dell'affioramento) consentono d'ipotizzare un meccanismo di sedimentazione di tipo *debris flow*.

5.9. Colluvi e detriti di versante (CDV)

I depositi di natura colluviale si rinvencono al piede di aree interessate da processi di dilavamento, nel luogo in cui le condizioni morfometriche del versante consentono la loro deposizione. Generalmente si tratta di sedimenti fini limoso-argillosi di spessore modesto (fino a circa 3 m), a struttura massiva, contenenti frequentemente ciottoli sparsi e frammenti di laterizi, che consentono di riferire la loro formazione almeno in parte all'Olocene. Questi depositi, distribuiti prevalentemente alla base dei rilievi, sono diffusi nelle aree di affioramento dei litotipi terrigeni e lacustri, ma si riscontrano anche in corrispondenza dei versanti carbonatici.

I detriti di versante si rinvencono addossati ai piedi dei rilievi calcarei e calcareo-marnosi che bordano la Conca di Carsoli, dove danno luogo a fasce strette ed allungate. In particolare essi sono presenti alla base dei Monti Sabini orientali e ai piedi delle dorsali carbonatiche appartenenti ai M.ti Simbruini nord-orientali, che racchiudono il settore meridionale della conca. I detriti di versante sono costituiti da clasti carbonatici sciolti, eterometrici, a spigoli vivi ed hanno una matrice terrosa. Lo spessore massimo di questi depositi è dell'ordine di alcuni metri.

6. - EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELL'AREA

I dati geologici, geomorfologici e geocronologici consentono di delineare, anche se in maniera incompleta e per certi versi incerta, una serie di eventi sedimentari ed erosivi che hanno caratterizzato quest'area. Pertanto, viene qui di seguito riportata, in forma sintetica, la ricostruzione delle principali tappe evolutive che hanno interessato la conca in esame.

- Dal Messiniano al Pliocene inferiore avviene il corrucciamento generale della serie marina meso-cenozoica ad opera di fasi tettoniche compressive (CAVINATO *et alii*, 1986) e la sua definitiva emersione.
- A partire dal Pliocene medio l'area viene interessata da una fase tettonica estensionale, caratterizzata da faglie dirette, che ribassano le strutture compressive (CAVINATO *et alii*, 1986). Nel corso di questo periodo e sino al Pliocene superiore avviene, secondo AMBROSETTI *et alii* (1987), un abbassamento dell'area, seguito da una risalita.
- Nel Pleistocene inferiore, in conseguenza di un nuovo abbassamento (AMBROSETTI *et alii*, 1987), verosimilmente si va progressivamente delineando una depressione, contraddistinta da un drenaggio centripeto, in cui inizialmente, con molta probabilità, si vanno a depositare, in analogia con altre conche intermontane, sedimenti di natura fluviale. Si ritiene, infatti, che agli inizi del Pleistocene il richiamo del drenaggio verso la Conca di Carsoli abbia consentito l'ingresso e la deposizione al suo interno di antichi sedimenti fluviali, prevalentemente grossolani, provenienti

da nord e trasportati da un paleo-Turano con verso di scorrimento opposto a quello attuale (CHIARINI *et alii*, 2009). Questi depositi, non affioranti all'interno della conca, costituiscono un potente corpo alluvionale che improvvisamente termina in corrispondenza di Turania. In seguito, lo stabilirsi di vere e proprie condizioni di endoreicità consentono la deposizione di una successione prevalentemente lacustre (limi, argille e sabbie del Bosco di Oricola - LAO), costituita da alternanze di strati argilloso-limosi e sabbioso-limosi, il cui spessore è stato stimato intorno ai 200 m.

- Verso la fine del Pleistocene inferiore, in conseguenza del rapido e generalizzato sollevamento di tutto l'Appennino Centrale, si registra un forte incremento dell'erosione lineare, che produce un generale e veloce approfondimento delle incisioni vallive (DRAMIS, 1992; D'AGOSTINO *et alii*, 2001). Molto probabilmente, per effetto di questi eventi, come è avvenuto per altre depressioni tettoniche dell'Appennino Centrale (CENTAMORE *et alii*, 2006), la Conca di Carsoli viene raggiunta dall'erosione regressiva che, dopo avere aperto una soglia nel suo settore settentrionale, ha causato lo svuotamento del lago e la conseguente interruzione della sedimentazione lacustre. L'apertura di tale soglia porta allo sviluppo di una rete idrografica drenante verso nord ed alla deposizione, al di sopra dei depositi lacustri, di modesti spessori di sabbie fluviali, caratterizzate da strutture trattive che indicano un paleocorrente diretta verso i quadranti settentrionali.
- Successivamente s'instaura un'intensa fase di erosione, che porta alla parziale asportazione dei depositi di chiusura del bacino lacustre. Si origina, in questo modo, una vasta superficie di erosione blandamente inclinata verso i quadranti settentrionali.
- In seguito, lungo il margine settentrionale della Conca di Carsoli, s'impone un corso d'acqua con direzione simile a quello dell'attuale F. Turano, che dà luogo ai depositi grossolani in facies torrentizia, affioranti tra il Convento di S. Francesco e la località Cerretine (ghiaie della Madonna delle Grazie - FLG). Movimenti differenziali, legati sempre a tettonica estensionale, probabilmente causano, lungo il margine orientale e nord-orientale della conca, il progressivo basculamento dei depositi lacustri, la loro fagliazione e l'individuazione di lembi sollevati a differenti quote.
- Nel Pleistocene medio (530-540.000 anni BP), dopo una fase erosiva di tipo lineare, nel settore centro-occidentale e meridionale della conca, ha inizio un'attività vulcanica monogenica, con una serie di centri di emissione allineati lungo la probabile prosecuzione, al di sotto della coltre continentale, della faglia normale d'importanza regionale del Fosso Fioio. L'attività, prevalentemente subaerea, ha dato origine prima a brecce eterogenee legate alle fasi precoci d'apertura del condotto (brecce d'apertura di Oricola Scalo - BAO), poi a depositi da *surge* e da colata piroclastica (tufi grigi di Oricola Scalo - TGO) ed infine a depositi da *surge* e caduta (tufi rossi di S. Giovanni - TRG). L'assenza di paleosuoli o di estese superfici erosive post-deposizionali nelle sequenze vulcaniche individuate, sta a indicare che tra un evento deposizionale e l'altro non si sono verificate lunghe stasi eruttive. La presenza all'interno dei tufi grigi di Oricola Scalo di calchi di macroresti vegetali, attribuibili prevalentemente a Gimnosperme della famiglia delle Pinacee ed

in subordine ad Angiosperme, conferma un'attività vulcanica avvenuta principalmente in ambiente deposizionale subaereo. Inoltre, alcuni *taxa* arborei (*Alnus*, *Abies* e *Carya*) sono indicativi di condizioni di spiccata oceanicità (GIARDINI & SADORI, in SADORI, 2005) e pertanto di un contesto paleoclimatico diverso da quello attuale.

- Successivamente alla messa in posto delle vulcaniti ed al loro rimodellamento da parte del processo fluvio-denudazionale, nel Pleistocene medio finale si assiste alla deposizione di sedimenti verosimilmente di transizione tra facies di conoide e di piana alluvionale (ghiaie, sabbie e limi dei Prati - FLP) che, nel settore meridionale della conca, vanno a costituire un esteso corpo sedimentario di spessore massimo decametrico.
- Alla fase di aggradazione fluviale segue, nel Pleistocene superiore, una fase erosiva di tipo lineare che ha portato alla dissezione del corpo alluvionale in precedenza formatosi.
- Nel corso dell'ultima glaciazione si ha la costituzione, sui rilievi più elevati dei M.ti Simbruini, di estesi apparati glaciali. Essi interessano anche la testata del Fosso Fioio che si trova molto più a sud dell'area in esame. L'abbondanza di apporti solidi, trasportati a valle dalle acque di fusione glaciale, determina la formazione del conoide fluviale del Fosso Fioio (conglomerati del Fosso Fioio - COF), costituito da conglomerati clasto-sostenuti prevalentemente massivi.
- Durante un periodo di riscaldamento tra due pleniglaciali (stadi isotopici 4 e 2), e più precisamente intorno ai 46.000 ± 6.000 anni BP (datazione U/Th - DRAMIS et alii, 2008), è avvenuta la deposizione dei tufi calcarei di Fonte Bosco (CFB), affioranti un chilometro a nord di Colle S. Vito. Questa datazione colloca, quindi, il deposito studiato all'interno dello stadio isotopico MIS 3, definito anche *Interstadio Pleniglaciale*. Nel corso di tale stadio le condizioni climatiche sono caratterizzate da un parziale aumento della temperatura e dell'umidità, come testimoniato dalle serie polliniche studiate in aree vicine, in particolare quelle della sequenza della Valle di Castiglione (FOLLIERI et alii, 1989), distante dalla conca circa 30 km. Nel corso dell'Interstadio Pleniglaciale, nella sequenza di Valle Castiglione non si registra una vera e propria fase a foresta, ma la presenza di querce e faggi testimoniano l'esistenza di una piccola espansione del bosco. La datazione isotopica di questo deposito carbonatico conferma l'età più antica (Pleistocene medio finale) delle ghiaie, sabbie e limi dei Prati (FLP) in cui esso è incassato.
- Alla fine del Tardoglaciale, una fase erosiva di tipo lineare interessa il conoide fluviale del Fosso Fioio e tutti i sedimenti in precedenza depositi. Nel corso di tale fase avviene anche il modellamento dei tufi calcarei di Fonte Bosco (CFB).
- Tra la fine del Tardoglaciale e l'Olocene antico, nell'area dell'Immagine, si registra la messa in posto di sedimenti di piana alluvionale (ghiaie, sabbie e limi dell'Immagine - FLI), costituiti da depositi grossolani di canale, a geometria nastriforme, che tagliano, con contatto netto ed erosivo, i depositi più fini adiacenti. Una successiva fase erosiva ha inciso tali depositi, i quali attualmente sono sospesi sul fondovalle del Fiume Turano e del Fosso Cammarano, attraverso

almeno due ordini di terrazzo.

- Nel tardo-Olocene avviene la deposizione della porzione superiore del conoide del Fosso Luisa (a est di Camerata Nuova), il cui studio (BARBIERI et alii, 1998) ha consentito di delineare i seguenti eventi sedimentari:
 - 1) deposizione, secondo meccanismi gravitativi di tipo *debris flow*, di uno strato inferiore di ghiaie calcaree, in un momento più antico di 3.550 - 3.400 anni cal BP;
 - 2) messa in posto di depositi colluviali in un momento successivo a 3.550 - 3.400 anni cal BP;
 - 3) deposizione, tramite meccanismi di tipo *debris flow*, di uno strato superiore di ghiaie e blocchi calcarei, in un momento molto più recente di 3.550 - 3.400 anni cal BP.

I due episodi di sedimentazione grossolana potrebbero essere attribuiti alla diminuzione della copertura boschiva, imputabile ad una tendenza, in un contesto climatico olocenico per lo più temperato umido, verso periodi più secchi o caratterizzati da precipitazioni irregolari di forte intensità (FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989; 1992). L'episodio molto più recente di 3.550 - 3.400 anni dal presente potrebbe anche essere attribuito al disboscamento connesso all'attività antropica.

- Sempre nel tardo-Olocene, nei fondovalle dei fossi Ritorto, Carcarone e Rientro sedimentano terreni prevalentemente fini, mentre lungo gli alvei dei fossi Fioio, Secco, S. Mauro, Pachetto e Cammarano e del Fiume Turano, avviene la deposizione di alternanze di strati sabbioso-limosi e limoso-sabbiosi con strati ghiaiosi (ghiaie, sabbie e limi del Fiume Turano - FLT).
- Attualmente si assiste ad una fase di incisione dei depositi fluviali recenti, con conseguente approfondimento del reticolo idrografico. Questa fase erosiva ha messo a giorno i sedimenti lacustri (LAO) lungo gli alvei dei fossi Secco, di Fonte Bosco e Cammarano e in corrispondenza di quello del F. Turano.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano i due revisori anonimi per i preziosi suggerimenti forniti e i dottori Mauro Roma e Valerio Vitale per l'elaborazione grafica delle figure.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1986) - *Lithofacies map of Latium-Abruzzi and neighbouring areas*. C.N.R. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (5), pp. 223, Roma.
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO N., CIARANFI N., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotetonic Map of Italy*. Progetto finalizzato Geodinamica. C.N.R., Quaderni della ricerca scientifica, **4**.
- APAT - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - F. 367 "Tagliacozzo" della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000.
- BARBIERI M., BARBIERI M., CASTORINA F., D'OREFICE M., GIARDINI G., GRACIOTTI R. & TRUDU C. (1997) - *Le vulcaniti del Bosco di Oricola (L'Aquila): caratteristiche geolitologiche, petrostrutturali ed isotopi-*

- che. Min. Petr. Acta, **39**, pp.125-133, Bologna.
- BARBIERI M., D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (1998) - *Datazione radiometrica di un deposito colluviale in un conoide situato nel settore meridionale della Piana del Cavaliere (Appennino laziale-abruzzese)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21** (2), pp. 267-269, Torino.
- BARBIERI M., BARBIERI M., D'OREFICE M., GRACIOTTI R. & STOPPA F. (2000) - *Il vulcanismo monogenico medio-pleistocenico della conca di Carsoli (L'Aquila)*. Geologica Romana, **36**, pp. 13-31.
- BIELER-CHATELAN T. (1928) - *Gli antichi ghiacciai pleistocenici dei Monti Simbruini (Appennino Centrale)*. Boll. Soc. Geol. d'It., **47** (1), pp. 33-45.
- BIELER-CHATELAN T. (1929) - *Nuove osservazioni sulle tracce glaciali dei Monti Simbruini (Appennino Centrale)*. Boll. Soc. Geol. d'It., **48** (1), pp. 163-175.
- BIELER-CHATELAN T. (1930) - *Le glaciers polysynthetique quaternaire des Monti Simbruini (Appennin Central): Note I – Les limites de son extension*. C.R. Acad. des Sciences, 385-388; Note II – Le causes de son extension. C.R. Acad. des Sciences, pp. 438-440.
- BIELER-CHATELAN T. (1931) - *Una presunta prova di trasporto glaciale nella Valle di Arsoli (Lazio)*. Boll. Soc. Geol. It., **50**.
- BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I. M. (1991) - *Il distretto magmatico abruzzese*. Atti Workshop SIMP, Pisa 12-13 giugno 1991, pp. 68-69.
- BOSI C. & LOCARDI E. (1991/2) - *Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/2), CROP 11, pp. 319-325.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) - *The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (Central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, pp. 325-336.
- CAVINATO G.P., SALVINI F. & TOZZI M. (1986) - *Evoluzione strutturale del settore centrale della linea Olevano-Antrdoco*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), pp. 591-601.
- CENTAMORE E., CRESCENTI U. & DRAMIS F. (2006) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 369 "Sulmona"*. APAT, Regione Abruzzo, 154 pp.
- CHIARINI E., D'OREFICE M., GRACIOTTI R., LA POSTA E. & PAPANODARO F. (2009) - *Note illustrative della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 367 "Tagliacozzo"*. APAT – Servizio Geologico d'Italia, 200 pp.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olevano-Antrdoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/2) CROP 11, pp. 143-149, Camerino.
- COLICA A., LORENZONI P., MAGALDI D. & RAGLIONE M. (1995) - *Geologia del Quaternario e lineazioni nella conca tettonica tra Oricola e Carsoli in provincia dell'Aquila*. Boll. Serv. Geol. d'It., **112**, pp. 49-58, Roma.
- COMPAGNONI B., GALLUZZO F., GIOVAGNOLI M.C., LEMBO P., MOLINARI V., PAMPALONI M.L., PICHEZZI R.M., ROSSI M., SALVATI L., SANTANTONIO M., RAFFI I. & CHIOCCHINI U. (2005) - *Note illustrative del Foglio 367 "Tagliacozzo"*. Servizio Geologico d'Italia, pp. 83, Roma.
- COMPAGNONI, B., GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1993) - *Osservazioni sulla tettonica e dati sulla litostratigrafia dei rilievi carbonatici compresi nel foglio 367, "Tagliacozzo" scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. d'It., **109** (1990), pp. 73-90, Roma.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1991) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/2) CROP 11, pp. 381-387, Camerino.
- D'AGOSTINO N., DRAMIS F., FUNICIELLO R. & JACKSON J.A. (2001) - *Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy)*. Geophysical Journal International, **147**, pp. 475-497.
- DAMIANI A.V. (1984) - *Considerazioni sulla evoluzione geodinamica della linea tettonica "Anticoli Corrado-Olevano Romano" e delle zone ad esse adiacenti (Lazio)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **103** (1982), pp. 177-240.
- DAMIANI A.V. (1990) - *Studi sulla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. Nota I. Considerazioni e problematiche sull'assetto tettonico e sulla paleogeologia dei Monti Simbruini*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **3**, pp. 145-176.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre de Recherches et Documentation Cartographiques et Géographiques. Mémoires et Documents, Numero hors série, 403 pp., Paris.
- DETTI G. (1988) - *Evoluzione geologica Plio-Pleistocenica della Piana del Cavaliere (L'Aquila)*. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", Relatore Girotti O., Correlatore Sposato A., 158 pp.
- DEVOTO G. (1967a) - *Note geologiche sul settore centrale dei Monti Simbruini ed Ernici (Lazio nord-orientale)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, pp. 1-112.
- DEVOTO G. (1967b) - *Le Breccie calcaree mioceniche nell'Alta Valle Roveto, tra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale)*. Geol. Romana, **6**, pp. 75-86.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1979) - *Primi dati sul rilevamento gravimetrico dei monti Simbruini*. Rend. Soc. Geol. It., **2**, pp. 47-50.
- D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (2005) - *Geological and geomorphological aspects of the central-western area of the Carsoli basin (L'Aquila, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **28**, pp. 181-191.
- D'OREFICE M., GRACIOTTI R., CAPITANIO F., STOPPA F., ROSATELLI G. & BARBIERI M. (2006) - *Il vulcanismo medio-pleistocenico dell'Appennino Laziale-Abruzzese: dalle peculiarità scientifiche agli aspetti applicativi*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **72**, pp. 66, Roma.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/2) CROP 11, pp. 9-15, Camerino.
- DRAMIS F., SOLIGO M., GRACIOTTI E., D'OREFICE M. & GRACIOTTI R. (2008) - *U/Th dating of a tufa deposit from the Carsoli intramontane basin (Abruzzo, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **31**, pp. 255-258.

- FOLLIERI M., MAGRI D. & SADORI C. (1989) - *Pollen stratigraphical synthesis from Valle di Castiglione (Roma)*. Quat. Int., **3**, pp. 81-84.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1989) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso, Abruzzo): implicazioni climatiche e tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, pp. 5-19.
- 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), pp. 33-50, Verona.
- GIARDINI M. & FOLLIERI M. (1992) - *Dati preliminari su resti vegetali calcarizzati provenienti da Carsoli (Italia centrale)*. Giornale Botanico Italiano, **126** (2), p. 416.
- GORTANI M. (1930a) - *Sul limite pleistocenico delle nevi nell'Italia centrale*. Rend. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, pp. 3-8.
- GORTANI M. (1930b) - *Sui ghiacciai quaternari dell'Italia Centrale*. Atti XI Congr. Geogr. It. (Napoli), pp. 1-11.
- GORTANI M. (1931) - *Sulla glaciazione quaternaria nell'Appennino abruzzese*. Rend. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, n.s., **35**, pp. 34-39.
- LORENZONI P., MAGALDI D. & RAGLIONE M. (1995) - *Carta dei suoli della conca intramontana tra Oricola e Carsoli (Provincia dell'Aquila)*. S.E.L.C.A. - Firenze.
- MIALL A. D. (1977) - *A review of braided river depositional environment*. Earth Sci. Reviews, **13**: pp. 1-62.
- MIALL A. D. (1978) - *Lithofacies types and vertical models in braided river deposits: a summary*. In: *Fluvial Sedimentology* (Miall A.D. editor). Mem. Can. Soc. petrol. Geol., **5**: 597-604.
- MIALL A. D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Reviews, **22**, pp. 261-308.
- NASO G., PIALLI G. & TALLINI M. (1991) - *Un transetto geologico nei Monti Simbruini (Appennino centrale): implicazioni strutturali profonde*. Workshop CROP 11 - Appennino centrale (Civitavecchia-Vasto). Roma, pp. 94-95 (Abstract).
- PEDLEY H.M. (1990) - *Classification and environmental models of cool freshwater tufas*. Sedimentary Geology, **68**, 143-154.
- RAFFY J. (1979) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin central: étude géomorphologique*. Thèse inédite, 705 pp.
- RAFFY J. (1981/82) - *Orogenèse et dislocations quaternaires du versant tyrrhénien des Abruzzes (Italie centrale)*. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, **23** (1), pp. 55-72, Paris.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1934) - *F° 145 "Avezzano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*.
- SADORI L. (2005) - *Studio paleobotanico dei depositi continentali plio-quaternari affioranti nell'area del Foglio 367 "Tagliacozzo" della Carta Geomorfologica d'Italia in scala 1:50.000*. Rapporto inedito.
- SEGRE A. G. (1953) - *Aperçu morphologique et géologique de l'Apennin entre Rome et Aquila*. INQUA, Rome-Pise, Livret-guide excursion Abruzzes-Pouilles-Salerno.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1998) - *Indagini geofisiche nella Piana del Cavaliere*. Rapporto interno inedito.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1999) - *Indagini geoelettriche nei Piani Palentini (AQ) ed in altre aree del Foglio Geomorfologico "Tagliacozzo"*. Rapporto interno inedito.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2000) - *Indagine geognostica a scopo scientifico nell'ambito del Foglio Geomorfologico n° 367 "Tagliacozzo"*. Rapporto interno inedito.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 367 "Tagliacozzo"*.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2003) - *Itinerario n° 7 - Da Carsoli alla Valle del Fiume Salto*. Guide geologiche Regionali - Abruzzo, **10**, pp. 1 - 337. BE-MA Ed.
- SUTER K. (1934) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Apennine, 3, Monti Simbruini*. Zeitschr. für Gletscherk, **21**, pp. 342-353.
- SUTER K. (1939) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Zentralapennins*. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift, **84** (31), 140 pp.

Ms. ricevuto il 23 novembre 2009
 Testo definitivo ricevuto il 19 aprile 2010

Ms. received: November 23, 2009
 Final text received: April 19, 2010