

OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE, STRATIGRAFICHE E PEDOLOGICHE SUL QUATERNARIO DEL BACINO DI BOIANO (CAMPOBASSO)

F. Russo⁽¹⁾ - F. Terribile⁽²⁾

⁽¹⁾Dip.to di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

⁽²⁾C.N.R. - I.S.P.A.I.M., S. Sebastiano al Vesuvio (Napoli)

RIASSUNTO - *Osservazioni geomorfologiche, stratigrafiche e pedologiche sul Quaternario del bacino di Boiano (Campobasso)* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 239-254 - Con questo studio è stata delineata la successione degli eventi morfoevolutivi che caratterizzano l'area di Boiano. In particolare, è stata evidenziata l'origine tettonica della conca boianese documentata da elementi morfologici e sedimentari ancora chiaramente "leggibili" sui versanti che bordano il bacino. Il riempimento dell'attuale depressione, il cui spessore non è noto totalmente, è di tipo fluvio-lacustre; di questo riempimento solo poche decine di metri di sedimenti sono direttamente affioranti e sono costituiti da una successione detritico-alluvionale con interposizione di una fascia pedogenizzata composta da paleosuoli (Vertisuoli ed Entisuoli fluventici) con diverso spessore e grado di evoluzione. È stato studiato, a tal proposito e per utili raffronti, anche il pedoambiente attuale di superficie che è caratterizzato dalla presenza di Andosuoli. La storia morfoevolutiva del bacino di Boiano può considerarsi cominciata durante il Pleistocene inferiore a seguito di una prima ed importante fase tettonica che avrebbe permesso l'individuazione di una conca fluvio-lacustre: il bacino di S. Massimo. Una seconda fase tettonica, presumibilmente occorsa tra la fine del Pleistocene inferiore e gli inizi del Pleistocene medio, deforma i sedimenti e la situazione morfologica preesistente e genera una nuova conca fluvio-lacustre, morfologicamente "incastrata" nella precedente: il bacino di Boiano. La sedimentazione in questo bacino giunge almeno fino al Pleistocene superiore. I sedimenti e le forme affioranti attribuite a questo periodo non sono deformati e si possono considerare dei "relitti morfoclimatici", come attesta anche lo studio pedologico effettuato sui paleosuoli. L'attuale conca di Boiano presenta un deflusso superficiale nettamente esoreico con evidente erosione dei vecchi depositi fluvio-lacustri.

ABSTRACT - *Geomorphologic, stratigraphic and pedologic observations on Quaternary deposits of the Boiano basin (Campobasso, southern Italy)* - Il Quaternario, 8(1), 1995, 239-254 - This study aims at defining the sequence of morpho-evolutionary events which occurred in the Boiano area. In particular, the tectonic genesis of the Boiano basin is highlighted using morphologic and sedimentary features of the deposits surrounding the studied site. The basin is filled by fluvio-lacustrine sediments (the thickness of which is still uncertain). In some excavations in the area of Campochiaro, the infilling outcrops for a few tens of meters. It consists of a complex alluvium-detrital sequence with inclusions of paleosols having different thickness and development, more specifically Vertisols and fluventic Entisols. Present-day soils consist of Andosols, which have been studied and used for correlations. The first important tectonic phase in the basin appears to date to the early Pleistocene during which a fluvio-lacustrine basin — the San Massimo basin — was formed. A second tectonic phase, probably occurring between the end of the early Pleistocene and the beginning of the middle Pleistocene, deformed sediments and pre-existing forms to produce a new fluvio-lacustrine basin — the Boiano basin —, embedded in the previous one. Sedimentation processes in this basin ended about in the late Pleistocene. Tectonically, outcropping sediments and forms attributable to this period are not deformed and can be regarded as "morphoclimatic relicts". This has been proved by a paleopedological study carried out on the "Campochiaro" sequence. At present, the Boiano basin shows an exoreic superficial runoff with clear evidence of erosion of the old fluvio-lacustrine deposits.

Parole chiave: Bacini lacustri, paleopedologia, geomorfologia, Quaternario, Molise, Italia meridionale
Key words: Lacustrine basins, paleopedology, geomorphology, Quaternary, Molise, southern Italy

1. INTRODUZIONE

Il bacino di Boiano è ubicato al margine settentrionale del massiccio del Matese: è una depressione morfotettonica ampia alcune decine di km², lunga circa 22 km e larga al massimo circa 4 km. Questa depressione, estesa in senso NO-SE, è posta tra il massiccio del Matese, che la limita a Sud, ed i Monti del Sannio, che la limitano a Nord (Fig. 1). Questi ultimi sono costituiti da successioni sedimentarie calcareo-detritiche e terrigene cenozoiche mentre nel Matese affiorano successioni carbonatiche, in massima parte, e terrigene di età meso-cenozoica.

La posizione geografica della conca è tale da fungere da spartiacque appenninico. Il bacino è drenato dal Fiume Biferno la cui azione erosiva è stata tale da intaccare solo parzialmente la serie alluvionale e lacustre pleistocenica di riempimento della conca che, pertanto,

mostra quasi intatta la sua morfologia originaria, caratterizzata da un assetto topografico subpianeggiante. I dati di letteratura, basandosi su informazioni di carattere geologico e geomorfologico, riportano che l'individuazione della conca è da imputare a movimenti tettonici verificatisi durante il Pleistocene. Lo spessore del riempimento fluvio-lacustre affiorante, costituito da sedimenti clastici grossolani e da limi lacustri, è di circa 30 m; altri 100 m circa sono noti in profondità grazie a sondaggi effettuati nella piana per ricerche idrogeologiche dalla "Cassa per il Mezzogiorno".

La parte di riempimento affiorante è costituita da sedimenti tipici di conoidi alluvionali cui si interpongono livelli di paleosuoli con diverse tipologie pedogeniche. Questo fatto ha permesso di intraprendere uno studio comparato di tipo geomorfologico, stratigrafico e pedologico al fine di caratterizzare ambienti e modalità di evoluzione della conca intermontana.

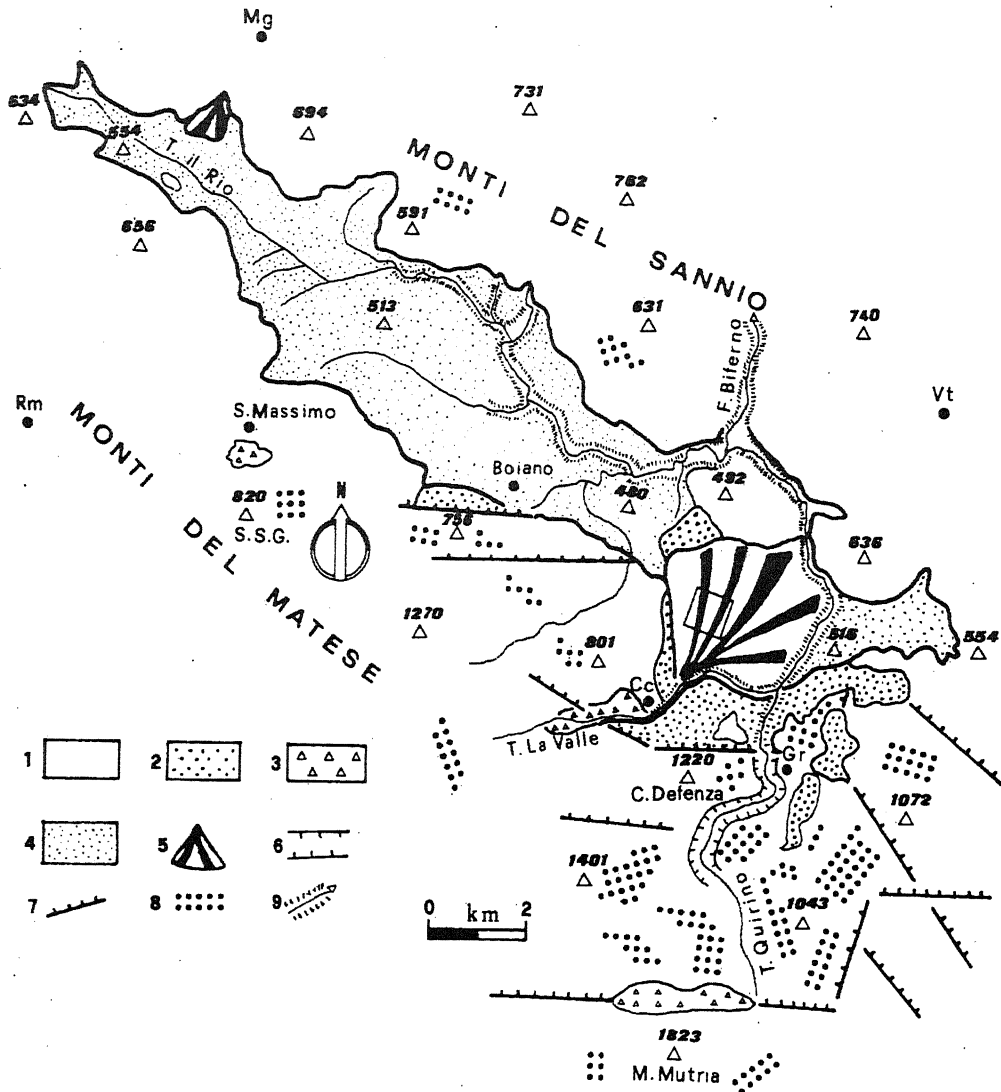


Fig. 1 - Carta geomorfologica schematica della depressione intermontana di Boiano (CB). 1) Area di affioramento dei rilievi di rocce meso-cenozoiche costituenti i Monti del Matese e quelli del Sannio; 2) principali *talus* detritici costituiti da breccie alto-pleistoceniche; 3) principali lembi di *talus* detritici costituiti da breccie infra-pleistoceniche deformate e sospese sull'attuale Talweg; 4) superficie sub-pianeggiante di origine fluvio-lacustre, sospesa sull'attuale Talweg, costituente la piana di Boiano; 5) conoide alluvionale complesso; 6) forra fluvio-karstica; 7) principali scarpate e/o versanti di faglia pleistocenici; 8) lembi sospesi di antichi paesaggi e ripiani erosionali; 9) principali corsi d'acqua solcanti la piana di Boiano con relativi tratti incassati. Il riquadro indica l'area in cui sono state compiute le osservazioni geopedologiche e stratigrafiche. Rm) Roccamandolfi; S.S.G.) Serra San Giorgio; Cc) Campochiaro; Gr) Guardiaregia; Vt) Vinchiaturio; Mg) Macchiagodena.

Geomorphologic sketch-map of the Boiano intermontane basin (CB). 1) Outcrops of meso-cenozoic rocks that form the Matese and Sannio Mountains; 2) late-Pleistocene main talus cones; 3) lower-Pleistocene main outliers of tectonized talus cones suspended over the present talweg; 4) fluvio-lacustrine flat surface suspended over the present valley bottom that forms the Boiano plain; 5) complex alluvial fan; 6) fluvio-karstic gorge; 7) main fault scarps and/or fault slopes of Pleistocenian age; 8) remnants of old landscape and erosion surfaces; 9) main streams cutting the Boiano plain with their valleys. The square shows the area of the geopedological and stratigraphic study. Rm) Roccamandolfi; S.S.G.) Serra San Giorgio; Cc) Campochiaro; Gr) Guardiaregia; Vt) Vinchiaturio; Mg) Macchiagodena.

2. GLI STUDI PRECEDENTI

Le conche intermontane di Boiano, di Sepino e di Morcone lungo il margine settentrionale del Matese hanno da sempre attirato l'attenzione di studiosi intenti a sfruttarne le loro risorse minerarie: in particolar modo, la lignite. Uno studio organico volto alla conoscenza dell'

evoluzione geologica e geomorfologica di queste aree non è stato mai realizzato se non parzialmente per alcune di loro. Si deve alla GE.MI.NA. (1963) l'unico studio sistematico di queste conche intermontane con lo scopo di caratterizzare e valutare i giacimenti lignitiferi. Solo nei bacini di Morcone e di Sepino fu individuato e studiato il giacimento lignifero le cui condizioni sfavorevoli non

diedero però seguito a sfruttamento.

Nella zona di Boiano fu eseguita una campagna di 27 sondaggi geognostici con lo scopo di individuare nell'area giacimenti di lignite: i risultati negativi conseguiti causarono l'interruzione delle ricerche. Sebbene la GE.MI.NA. (1963) abbia realizzato una carta geologica dell'area, dati stratigrafici e geomorfologici sono disponibili solo per i bacini di Sepino e di Morcone mentre per quello di Boiano le conoscenze sono praticamente nulle.

Altri dati geologici sono riportati nella Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000 (Serv. Geol. d'Italia, 1970; 1971) dove il riempimento fluvio-lacustre di questi bacini intermontani è ritenuto di età quaternaria imprecisata e spesso alcune centinaia di metri (Cestari *et al.*, 1975).

Dopo aver esaminato le sole morfologie carsiche presenti nell'area matesina, Brancaccio (1974) rileva la presenza di due distinti episodi di tettonizzazione pleistocenica quali responsabili dell'attuale assetto morfologico del massiccio. Un tentativo di ricostruzione dell'evoluzione neotettonica del versante settentrionale del massiccio del Matese fu fatto da Brancaccio *et al.* (1979) che riconobbero lembi residui di sedimenti lacustri del Pleistocene inferiore sospesi, per mezzo di ampi versanti di faglia, sull'attuale piana di Boiano. Secondo quegli autori l'attuale situazione topografica dell'area è per gran parte il risultato della fase tettonica responsabile della dislocazione di quei lembi di sedimenti lacustri (depositi lacustri di S. Massimo). Lambiasi & Ruggiero (1980), studiando l'evoluzione geomorfologica del versante meridionale del massiccio del Matese, concordano con una evoluzione del massiccio scandita da almeno due importanti eventi tettonici occorsi durante il Pleistocene inferiore e medio, l'ultimo dei quali avrebbe determinato l'attuale situazione morfologica.

Una ricostruzione dell'evoluzione neotettonica dell'area del Matese e del Sannio, vista in un contesto geomorfologico regionale, viene riportata da Aprile *et al.* (1980). Questi Autori sostengono che almeno due fasi neotettoniche, occorse rispettivamente 1,3 e 0,7 Ma fa, abbiano dislocato i lembi di un evoluto paesaggio di erosione subaerea (che da questo momento chiameremo, per brevità, "Paleosuperficie" *Auct.*; *sensu* Cinque, 1992) conservato oggi in lembi alla sommità dei principali rilievi della zona. Entrambe le fasi tettoniche sarebbero responsabili anche dell'attuale fisiografia dell'area e della creazione ed estinzione di bacini lacustri spesso tra loro "incastrati". Agli eventi climatici freddi del Pleistocene è imputata la sedimentazione clastica grossolana, che spesso costituisce il riempimento di queste aree a sedimentazione fluvio-lacustre, prodottasi a spese della degradazione crioclastica dei grandi versanti di faglia in rocce carbonatiche che bordano le conche intermontane dell'area.

Con uno studio geomorfologico a scala regionale Ortolani & Pagliuca (1988) ritengono che la superficie di spianamento sommitale (la "Paleosuperficie" *Auct.*) sia per gran parte anche il frutto dell'abrasione marina: il

suo modellamento sarebbe avvenuto tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Essa sarebbe stata poi dislocata da eventi tettonici occorsi durante il Pleistocene inferiore-medio che avrebbero determinato anche la formazione e l'estinzione di bacini lacustri come quelli di Boiano e di Sepino nell'area matesina. I dati di questi Autori forniscono utili indicazioni riguardo al tempo di modellamento della "Paleosuperficie" *Auct.* che nell'area investigata rappresenta, senza dubbio, il più antico evento geomorfologico conservato.

Come si evince dall'analisi bibliografica vi sono elementi sufficienti, ad ampia scala, per caratterizzare l'evoluzione geomorfologica della conca di Boiano; questi elementi permettono di inquadrare con buona attendibilità il contesto morfologico della conca di Boiano in quello più generale del massiccio del Matese.

3. LO STUDIO GEOMORFOLOGICO-STRATIGRAFICO

3.1 Gli elementi morfostrutturali

La depressione di Boiano si sviluppa lungo una importante linea tettonica, disposta in senso NO-SE, che separa i Monti del Sannio, a Nord, da quelli del Matese, a Sud. I pochi dati strutturali finora rilevati indicano che il movimento lungo questa dislocazione e di altre associate è stato quanto mai complesso con caratteri ora di trascorrenza ora di faglia normale in regime estensionale. Ciò appare documentato dalla presenza di più generazioni di strie sui piani di faglia bordieri della conca fluvio-lacustre, le quali mostrano differenti orientazioni: il carattere trascorrente obliquo è il più antico movimento riscontrabile mentre quello diretto è il più recente. I dati geomorfologici regionali indicano che il movimento di queste faglie si è esplicato in più fasi essenzialmente durante il Pleistocene inferiore e gli inizi del Pleistocene medio in risposta sia allo smembramento della catena che alla rotazione del blocco matesino conseguente l'apertura a SO dell'alta valle del Fiume Volturno (Ortolani *et al.*, 1992).

Sui Monti del Sannio, per la scarsa conservatività morfologica dei litotipi, non sono del tutto evidenti le testimonianze geomorfologiche dell'evoluzione tettonica di quest'area: queste, invece, sono ben documentate sul bordo settentrionale del Matese dove versanti di faglia e superfici terrazzate sospese sono una caratteristica di questo settore che borda la conca di Boiano. A monte dei paesi di Boiano e di Campochiaro i versanti di faglia in rocce carbonatiche sono tipicamente polifasici presentando una marcata rottura di pendenza a mezza costa che separa nettamente un tratto inferiore, più acclive (pendenze intorno ai 40°) e raccordato alla piana antistante, da uno superiore, meno acclive (pendenze intorno ai 25°+30°) e più evoluto, sospeso sull'attuale piana di 300+400 m. Entrambi questi elementi morfologici documentano bene i segni lasciati da almeno due importanti eventi tettonici, d'accordo con quanto riconosciuto

anche da altri Autori (Brancaccio *et al.*, 1979). Il profilo trasversale di questi due tratti del versante è concavo e con raccordo basale costituito, dove ancora presenti, da *glacis* d'accumulo costituiti da brecce, derivanti dalla degradazione del versante stesso, o da sedimenti alluvionali, organizzati in ampi conoidi, non più attivi, costruiti da quei corsi d'acqua (per es. il Torrente La Valle) che solcano profondamente i versanti.

Anche il reticolo idrografico denuncia l'adattamento dei corsi d'acqua all'assetto tettonico della struttura matesina: sono, infatti, evidenti tratti fluviali controllati dai principali lineamenti tettonici del massiccio calcareo. Un chiaro caso di mancato adattamento della rete idrografica alla struttura è rappresentato dalla forra del Torrente Quirino nei pressi dell'abitato di Guardiaregia. Questo corso d'acqua percorre dapprima un tratto vallivo, piuttosto ampio e svasato, impostato, ad una quota di circa 900 m mediamente, sui terreni della locale serie terrigena torbiditica della Formazione di Pietraroia; nei pressi del Ponte di Arcichiaro, questi interseca con una profonda forra i terreni carbonatici mesozoici del Matese, sottostanti la Formazione di Pietraroia. La forra si sviluppa nei calcari per alcuni chilometri realizzando nel complesso un dislivello di oltre 200 m finché il corso d'acqua sbuca sulla piana di Boiano, a valle di Guardiaregia, a poco più di 550 m di quota. Alla sua uscita sulla piana il Torrente Quirino disseca profondamente il tratto inferiore del versante di faglia marginale della piana, che proprio in quel luogo mostra uno dei suoi più spettacolari liscioni di faglia. A monte, invece, detto torrente lascia un paesaggio evoluto, dall'assetto topografico subpianeggiante e con chiare evidenze di antichi tracciati vallivi troncati dalla faglia bordiera, e sospeso a mezza costa e per oltre 300 m sull'attuale livello di base della piana (Fig. 1).

La forra del Torrente Quirino con il suo andamento angolato denuncia chiaramente un controllo tettonico del tracciato e ciò è documentato anche dai vari piani di faglia che intersecano l'asse vallivo, come si può osservare percorrendo qualche tratto della forra.

Non è possibile stabilire se l'incisione della forra sia dovuta interamente all'erosione fluviale, innescata evidentemente dalla dislocazione tettonica, o se vi sia stato anche il concorso della fenomenologia carsica epigea ed ipogea che diffusamente interessa quel massiccio carbonatico. Sta di fatto che lo sviluppo della forra è costituito quasi sempre dall'alternanza di tratti vallivi molto stretti e slargamenti improvvisi in cui le pareti laterali tendono a raccordarsi verso l'alto a mo' di campana. Sembra nel complesso che il corso d'acqua abbia, durante il suo approfondimento, trovato e intercettato forme carsiche

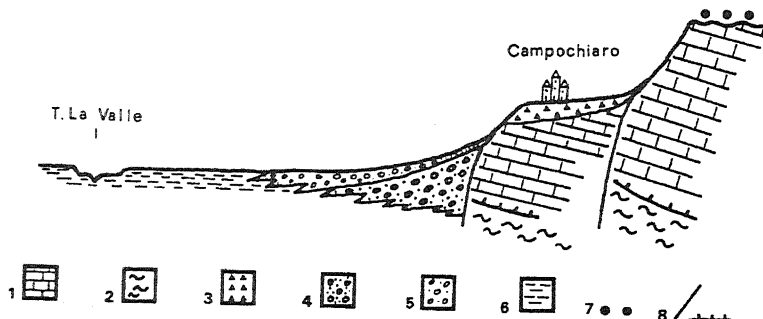


Fig. 2 - Sezione geomorfologica e stratigrafica schematica del settore matesino della piana di Boiano. 1) Terreni calcarei meso-cenozoici dei Monti del Matese; 2) depositi terrigeni della successione miocenica matesina; 3) brecce di antiche falde detritiche deformate e sospese sull'attuale fondovalle; 4) conglomerati rappresentanti i resti di un antico conoide alluvionale eroso; 5) conglomerati e brecce del conoide di deiezione e della falda detritica più giovane eterotopici di (6) sabbie e limi lacustri fossiliferi costituenti l'attuale piana di Boiano sospesa sul fondovalle; 7) resti sospesi di antichi paesaggi erosionali ("Paleosuperficie" Auct.); 8) principali faglie s.l.

Schematic geomorphologic and stratigraphic cross-section of the Matese portion of the Boiano plain. 1) Meso-cenozoic carbonate rocks of the Matese Mountains; 2) Matese Miocene terrigenous deposits; 3) breccia deposits representing remains of tectonized old debris fans suspended over the present valley bottom; 4) conglomerates representing remains of an old eroded alluvial fan; 5) conglomerates and breccias of the youngest detrital and alluvial fans which are heterotopic of (6) fossiliferous lacustrine fine-grained sediments (sand and silt) of the present Boiano plain suspended over the present valley bottom; 7) suspended remains of an old erosion landscape (Auct. "Palaeosurface"); 8) main faults s.l.

ipogee che, nel complesso, avrebbero anche facilitato il suo lavoro.

Fenomeni analoghi a quelli della forra del Torrente Quirino sono documentati anche in altre parti del Matese (Lambiase & Ruggiero, 1980) dove sono stati ampiamente riconosciuti casi di convergenza tra morfogenesi carsica e fluviale, comunque innescati da eventi tettonici.

3.2 Tracce di antiche superfici morfologiche sospese

La prima e più antica traccia di superfici morfologiche riscontrabile nell'area di Boiano è rappresentata dai lembi di un antico paesaggio erosionale molto evoluto (la "Paleosuperficie" Auct.) presenti, a quote variabili tra 1100 e 1500 m, tanto sulla sommità dei rilievi matesini che su quella dei Monti del Sannio (Fig. 1). Non è il caso di soffermarci sulle caratteristiche geomorfologiche di questi antichi paesaggi evoluti, interessati da diffuse fenomenologie carsiche, perché questi sono stati più volte in passato oggetto di attenti studi morfologici (Brancaccio, 1974; Aprile *et al.*, 1980; Lambiase & Ruggiero, 1980). Vale la pena sottolineare invece che essi si sono modellati in condizioni subaeree e/o marine in un momento piuttosto lungo ed imprecisato tra il Pliocene medio-superiore ed il Pleistocene inferiore basale (Ortolani & Pagliuca, 1988).

Questi lembi di "Paleosuperficie" sono sospesi sugli attuali fondovalle, in alcuni casi, anche per oltre 1000 m, mediante ampi versanti di faglia. A luoghi questi ultimi

denunciano nettamente un'evoluzione polifasica. I tratti più antichi e più evoluti di questi versanti hanno profilo concavo raccordato, nella porzione inferiore, a superfici subpianeggianti, tanto di natura deposizionale che erosionale, che risultano evidentemente sospese sull'attuale fondovalle per circa 300 m (Fig. 2). Questi versanti sospesi sono la testimonianza morfologica più diretta di quei primi movimenti tettonici responsabili, durante il Pleistocene inferiore, della dislocazione della "Paleosuperficie" *Auct.*

Le superfici subpianeggianti di origine deposizionale (laddove presenti sono molto ristrette) rappresentano lembi relitti di una seconda superficie morfologica anch'essi sospesi sull'attuale fondovalle (Fig. 2). Tali superfici sono da considerarsi un momento di stasi seguito al sollevamento della catena in questo settore dell'Appennino: anche in altre zone del Matese sono riconoscibili situazioni analoghe (Brancaccio, 1974; Lambiase & Ruggiero, 1980). Esse sono caratterizzate da una sedimentazione fluvio-lacustre e detritica relativa alla individuazione di una depressione morfotettonica (il bacino lacustre di S. Massimo; Brancaccio *et al.*, 1979) che precedette l'impostazione dell'attuale conca di Boiano.

I sedimenti di questa prima fase lacustre sono conservati in varie località, sospesi a quote intorno agli 800 m, e sono costituiti, per circa 30 m, da sedimenti fini lacustri fossiliferi e da vulcanoclastiti (vedi oltre). Lenti di detrito calcareo a spigoli vivi, sempre più frequenti e spesse, si intercalano alla parte alta della successione e sono chiaramente in relazione al modellamento dei versanti di faglia retrostanti, probabilmente avvenuto durante una fase climatica fredda (Brancaccio *et al.*, 1979). L'intera successione è deformata, rinvenendosi in lembi discontinui per lo più ruotati verso monte e troncati a tetto da una superficie di erosione. I depositi lacustri sono osservabili in alcune sezioni ubicate nei pressi dell'abitato di S. Massimo e di Serra S. Giorgio sul versante matesino; spianate di origine erosionale correlabili ai sedimenti lacustri sono presenti anche in altre località, come a Macchiagodena (loc. Incoronata), a monte di Roccamandolfi (Acqua Disciano), di Boiano (la Civita), di Campochiaro e di Guardiaregia dove, a luoghi, ancora conservano sospesi alcuni lembi delle vecchie falde detritiche (riportate con la sigla «Br» anche nella Carta geologica ufficiale e attribuite al Pleistocene inferiore; Serv. Geol. d'Italia, 1970) (Fig. 1).

La presenza di piroclastiti all'interno della successione lacustre ha consentito a Brancaccio *et al.* (1979) di fare importanti considerazioni cronologiche circa l'età delle fasi tettoniche responsabili della individuazione ed estinzione del bacino di S. Massimo. Innanzitutto, il tipo petrografico esaminato da questi Autori si è rivelato, alle indagini minero-petrografiche, appartenere ad un termine intermedio tra le trachiandesiti e le trachiti della serie potassica, lasciando con ottima affidabilità ipotizzare una sua provenienza dalla regione flegrea della vicina Campania. Le età radiometriche, ottenute con il metodo del

K/Ar, di queste piroclastiti, sono comprese tra 0,97 Ma e 1,13 Ma e consentono di limitare alla parte alta del Pleistocene inferiore i depositi lacustri di S. Massimo. Queste età indicherebbero che la fase tettonica responsabile della dislocazione della "Paleosuperficie" *Auct.* sarebbe avvenuta intorno alla parte basale del Pleistocene inferiore e che quella responsabile della disattivazione e dislocazione del bacino lacustre sarebbe di poco più recente, forse avvenuta al limite tra Pleistocene inferiore e medio (0,7 Ma; Brancaccio & Cinque, 1988).

Quest'ultima fase tettonica è documentata, con evidenze geomorfologiche dirette, da una seconda generazione di versanti di faglia che caratterizza il settore settentrionale del Matese, ma riconoscibile anche in altre parti dell'area matesina e nei vicini Monti del Sannio. La peculiarità di questi versanti è quella di sospendere sull'attuale fondovalle le tracce di tutte le più antiche superfici morfologiche (La "Paleosuperficie" *Auct.* e/o i resti delle spianate erosionali o deposizionali relative al bacino lacustre di S. Massimo) (Fig. 2). Sebbene abbastanza acclivi (pendenze di circa 40°), questi versanti sono perfettamente raccordati, con un profilo debolmente concavo, all'attuale conca di Boiano, disposta intorno ai 500 m di quota. Il raccordo concavo di questi versanti con la piana adiacente è in alcuni casi chiaramente materializzato da una fascia detritica grossolana, costituita da breccie di pendio, organizzata in *talus* coalescenti; questo si riscontra, per esempio, lungo la base del versante di faglia di Coste della Defenza a Sud di Campochiaro ovvero nei pressi di Boiano (Fig. 1). In tal modo, questo secondo evento tettonico sembra essere il responsabile diretto della individuazione della conca intermontana. Quest'ultima presenta un assetto morfologico e topografico subpianeggiante disseccato dal Fiume Biferno, che drena verso Nord, e da altri poco importanti corsi d'acqua che scorrono in valli strette e ben incassate, per poco più che una decina di metri, nei sedimenti alluvionali della piana (Fig. 1). Questi ultimi sedimenti, nel complesso, risultano sospesi sull'attuale *talweg*, dando luogo ad una sorta di terrazzamento poco marcato. Un tale terrazzamento testimonierebbe che la successione alluvionale e limno-palustre della conca di Boiano è stata soggetta ad una importante fase erosionale occorsa probabilmente verso la fine del Pleistocene superiore (se non addirittura durante l'Olocene).

3.3 I sedimenti di riempimento della conca

Nella zona a SE di Boiano (Fig. 1) sono presenti gli elementi per una ricostruzione, almeno parziale, della successione sedimentaria che costituisce il riempimento della depressione; questo deve essere non più spesso di qualche centinaio di metri, come si evince dai dati stratigrafici di alcuni sondaggi geognostici effettuati dalla Cassa per il Mezzogiorno (Fig. 3). La zona assiale della depressione è costituita da depositi fini limno-palustri fossiliferi che vanno ad attaccarsi direttamente, senza

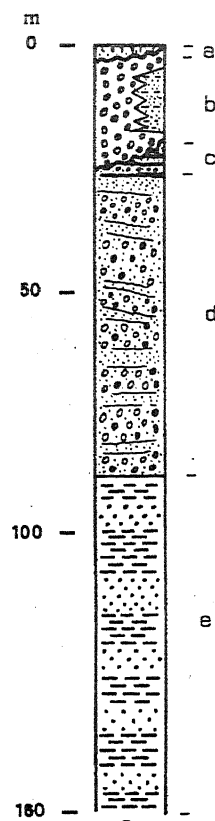


Fig. 3 - Successione stratigrafica schematica ed incompleta dei sedimenti costituenti la depressione fluvio-lacustre di Boiano. Di tale successione solo i primi 30 m sono direttamente affioranti; lo spessore rimanente e le relative litofacies sono state desunte dai dati di sondaggio effettuati dalla Cassa per il Mezzogiorno, i quali non hanno raggiunto il substrato pre-Quaternario della conca. a) Depositi cineritici di copertura, pedogenizzati, presentanti caratteristiche andiche; b) depositi conglomeratici monogenici di conoide alluvionale eterotopici di limi e sabbie lacustri fossilifere costituenti l'attuale piana di Boiano; c) fascia pedogenizzata costituita da livelli pedogenetici con caratteristiche vertice e fluventiche interposti a livelli di conglomerati e sabbie di conoide alluvionale: tale fascia è troncata a tetto da una superficie di erosione; d) ghiaie e sabbie poligeniche di conoide alluvionale; e) sabbie e limi lacustri. L'intera successione stratigrafica cronologicamente è collocabile tra la fine del Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore.

Incomplete schematic stratigraphic column of the sediments of the Boiano fluvio-lacustrine basin. Only the first 30 m of the fluvio-lacustrine succession outcrop. Data on total thickness and lithological composition are from boreholes drilled on behalf of the "Cassa per il Mezzogiorno"; boreholes did not arrive to the pre-Quaternary substratum. a) Cover pedogenized ash deposits with andic features; b) monogenic alluvial fan conglomerates heterotopic of the lacustrine fine-grained sediments of the Boiano plain; c) pedogenized band with vertic and fluventic levels interbedded with alluvial sand and gravel; d) polygenic alluvial sand and gravel; e) lacustrine fine-grained sediments. The age of the whole succession is between the end of Middle Pleistocene and the Upper Pleistocene.

l'interposizione di fasce detritiche, ai primi contrafforti dei Monti del Sannio. Sul versante matesino ai margini della conca, invece, è presente una importante fascia detritico-alluvionale che si interdigita distalmente con le facies fini lacustri. L'intera successione affiorante non presenta segni di deformazione ed è ben raccordata ai versanti adiacenti (Fig. 2).

A valle di Campochiaro è presente una estesa area subpianeggiante, con profilo longitudinale debolmente concavo, a forma di ventaglio, che corrisponde alla superficie di un antico conoide alluvionale (costruito dal Torrente la Valle che solca il versante settentrionale della dorsale calcarea di Coste della Difesa - Le Tre Torrette) che si estende nella piana per oltre 3 km fino all'altezza della stazione ferroviaria di Campochiaro; qui, in alcuni scavi occasionali, si è potuto osservare l'interdigitazione delle ghiaie alluvionali con i sedimenti fini limno-palustri. La superficie del conoide è ormai inattiva, incisa com'è per tutta la sua estensione dal Torrente la Valle che nella parte apicale ha eroso una stretta gola

nel substrato calcareo, impostata su di una discontinuità tettonica. Per gran parte la superficie del conoide è mascherata sotto una spessa coltre piroclastica (essenzialmente si tratta di cineriti compatte che nel complesso forse rappresentano i depositi di *ash cloud* di una potente eruzione — forse ignimbratica — sulla cui età e provenienza sono possibili al momento solo supposizioni) profondamente pedogenizzata (Fig. 3).

La presenza di cave di pietrisco, attive ed abbandonate, sulla superficie del conoide consente l'osservazione di numerose sezioni stratigrafiche che mostrano una successione, abbastanza completa ed omogenea, degli episodi di deposizione di vari corpi alluvionali. In particolare, si osserva che l'attuale morfologia rappresenta l'espressione superficiale di una più giovane successione conglomeratica alluvionale (Fig. 4), spesso mediamente 18 m, e costituita quasi interamente da ghiaie di natura calcarea, disorganizzate e massive. Solo verso la parte alta (ultimi 2-3 m) sono presenti livelli più fini con intercalazioni di piroclastiti in giacitura primaria (pomici fini e ceneri da caduta) e suoli sepolti che occupano tasche di erosione sulla superficie degradata del conoide.

Le ghiaie calcaree conferiscono a questa successione alluvionale un caratteristico colore biancastro; esse poggiano, con contatto chiaramente erosivo, su di un'altra, più antica, successione conglomeratica alluvionale affiorante solo per una decina di metri (Fig. 3). Le ghiaie di quest'ultima successione alluvionale sono anch'esse di natura calcarea ma immerse in una, talora abbondante, matrice fine poligenica (forse risultato dello smantellamento dei livelli terrigeni silicoclastici presenti nella locale successione meso-cenozoica) che le conferisce un caratteristico colore giallastro. La differenza di colore permette di distinguere immediatamente sul campo le due unità sovrapposte (Fig. 4). In generale, però, i depositi alluvionali più antichi sono anche meglio organizzati (stratoidi e con evidenti strutture sedimentarie) di quelli della successione più recente che, come si è detto, sono generalmente massivi.

Per entrambe le successioni conglomeratiche le caratteristiche sedimentologiche, geometriche e tessiturali dei livelli ghiaiosi e fini sono tipiche dei corpi clastici depositi in ambiente di conoide alluvionale, tanto come episodi di colate massive che come rielaborazioni ad opera di correnti trattive.

Circa l'età di costruzione di questi due corpi alluvionali, non esistono al momento elementi di cronologia numerica, sebbene vi siano materiali che si prestano bene per una datazione radiometrica (studi in tal senso sono stati appena avviati), tuttavia considerazioni di geomorfologia regionale fanno ritenere altamente probabile una loro età alto-pleistocenica. Si tenga presente a tal proposito che i depositi del conoide superiore, più recente, passano verso monte, senza soluzione di continuità, ai *talus* detritici (ritenuti in letteratura di età würmiana) ancora perfettamente "attaccati" ai versanti di faglia che li hanno generati.

Fig. 4 - La Cava Cerreto sul conoide di Campochiaro. Si osservi la sovrapposizione dei due corpi detritico-alluvionali con interposta la fascia pedogenizzata che marca una importante superficie di erosione. I due corpi alluvionali sono facilmente distinguibili anche per la diversa colorazione.

The Cerreto Quarry on the Campochiaro alluvial fan. Two detrital-alluvial bodies superimposed onto one another and separated by a pedogenized band marking an important erosion surface. The two bodies are also separated by their different colour.



Una caratteristica fondamentale che permette la immediata distinzione delle due successioni alluvionali è la presenza, costante in tutti gli affioramenti, di una spessa fascia pedogenizzata che marca in maniera più o meno continua gli ultimi 4-5 m della successione conglomeratica alluvionale inferiore (Fig. 3 e 4). In questa fascia si possono distinguere nettamente relitti di suoli sepolti impostati e su materiali vulcanici (livelli bruni) e sulle sabbie fini alluvionali (livelli giallastri) depostesi nelle aree di intercanale. Spesso questi orizzonti sono ben separati tra loro per l'interposizione di livelli e lenti più o meno sottili di ghiaie o sabbie alluvionali; in altri casi, invece, essi sono amalgamati con evidenti sovrapposizioni senza apparenti interposizioni di materiali non pedogenizzati (Fig. 5). La superficie su cui poggia ciascun orizzonte è quasi sempre netta mentre quella sommitale dell'orizzonte si presenta chiaramente erosiva denunciando evidenti troncature a varie altezze del profilo pedologico che nel complesso è rappresentato quasi sempre da relitti di orizzonti B.

L'esame delle caratteristiche pedologiche di questi orizzonti offre lo spunto per importanti considerazioni sulla genesi e l'evoluzione di questi suoli in ambiente alluvionale oltre a permettere di discutere circa il loro significato climatico.

4. LO STUDIO PEDOLOGICO

4.1 Materiali e metodi

Al fine di caratterizzare i livelli della fascia pedogenizzata (paleosuoli) ed i suoli attuali nell'ambito del conoide di Campochiaro si è proceduto ad una verifica della distribuzione spaziale dei principali pedoambienti. La continuità di questi è stata investigata in tutti gli affioramenti anche attraverso l'effettuazione di profili e trivelate (manuali). A titolo di esempio riportiamo i risultati emersi dallo studio di due profili pedologici che ben descrivono la variabilità di questi suoli. Tali profili sono stati

descritti (*sensu* Sanesi, 1977) e campionati in ogni loro orizzonte. Il campionamento è stato effettuato seguendo una metodologia *standard* (campionamento disturbato) per le analisi chimiche, chimico-fisiche (SISS, 1985) e mineralogiche ed una procedura di campionamento indisturbato per la preparazione di sezioni sottili da cui si sono ricavate informazioni sui processi pedogenetici. La procedura di preparazione delle sezioni sottili e la terminologia micromorfologica descrittiva si rifanno a Fitzpatrick (1984). I suoli sono stati classificati facendo riferimento alle classificazioni USDA (1994) e FAO (1990).

4.2 I dati delle analisi pedologiche

4.2.1 I suoli della fascia pedogenizzata (paleosuoli)

Solo nella Cava Cerreto (Fig. 4), sul conoide di Campochiaro, si hanno garanzie della massima variabilità delle caratteristiche pedologiche, geomorfologiche e sedimentologiche della fascia pedogenizzata. I paleosuoli si rinvengono sempre come orizzonti B sepolti, residui di suoli spesso profondi, troncati od erosi del tutto dai depositi clastici grossolani di conoide (indicati con la lettera C nel profilo 1 di cui segue la descrizione). Ove l'erosione è stata particolarmente attiva e/o lo spessore dei suoli particolarmente esile troviamo una mescolanza di piccoli livelli pedogenetici e di conglomerati di conoide (orizzonti Bb/C)

Lo studio di tali orizzonti ha portato alla individuazione di due pedoambienti principali: gli Entisuoli fluvitici ed i Vertisuoli. In tutti gli affioramenti i primi sono sovrapposti ai secondi. A queste due tipologie si associano anche degli orizzonti intergradati. Il Profilo 1 (Fig. 5), di seguito descritto, ben rappresenta questa variabilità.

Profilo 1 (Localizzazione: Cava Cerreto (Campochiaro); parete NO).

In questo profilo, si osservano 4 principali orizzonti

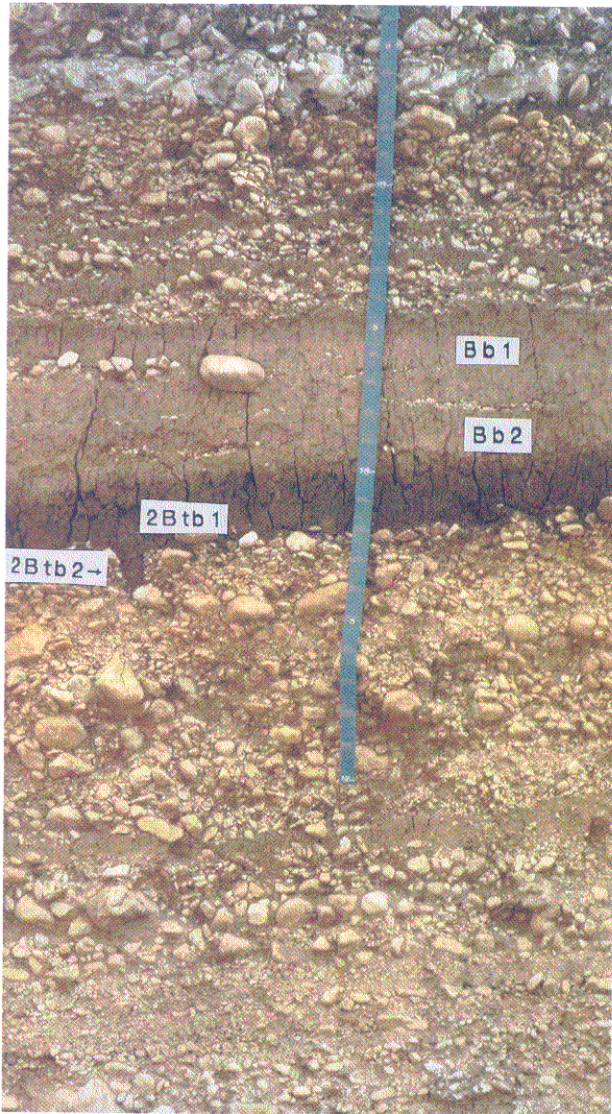


Fig. 5 - Profilo 1. Il colore del paleosuolo e la sua variazione dal bruno-giallastro al bruno-scuro segna il passaggio dagli orizzonti Bb1 e Bb2 degli Entisuoli agli orizzonti 2Btb1 e 2Btb2 dei Vertisuoli.

Profile 1. Entisols and Vertisols palæoenvironments are marked by evident colour differences. Entisols horizons Bb1 and Bb2 are yellowish brown whereas Vertisols 2Btb1, 2Btb2 are dark brown.

pedologici troncati e sepolti da depositi clastici; lo spessore della fascia maggiormente pedogenizzata è di circa 1,5 m. Dall'alto verso il basso sono stati distinti i seguenti livelli od orizzonti:

– Bb/C; 0 -145 cm

Conglomerati di conoide alluvionale associati a piccoli livelli (0,5÷5 cm) colluviali; scheletro calcareo molto abbondante e arrotondato da piccolo a grande; limite inferiore abrupto lineare.

– Bb1; 145 -175 cm

Stato secco; colore 10 YR 5/4 (colore umido 10 YR 3/4); scheletro calcareo, scarso e piccolo; struttura prismatica grossolana, molto sviluppata ed estremamente dura; fessure

medie; macropori molto fini (0,5÷0,2 %); cristalli: pochi ed estremamente piccoli; comuni concentrazioni soffici di carbonato di calcio molto piccole; molto calcareo; tessitura argillosa; limite inferiore abrupto discontinuo.

– Cb1; 175 -177 cm

Conglomerati di conoide alluvionale; scheletro: piccolo arrotondato; limite inferiore abrupto discontinuo.

– Bb2; 177 - 200 cm

Stato secco; colore 10 YR 5/4 (colore umido 10 YR 3/4); scheletro calcareo, scarso, piccolo; struttura prismatica grossolana, molto sviluppata ed estremamente dura; fessure medie; macropori molto fini (0,5÷0,2 %); cristalli: pochi ed estremamente piccoli; comuni concentrazioni soffici di carbonato di calcio estremamente piccole; molto calcareo; tessitura argillosa; limite inferiore chiaro lineare.

– 2Btb1; 200 - 220 cm

Stato poco umido; colore secco 7.5 YR 3/3 (colore umido 7,5 YR 2/3); scheletro assente; struttura prismatica media sviluppata ed estremamente dura; fessure larghe; macropori molto fini (0,1 %); facce di pressione centimetriche; cristalli: pochi ed estremamente piccoli; calcareo; tessitura argillosa; limite inferiore graduale discontinuo.

– 2Btb2; 220 - 230 cm

E' presente in forma di tasche discontinue alla base di 2Btb1; stato umido; colore secco 7,5 YR 4/4 (colore umido 7,5 YR 3/4); scheletro assente; struttura poliedrica subangolare, molto grossolana, sviluppata e molto resistente; fessure medie; macropori molto fini (0,1 %); facce di pressione centimetriche; cristalli pochi ed estremamente piccoli; scarsamente calcareo; tessitura argillosa; limite inferiore abrupto lineare.

– Cb2; 230 - 300 cm

Conglomerati di conoide alluvionale; scheletro: da piccolo a grande arrotondato.

I risultati di alcune analisi effettuate su questo profilo sono riportati in Tabella 1. Gli orizzonti Bb1 e Bb2 sono classificabili quali *Typic Udifluvents* (USDA, 1994) o *Eutric Fluvisols* (FAO, 1990) mentre gli orizzonti vertici 2Btb1 e 2Btb2 come un *Typic Hapludert* (USDA, 1994) o un *Eutric Vertisol* (FAO, 1990).

Come si evince dalla descrizione del profilo e dalle analisi c'è una grande variabilità tra gli orizzonti Bb1 e Bb2 e gli orizzonti 2Btb1 e 2Btb2. Nella realtà questi due gruppi denotano due ambienti pedologici alquanto diversi (Fig. 6). Il primo ha carbonati superiori al 20 %, argilla inferiore al 33 %, sostanza organica inferiore allo 0,8%, colore bruno-giallastro ed ha, a luoghi, dello scheletro calcareo; il secondo è privo di carbonati, ha argilla sempre superiore al 52%, sostanza organica superiore all' 1,0%, colore bruno-scuro ed è privo di scheletro. Combinando questi parametri con il tipo di strutturazione, la capacità di scambio cationico e la saturazione in basi (dominata dal calcio), gli orizzonti Bb1 e Bb2 si possono considerare come paleosuoli poco evoluti mentre gli orizzonti 2Btb1 e 2Btb2 come paleosuoli evoluti. In ter-

mini generali, i primi sono riconducibili agli Entisuoli fluventici mentre i secondi ai Vertisuoli.

L'ambiente degli Entisuoli fluventici (Bb1 e Bb2) è caratterizzato da un continuo ringiovanimento delle coltri pedologiche per il carattere erosionale e deposizionale del contesto geomorfologico in cui si sono sviluppati. In tale contesto il suolo non ha avuto tempo sufficiente per sviluppare una buona organizzazione pedologica; dove è più spesso ha una buona strutturazione ma rimane fortemente carbonatato. Ciò nonostante, un incipiente movimento dei carbonati (solubilizzazione e rideposizione) è attestato dalla presenza di pellicole micritiche lungo i pori planari (Fig. 7). Rispetto all'ambiente vertico sottostante, vi è meno sostanza

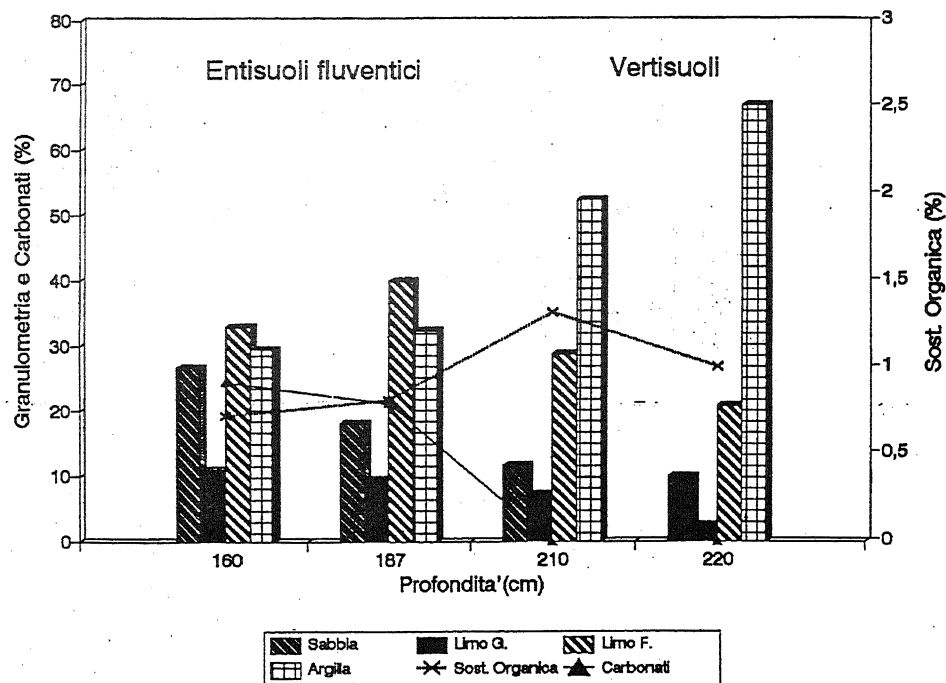


Fig. 6 - Confronto tra le granulometrie, i contenuti in carbonati e sostanza organica nei diversi orizzonti del profilo 1.

Comparison between particle size distribution, carbonate and organic matter contents in Profile 1 horizons.

organica, mentre le sabbie ed il limo sono sempre in quantità superiore e pur avendo delle mineralogie vulcaniche sono dominati dalla presenza di calcite. I due oriz-

zonti del profilo 1.

Tabella 1 - Profilo 1: analisi chimiche e chimico-fisiche.

Profile 1: Chemical and physico-chemical analyses.

Profilo N.	1				2			
	Bb1	Bb2	2Btb1	2Btb2	A	Bw1	Bw2	2C1
Analisi								
Sabbia (%)	26,6	18,0	11,5	9,9	17,7	17,3	16,6	63,2
Limo G. (%)	11,0	9,4	7,1	2,3	15,7	11,5	30,1	6,9
Limo F. (%)	32,9	40,0	28,9	20,8	53,2	57,7	44,3	20,1
Argilla (%)	29,5	32,5	52,5	67,0	13,4	13,4	9,1	9,9
pH (H ₂ O)	7,8	8,0	7,8	7,8	7,0	6,9	7,1	7,5
pH (KCl)	6,8	6,8	6,4	6,3	6,0	5,7	6,2	7,2
Conducibilità (mS)	0,149	0,093	0,076	0,076	0,119	0,076	0,075	0,107
Sost. Organica (%)	0,72	0,81	1,32	1,01	8,60	7,98	6,76	0,88
Azoto (%)	0,50	0,53	0,66	0,49	4,76	4,76	4,19	0,53
Calcarea Totale (%)	24,5	21,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	61,3
C.S.C. (cmol(+)/Kg)	28,3	25,6	31,1	36,0	48,7	45,1	47,3	17,0
Na (cmol(+)/Kg)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29
K (cmol(+)/Kg)	0,38	0,48	0,59	1,67	0,18	0,10	0,09	0,10
Ca (cmol(+)/Kg)	22,26	23,85	22,97	23,96	31,86	28,24	30,20	11,05
Mg (cmol(+)/Kg)	0,38	0,48	0,39	0,65	0,64	0,69	0,47	0,19
Anis. ott. matrice (aureole, linee)	debole	debole	frequente	frequente	m. raro	m. raro	m. raro	m. raro
Concrezioni ferro-manganesifere	frequenti	frequenti	m. frequenti	m. frequenti	assenti	assenti	assenti	assenti

Legenda: Anis.= anisotropismo; ott.= ottico; m.= molto. Le classi di frequenza sono estratte da Fitzpatrick (1984).

Legend: Anis.= anisotropism; ott.= optical; m.= very; debole = mild; frequenti = frequent; assenti = absent; raro = rare. Frequency classes are based on Fitzpatrick (1984).

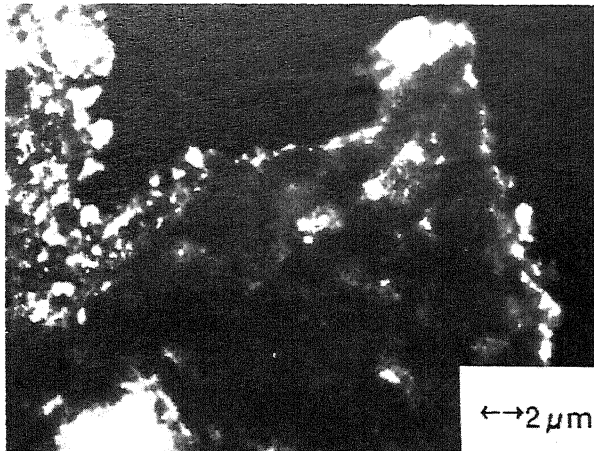


Fig. 7 - Illuviazione di carbonati con deposizioni micritiche lungo dei pori planari di Bb1. Luce incrociata polarizzata.

Carbonate coatings with micrite deposition along a planar pore of the Bb1 horizon. Crossed polarized light.

zonti entici rappresentano così due paleosuoli separati e non una orizzontazione di un unico paleosuolo. Essi sono la versione più matura dei tanti livelli pedologici ad Entisuoli di dimensioni centimetriche compresi nell'orizzonte Bb/C o sottostanti all'orizzonte 2Btb2.

L'ambiente vertico (2Btb1 e 2Btb2) è invece da considerarsi un unico paleosuolo che ha sviluppato una orizzontazione, rispettivamente 2Btb1 e 2Btb2. Rispetto agli orizzonti soprastanti questo è un ambiente molto più maturo con processi pedogenetici più marcati. La strutturazione, lo spessore di questi orizzonti in tutti gli affioramenti, il contenuto di argilla e l'anisotropismo ottico della matrice descrivono un Vertisuolo che ha avuto una mar-

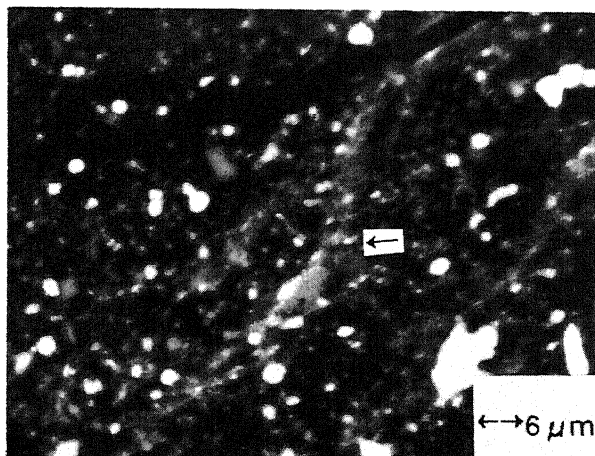


Fig. 9 - Linee anisotropiche che attraversano la matrice di 2Btb1. Queste linee descrivono dei piani che possono rappresentare vie preferenziali per lo sviluppo di future slickensides. Luce incrociata polarizzata.

Anisotropic lines in 2Btb1 describing planes that cross the clay matrix of the horizon. These planes may be preferential pathways for a future slickenside development. Crossed polarized light.

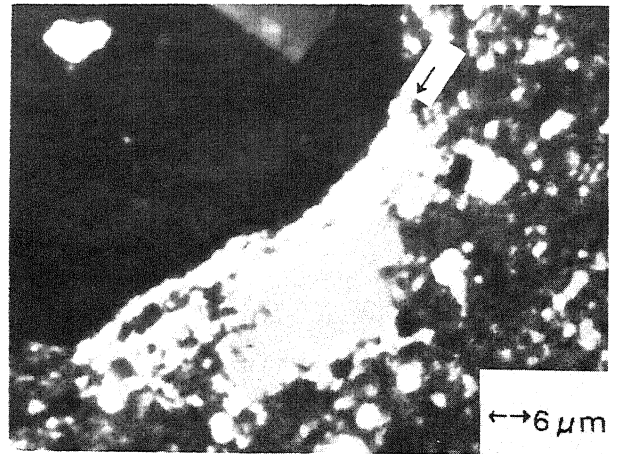


Fig. 8 - Aureola anisotropica in 2Btb1, dovuta all'orientamento preferenziale dei domini argillosi intorno alla superficie dura di una concrezione; l'orientamento è indotto dalle pressioni di inumidimento-espansione del suolo vertico. Luce incrociata polarizzata.

Anisotropic aureole in 2Btb1 horizon, a feature due to the preferential clay orientation against the hard surface of a concretion caused by the wetting-drying pressures in a vertic soil. Crossed polarized light.

cata stagionalità con susseguente contrazione e rigonfiamento delle argille. Per tale dinamica, tipicamente vertica, si creano nel suolo delle grandi pressioni che tendono ad orientare i domini argillosi della matrice attorno a dei nuclei duri, quali minerali sabbiosi e concrezioni, oppure lungo dei piani che spesso corrispondono a slickensides. I rispettivi esempi di questi processi sono: l'aureola anisotropica che circonda la concrezione ferro-manganesifera in Figura 8 e le linee anisotropiche che attraversano la matrice in Figura 9.

La stagionalità ha un ruolo importante nella alterazione delle mineralogie vulcaniche, peraltro ancora riscontrabili nella frazione sabbiosa, indirizzandole verso

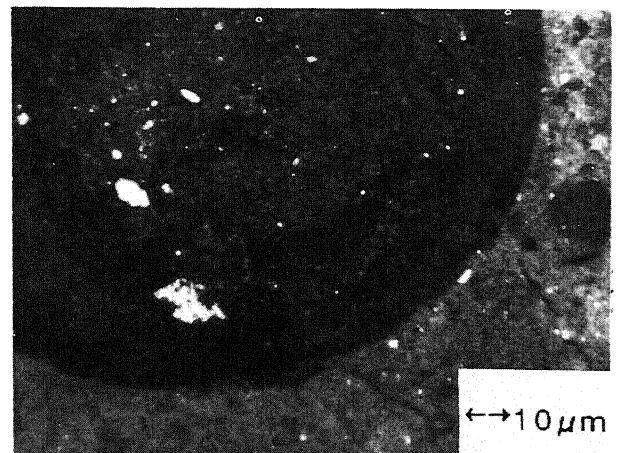


Fig.10 - Particolare di una concrezione ferro-manganesifera in 2Btb2. Si notino le deposizioni concentriche di accrescimento. Luce incidente obliqua.

Detail of an iron-manganese concretion in 2Btb2 horizon. Note the concentric growing depositions. Incident oblique light.

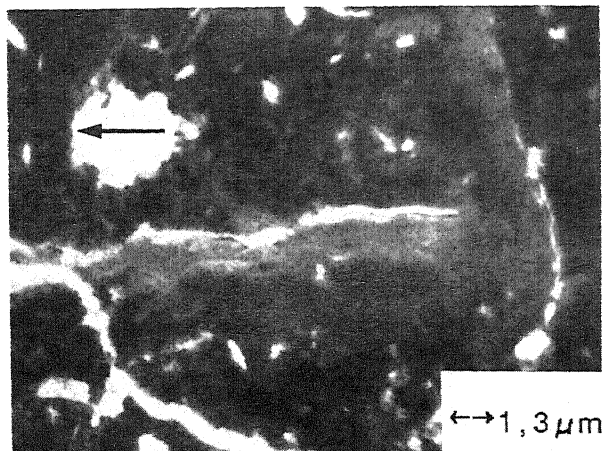


Fig. 11 - Evidenze di illuviazione di argilla nell'orizzonte 2Btb2 lungo un poro planare. La freccia indica l'alto. Luce piana polarizzata.

Clay coating in 2Btb2 horizon developed along a planar pore. The arrow is oriented upwards. Plane polarized light.

la neoformazione di minerali argillosi della serie smectitica. La frequenza delle concrezioni e delle segregazioni ferro-manganesifere (Fig. 10) e la assenza di evidenze morfologiche o micromorfologiche di una deposizione planare di questi ossidi e di screziature, indica che l'inumidimento non è governato da una falda semi-permanente o permanente e che c'è una marcata alternanza di fasi umide e secche.

Inoltre, il colore scuro di questi orizzonti vertici, ben evidente in campagna (Fig. 5), è legato, come in tutti i Vertisuoli neri ("grandi gruppi pellici" in: USDA, 1990), ad una frazione della sostanza organica intimamente legata ai minerali argillosi. Questa tipologia di sostanza organica è ben nota in letteratura (Singh, 1954; Ristori *et al.*, 1992); nei suoli attuali essa rappresenta solo una piccola frazione della sostanza organica totale dominata da materiale poco decomposto. Per questa ragione nei

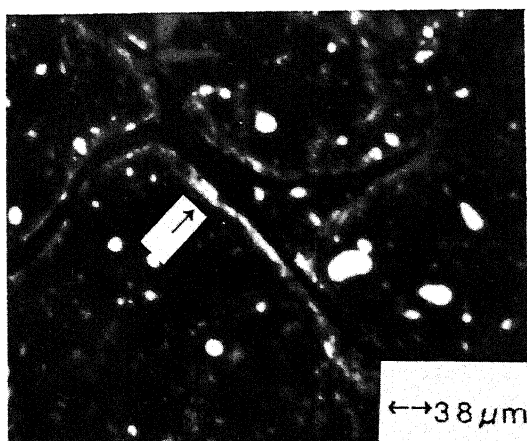


Fig. 13 - Pellicole di argilla in 2Btb2. Le pellicole ricoprono le superfici degli aggregati. Luce incrociata polarizzata.

Clay coatings in 2Btb2 horizon covering the surface of aggregates. Crossed polarized light.

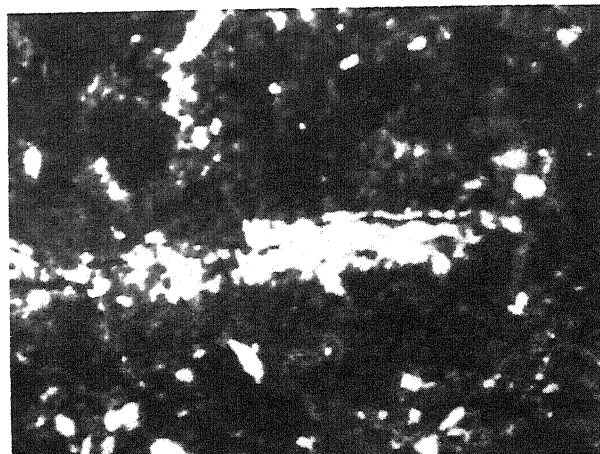


Fig. 12 - Come Fig. 11 in luce incrociata polarizzata. Same as photo 11 in crossed polarized light.

Vertisuoli di superficie non vi è una relazione significativa tra sostanza organica totale e colore (Murthy, 1988). Il pedoambiente fossile di Campochiaro rappresenta una importante eccezione nei Vertisuoli in quanto, mancando materiale organico fresco o poco decomposto, gli orizzonti scuri hanno sempre un tenore di sostanza organica superiore agli altri orizzonti, circostanza rarissima in letteratura (Murthy, 1988).

Nel paleosuolo vertico l'orizzonte bruno-scuro 2Btb1 è sempre presente mentre al di sotto di esso è riscontrabile, in tasche discontinue, un orizzonte bruno 2Btb2. A quest'ultimo corrisponde una diminuzione della sostanza organica dello 0,3 %, un incremento di argilla totale del 15% ed una diminuzione del contenuto di sabbie e di limi. L'incremento di argilla è da addebitarsi ad un processo di illuviazione, come si evince dalla frequenza di pellicole argillose (Figg. 11, 12 e 13). Questa figura

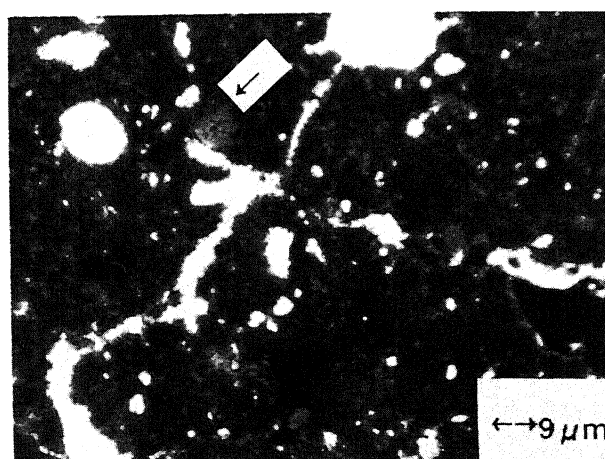


Fig. 14 - Relitti di antiche pellicole di argilla in 2Btb2, di colore bruno chiaro ed a tessitura omogenea, ormai completamente inglobate nella matrice. Luce piana polarizzata.

Remnants of clay coatings in 2Btb2 horizon having homogeneous particle size and light brown colour. Coatings have been completely enveloped by the clay matrix. Plane polarized light.

pedologica corrisponde ad un orizzonte argillico. Le pellicole di argilla sono spesso altamente degradate ed inglobate nella matrice (Fig. 14). In realtà, la illuviazione delle argille non è un processo tipico e frequentemente descritto nei Vertisuoli (Blokhuis, 1982), esso potrebbe essere legato a delle fasi climatiche più umide che hanno mitigato, nell'orizzonte più profondo, la distruzione delle pellicole di argilla dovute ai movimenti di contrazione-espansione della matrice argillosa.

4.2.2 I suoli attuali

Il pedoambiente attuale sul conoide di Campochiaro è caratterizzato da suoli andici ascrivibili agli *Hapludand* (USDA, 1994) sviluppatasi a spese di materiale vulcanico cineritico. Sono questi dei suoli profondi, molto ricchi in sostanza organica (8%), con grande capacità di ritenzione idrica, neutri, con un orizzonte A sempre ben sviluppato che sovrasta un orizzonte B cambico. Di seguito viene descritto un profilo tipico di questi suoli (Fig. 15):

Profilo 2 (Località: Cava Cerreto, Campochiaro)

Questo profilo rappresenta il suolo attuale sulla superficie del conoide di Campochiaro in prossimità della Cava Cerreto. Tale superficie ha pendenza di circa il 5% ed esposizione verso Nord; l'uso del suolo è il prato. Il profilo consta di tre orizzonti tipicamente andici che poggiano su due orizzonti C con una discontinuità litologica. Dall'alto verso il basso sono stati distinti i seguenti orizzonti:

– A; 0 - 20 cm

Stato umido; colore secco 10 YR 3/4 (colore umido 10 YR 3/3); scheletro assente; struttura granulare fine e media, moderatamente sviluppata; molto friabile; macropori molto fini (0,5%+2,0%); cristalli: pochi estremamente piccoli; radici abbondanti molto fini e fini; limite inferiore chiaro lineare.

– Bw1; 20 - 60 cm

Stato umido; colore secco 10 YR 4/4 (colore umido 10 YR 2/3); scheletro inferiore all'1%: clasti calcarei; struttura granulare media e poliedrica subangolare grossolana, moderatamente sviluppata e friabile; macropori molto fini (0,1+0,5%); cristalli: pochi estremamente piccoli; radici comuni, molto fini e fini; limite inferiore graduale lineare.

– Bw2; 60 - 95 cm

Stato umido; colore secco 10 YR 4/4 (colore umido 10 YR 2/3); scheletro scarso, calcareo, medio; struttura poliedrica subangolare, grossolana, moderatamente sviluppata, friabile; macropori molto fini (0,1+0,5%); cristalli: pochi estremamente piccoli; radici poche e molto fini; limite inferiore abrupto irregolare.

– 2C1; 95 - 120 cm

Stato poco umido; colore secco 10 YR 7/4 (colore umido 10 YR 5/6); scheletro scarso, calcareo, medio; struttura poliedrica subangolare media, moderatamente sviluppata, friabile; macropori molto fini (0,1+0,5%); radici assenti; limite inferiore abrupto lineare.

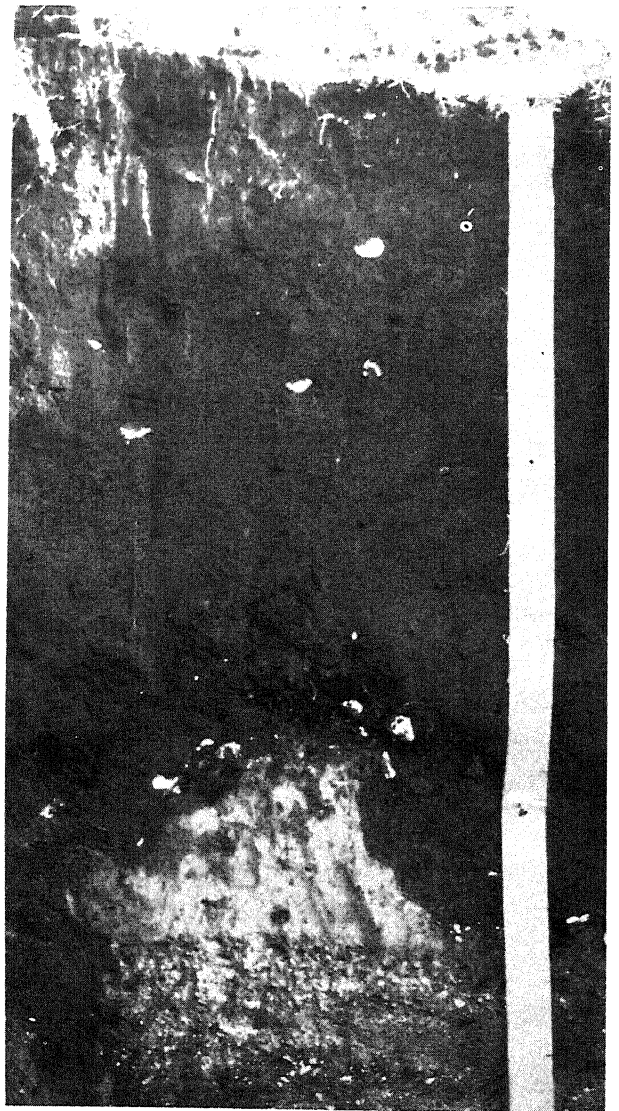


Fig. 15 - Profilo 2. Andosuolo sulla superficie del conoide di Campochiaro. Si osservi la discontinuità litologica con gli orizzonti calcarei 2C1 e 2C2 (95-160 cm).

Profile 2. Andosol on the surface of the Campochiaro alluvial fan. Note the lithologic discontinuity in calcareous horizons 2C1, 2C2 (95-169 cm).

– 2C2; 120 - 160 cm

Scheletro calcareo piccolo, molto abbondante e stratificato; limite inferiore sconosciuto.

I dati analitici relativi a questo profilo sono esposti in Tabella 1. La classificazione proposta è *Eutric Hapludands* (USDA, 1994) o *Mollic Andosols* (FAO, 1990).

La pedogenesi che si sviluppa in questi suoli, tipicamente andica (Lulli *et al.*, 1986; Lulli, 1990), è quella di un ambiente aerato che non va mai incontro ad una stagione secca pronunciata. In tale pedoambiente, le argille ammontano al 13 % in superficie ed al 9 % in profondità. Questa distribuzione è in accordo con la ipotesi che la neogenesi di argilla (presumibilmente a basso ordine cristallino) sia più attiva dove la sostanza organica è più

elevata. A differenza di altri Andosuoli, studiati nel vicino comprensorio di Frosolone (Di Gennaro *et al.*, 1991), questi di Campochiaro hanno una saturazione in basi sempre superiore al 50 % e dominata dallo ione calcio. Questo carattere, che si evince anche dalla classificazione, può essere correlato alla presenza di alcuni clasti calcarei (anche se inferiori all'1%) negli orizzonti di superficie ed alla presenza di una discontinuità degli orizzonti profondi calcarei 2C1 e 2C2. Queste evidenze tenderebbero a confermare l'ipotesi che la dinamica del calcio negli orizzonti di superficie sia legata a fenomeni di solubilizzazione - trasporto (lungo la linea di pendenza) - rideposizione a carico di materiali colluvionati.

5. DISCUSSIONE

I sedimenti alluvionali affioranti nell'area di Boiano offrono molti spunti per interessanti considerazioni. Primo fra tutti è il problema dell'età dei due corpi alluvionali; a tal proposito, è possibile ritenere che questi siano entrambi di età alto-pleistocenica perché:

1) non sono tettonizzati e sono, stratigraficamente, i più giovani sedimenti di tutta la successione fluvio-lacustre della conca, il cui assetto morfologico è praticamente intatto;

2) sono ancora "attaccati" ai rilievi alimentatori fossilizzando depositi e forme tettoniche attribuibili almeno al Pleistocene medio basale;

3) la successione alluvionale e la presenza di una fascia pedogenizzata e di superfici di erosione consentono di correlare questa situazione geomorfologica e stratigrafica a molte altre simili e di età würmiana riconosciute in altre zone appenniniche (Brancaccio, 1966; Russo, 1990; Frezzotti & Giraudi, 1992).

Stabilito da evidenze di campagna che questi depositi e le morfologie ad essi correlate non sono interessate dalla tettonica, si pone il problema, non secondario, dell'origine climatica della successione alluvionale e della fascia pedogenizzata. Già molti Autori (per es. Frezzotti & Giraudi, 1992) hanno interpretato le sequenze detritico-alluvionali alternate a paleosuoli come il succedersi di regimi, rispettivamente, di resistasia e di biostasia in relazione a cambiamenti climatici occorsi durante il Pleistocene superiore. Sembra ormai assodato che i talus detritici con i corpi alluvionali associati rispondono, almeno nell'Appennino meridionale, ad un sistema morfogenetico periglaciale in cui l'azione crioclastica è stata particolarmente efficace nella degradazione dei versanti in rocce carbonatiche, specialmente quando questi si presentano intensamente fratturati per motivi tettonogenetici. La successione sedimentaria meso-cenozoica del Matese presenta, appunto, queste ultime caratteristiche e sembra, quindi, verosimile che la natura calcarea monogenica dei sedimenti detritico-alluvionali del conoide superiore e più recente possa essere proprio in relazione alla degradazione di quei versanti di faglia in un

contesto climatico freddo dove il crioclastismo doveva essere il principale agente morfogenetico. E' evidente che eventuali sedimenti terrigeni della serie matesina non fossero in erosione per spiegare la monogenicità dei conglomerati e delle brecce più recenti. Questo fatto è possibile se si considera che i sedimenti terrigeni non hanno apprezzabile espressione morfologica ed estensione nei grandi versanti di faglia bordieri della conca. Tuttavia, la loro mancata erosione può essere spiegata anche semplicemente ammettendo la loro sostanziale stabilizzazione ad opera di una importante copertura vegetale e/o della loro insensibilità verso quell'agente morfogenetico in quel contesto climatico.

Questo ragionamento potrebbe non valere del tutto per i sedimenti del conoide inferiore e più antico; i quali mostrano, almeno a livello di matrice, una certa poligenicità tale da far supporre che anche altri litotipi della serie matesina dovevano essere in erosione, forse a causa dell'azione, seppure poco importante, di qualche altro agente morfogenetico come, per esempio, il dilavamento superficiale.

Un altro elemento di importanza non trascurabile deriva dall'osservazione del contesto morfoclimatico attuale dell'area di Boiano. Infatti, attualmente i corpi alluvionali sono inattivi e fortemente degradati e la stessa produzione detritica è inibita da una importante copertura vegetale. Movimenti franosi caratterizzano alcuni versanti della conca particolarmente instabili e l'erosione lineare è l'agente morfogenetico più importante. Non sono verificate, quindi, le condizioni morfoclimatiche necessarie per la formazione delle falde detritiche e dei corpi alluvionali. Ci sembra lecito ritenere, allora, che questi ultimi, nell'area di Boiano, siano da considerarsi elementi geomorfologici fossili relativi ad un sistema geomorfico non più attivo. Lo studio pedologico sembra sostenere questa ipotesi. In Tabella 2 è sintetizzato un confronto tra i diversi paleosuoli ed i suoli attuali. Essi si differenziano in base al *parent material*, alla presenza di argille espandibili, alla illuviazione dei carbonati e delle argille, alle concrezioni ferro-manganesifere ed alla struttura. Il risultato finale della individuazione di questi complessi processi pedogenetici può fornire delle indicazioni comparate sui tempi di formazione relativa e sul clima.

I paleosuoli di Campochiaro denunciano una pedogenesi, avvenuta in ambiente alluvionale, impostata sia su materiale vulcanoclastico che epiclastico; i processi pedogenetici sviluppati sui due litotipi evidenziano la presenza di sistemi climatici con marcata alternanza di fasi di disseccamento ed inumidimento dei suoli. Gli Andosuoli di superficie invece, si sono formati nelle attuali condizioni climatiche nelle quali il suolo rimane costantemente umido in tutto il corso dell'anno. Altre differenze sono riconducibili ai tempi di formazione relativa; i Vertisuoli con il loro elevato contenuto di argilla, il loro colore e la loro pedogenesi denotano processi pedogenetici più maturi e più lunghi rispetto agli Entisuoli ed agli Andosuoli. Gli Entisuoli denunciano processi di ringiovanimento

Tabella 2 - Sintesi delle caratteristiche dei suoli di Campochiaro.
Synoptic table of the Campochiaro soil features.

Classificazione (USDA)	Principali processi pedogenetici		Parent material	Comparazione dei tempi di formazione	Clima
	processi chimici e mineralogici	processi fisici (struttura)			
Andisuoli	neogenesi di argilla a basso ordine cristallino (specie a carico di vetro vulcanico)	struttura porosa, soffice, granulare	preval. vulcano-clastico	+	sempre umido
Entisuoli fluventici	neogenesi di argille espandibili a carico di minerali vulcanici (+) illuviazione di carbonati (++) concrezioni Fe Mn (+)	espansione-contrazione: struttura a blocchi e prismatica	preval. alluvionale	++ (+)	marcata stagionalità' (++)
Vertisuoli	neogenesi di argille espandibili a carico di minerali vulcanici (++) illuviazione di argilla (+) concrezioni Fe Mn (++)	espansione-contrazione: struttura a blocchi e prismatica	preval. vulcanico	+++	marcata stagionalità' (+++)

mento anche frequenti come attesta l'orizzonte Bb/C. E' nota, invece, quanto sia più breve la formazione di un suolo andico (Lulli, 1990).

Alla luce di tutte queste considerazioni non sembra azzardata, quindi, l'ipotesi che la genesi dei corpi detritico-alluvionali di Boiano sia legata alle fasi stadiali alto-pleistoceniche; in tal modo, la fascia pedogenizzata che li separa è evidentemente il risultato di una pedogenesi avvenuta in un contesto climatico differente dall'attuale e forse di tipo interstadiale. Per quanto detto poco prima, anche quest'ultima può considerarsi un relitto morfoclimatico; quest'asserzione è anche supportata dal fatto che sono vertiche le caratteristiche pedologiche dei suoli fossili di origine vulcanica mentre sono andiche quelle degli omologhi attuali nella stessa area. Come è noto, i Vertisuoli sono tipici di sistemi climatici a forte contrasto stagionale ed hanno la loro massima espressione e diffusione nelle regioni tropicali e subtropicali (FAO, 1965). Questa osservazione ci consente di attribuire ai nostri Vertisuoli il carattere di forme relitte di un sistema geomorfico in cui il clima presentava caratteristiche di marcata stagionalità in aperto contrasto con i suoli vulcanici attuali le cui caratteristiche andiche si sposano bene con il clima temperato umido dell'area.

Per la fascia pedogenizzata si profila, allora, un significato climatico diverso da quello in cui oggi tali suoli vulcanici si sviluppano. Il loro significato geomorfologico resta, però, inalterato perché entrambi rappresentano momenti di stabilizzazione della superficie topografica

con arresto della produzione detritica. Se, come abbiamo ipotizzato, una tale produzione avveniva in un contesto geomorfico periglaciale da rapportarsi ad un momento stadiale del Pleistocene superiore, per contro bisogna pensare ai Vertisuoli fossili come elementi di un diverso sistema geomorfico (probabilmente subtropicale) da rapportare ad una fase interstadiale dello stesso periodo.

Dati di cronologia numerica e di tipo geochemico-mineralogici potranno chiarire meglio alcuni aspetti della successione degli eventi morfoevolutivi e morfoclimatici proposta.

6. CONCLUSIONI

Lo studio geomorfologico, stratigrafico e pedologico del bacino fluvio-lacustre di Boiano ha consentito di fare un passo avanti, bene inteso non definitivo, verso la conoscenza dell'evoluzione quaternaria di questo importante settore dell'Appennino meridionale. Questo studio, inoltre, si pone anche come lavoro di sintesi di quanto finora noto, dal punto di vista geomorfologico, in quest'area. La successione schematica degli eventi morfoevolutivi può essere così riassunta:

1) formazione, durante il Pliocene medio-superiore ed il Pleistocene inferiore, di un paesaggio erosionale subpianeggiante (la "Paleosuperficie" *Auct.*) conservato in lembi isolati e discontinui alla sommità dei principali rilievi matesini e sanniti;

2) manifestazione di una prima fase tettonica, occorsa durante il Pleistocene inferiore (forse 1,3 Ma fa), responsabile della dislocazione e smembramento della "Paleosuperficie" Auct. e della creazione di depressioni tettoniche locali;

3) tra 0,97 e 1,13 Ma fa in quelle depressioni si assiste allo sviluppo dei primi bacini a sedimentazione fluvio-lacustre, come quello di S. Massimo;

4) manifestazione di una seconda fase tettonica, probabilmente occorsa tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio, che disloca definitivamente i depositi e le forme sin qui creati dando luogo all'attuale assetto morfologico locale con sviluppo di nuove conche endoreiche;

5) in queste nuove conche, per tutto il Pleistocene medio e forse per parte del Pleistocene superiore, si sviluppa una nuova fase fluvio-lacustre i cui sedimenti non sono affioranti e sono parzialmente documentati solo da alcuni sondaggi stratigrafici profondi effettuati nella piana di Boiano.

Osservazioni geomorfologiche e stratigrafiche, effettuate su alcuni affioramenti nei pressi dell'abitato di Campochiaro, hanno permesso di distinguere due successioni detritico-alluvionali separate, oltre che da una superficie di erosione, da una importante fascia pedogenizzata. Considerazioni geomorfologiche permettono di attribuire al Pleistocene superiore i depositi detritico-alluvionali e i paleosuoli intercalati; in particolare, essi sono stati rapportati, rispettivamente, a fasi stadiali ed interstadiali succedutesi in quel periodo. Le forme e gli ambienti legati a questi depositi e gli stessi paleosuoli sono ritenuti relitti morfoclimatici rapportabili a sistemi geomorfici non più attivi nell'area.

Lo studio dei paleosuoli della successione di Campochiaro ha evidenziato le caratteristiche di due distinti pedoambienti con molti passaggi di intergrado: il pedoambiente vertico e quello fluventico. Questi si sono sviluppati entrambi nel contesto alluvionale e molto probabilmente in risposta a precisi mutamenti climatici verso sistemi con marcata alternanza di fasi di disseccamento ed inumidimento. La successione morfologica, prima illustrata, potrebbe essere, allora, così continuata:

6) sviluppo di una prima e importante fase detritico-alluvionale durante un momento stadiale del Pleistocene superiore;

7) arresto o forte rallentamento della produzione detritica con sviluppo di pedogenesi in un contesto climatico da rapportarsi ad una fase interstadiale nell'ambito dello stesso periodo;

8) ripresa della produzione detritico-alluvionale e lacustre durante l'avvento di una nuova fase stadiale (ultimo Würm ?); ciò ha comportato l'erosione di tutti i depositi precedenti;

9) l'instaurarsi dell'attuale sistema geomorfico durante l'Olocene provoca la degradazione di tutte le forme preesistenti, con sviluppo di nuove morfologie erosionali di tipo lineare che determinano, in breve, il carattere

attuale di esoreicità della vecchia conca fluvio-lacustre; la deposizione vulcanoclastica, in questo stesso momento, determina la formazione di un pedoambiente andico sulla superficie, ormai degradata, del conoide di Campochiaro.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori sono grati ai Sigg. Donato Cuocolo e Claudio Romano del CNR - ISPAIM per la preziosa collaborazione offerta, rispettivamente, per la realizzazione delle indagini chimiche e micromorfologiche.

Questo lavoro è stato condotto e stampato con il contributo economico del fondo CNR n° 93.1035 - CT05 (tit. Prof. L. Brancaccio).

BIBLIOGRAFIA

- Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M., 1980 - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania)*. In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n° 356 del Prog. Fin. Geodinamica, Sottoprogramma Neotettonica, C.N.R., Roma, 249-260.
- Blokhuis W.A., 1982 - *Morphology and genesis of Vertisols*. Trans. 12th Int. Cong. Soil Science, New Dehli, India, 3, 23-47.
- Brancaccio L., 1966 - *Osservazioni geomorfologiche sulla conoide torrentizia del Rio Rava presso Mignano Montelungo (Prov. Caserta)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 75, 277-292.
- Brancaccio L., 1974 - *Aspetti e problemi del carsismo epigeo in alcuni massicci calcarei dell'Italia meridionale*. Ann. Speleol. C.A.I., Napoli, 3-6.
- Brancaccio L., Sgrosso I., Cinque A., Orsi G., Pece R. & Rolandi G., 1979 - *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 88, 275-286.
- Brancaccio L. & Cinque A., 1988 - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 83-86.
- Cestari G., Malferrari N., Manfredini M. & Zattini N., 1975 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 162: Campobasso*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, 78 pp.
- Cinque A., 1992 - *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino campano-lucano: alcune riflessioni*. St. Geol. Camerti, v.sp., 1992/1, 33-38.
- Di Gennaro A., Leone A.P. & Terribile F., 1991 - *I suoli delle aree campione*. In: "Indagine sulle caratteristiche climatiche e pedoclimatiche delle aree a pasco-

- lo della regione Molise", A.P.A, Regione Molise, Rapporto Tecnico Finale, 25-83.
- F.A.O., 1965 - *Dark clay soils of tropical and subtropical regions*. F.A.O. Agricultural Development, Paper n° 83, Rome, 161 pp.
- F.A.O., 1990 - *Soil Map of the World. Revised Legend*. F.A.O., Rome.
- Fitzpatrick E.A., 1984 - *Micromorphology of Soils*. Chapman & Hall, London, 433 pp.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1992 - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**, 33-50.
- GE.MI.NA., 1963 - *Il bacino del Tammaro*. In: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Ed. a cura della GE.MI.NA.-Geomineraria nazionale, Torino, 123- 135.
- Lambiase S. & Ruggiero A., 1980 - *La forra del Torano (Matese centrale): un caso di convergenza tra morfogenesi carsica e fluviale*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **87**, 171-192.
- Lulli L., 1990 - *Breviario sui suoli che derivano da materiali vulcanici in Italia*. In: Lulli L. et al., *I suoli caposaldo dell'apparato vulcanico di Vico*. Ist. Sperim. Studio Difesa Suolo, Firenze.
- Lulli L., Quantin P., Bidini D., Lorenzoni P. & Raglione M., 1986 - *Soil climosequence on Vico, A volcano of Roman Province (Italy)*. XIII Cong. ISSS, Hamburg 13-20 August, 1198-1199.
- Murthy A.S.P., 1988 - *Distribution, Properties, and Management of Vertisols of India*. Adv. Soil Science, **8**, 151-215.
- Ortolani F. & Pagliuca S., 1988 - *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. Suppl., **1**, 223-234.
- Ortolani F., Pagliuca S. & Schiattarella M. (a cura di) (in stampa) - *Guida all'escursione dei giorni 8-9 Luglio 1992. Dalla Piana di Rivisondoli-Roccaraso alla Valle del Sele*. In: Convegno-escursione "Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale". Riv. Studi Geol. Camerti, 1992.
- Ristori G.G., Sparvoli E., de Nobili M. & D'Acqui L.P., 1992 - *Characterization of organic matter in particle-size fractions of Vertisols*. Geoderma, **54**, 295-305.
- Russo F., 1990 - *I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e geomorfologico*. Tesi di Dottorato di ricerca, Pubbl. Dip. Scienze della Terra, Univ. Napoli, 168 pp.
- Sanesi G., 1977 - *Guida alla descrizione del suolo*. C.N.R., P.F. Conservazione del suolo, pubbl. n° 11, 157 pp.
- Serv. Geol. D'Italia, 1970 - *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 162: Campobasso*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- Serv. Geol. D'Italia, 1971 - *Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 161: Isernia*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- Singh S., 1954 - *A study of the black cotton soils with special reference to their coloration*. J. of Soil Science, **5**, 289-299.
- SISS, 1985 - *Metodi normalizzati di analisi del suolo*. Edagricole, Bologna.
- USDA, 1990 - *Keys to Soil Taxonomy*. S.M.S.S. Tech. Monograph No.19, Virginia Polytech. Inst. & State University.
- USDA, 1994 - *Keys to Soil Taxonomy*. 6th edition. USDA P.O. Box 2890, Washington, D.C. 20013.

Manoscritto ricevuto il 17. 1. 1994
 Inviato all'Autore per la revisione il 17. 10. 1994
 Testo definitivo ricevuto il 30. 11. 1994