

CARATTERISTICHE PALEOAMBIENTALI ED EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DEI PLATEAUX DELLA MEDIA VALLE DEL FIUME AGRI (BASILICATA)

A. Amato⁽¹⁾ - A.C. Dimase⁽²⁾

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

⁽²⁾Dip.to di Scienze del Suolo e Nutrizione della Pianta, Università di Firenze, Firenze

ABSTRACT - Paleoenvironmental features and geomorphologic evolution of the Middle Agri Valley plateaux (Basilicata) - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 10(2), 1996, 213-230 - This paper presents an integrated geomorphologic-pedologic study of the plateaux of the Agri river middle valley and of the buried soils of the Serra Corneta Formation. The paleomorphologic and paleoclimatic environments of Serra Corneta Formation are reconstructed on the basis of sedimentologic and pedologic studies on buried paleosols, whereas geomorphologic analyses assisted to define the Early and Middle Pleistocene evolution of the Middle Agri Valley. Both the plateaux morphology and soil features suggest that several modeling cycles governed by climatic fluctuations and accompanied by a rather long stability of the local base level, occurred. The upper paleosurface, which formed as a regression surface at the end of the latest sedimentary cycle of the Sant'Arcangelo basin, continued its function of local base level also after the lowering of the main base level caused by tectonics. This produced an hanging polycyclic and polygenetic landscape in which many climatic cycles can be recognized. The pedological study was based on grain-size and chemical analyses, and on macro- and micromorphological investigations. Four soil profiles were studied: two of them are within the upper part of the Serra Corneta Formation, the others outcrop on the plateaux surface. The two buried soils, classified as *Petrocalcic Palexeralfs*, are characterized by so a high rubification degree that they are very near the extreme limit of *Rodoxeralfs*. The parent material is a calcareous silt loam sediment. During their evolution, these soils underwent several cycles of decalcification and calcification, the last one probably induced by a carbonatic eolian dust that had covered them. Macro- and micromorphological data suggest that the climatic conditions under which these soils developed, corresponded to a rather humid climate with hot and dry seasons alternating with semiarid-arid ones. The soils were truncated by erosion shortly before to be buried. The latest pedological processes detected with the adopted methods of investigation were a weak decalcification of calcitic pedofeatures and a weak accumulation of Fe and Mn oxides/hydroxides (both recognizable only at the microscopic level). This implies that an increase of leaching and temporary worsened drainage conditions occurred just before the soils were buried. It is not clear whether this was caused either by a rainfall rapid increase or by a drastic lowering of temperature or by both. A temperature decrease would consequently cause a lowering of evapotranspiration and an increase of flooding due to a flow increase from the uphill part of stream watersheds. Anyway, all this occurred after or within an arid climatic phase. It seems however that these soils were partially eroded and then buried during a phase of climatic changes. The pedological characteristics alone do not assist to define the age of the soils, nor to estimate well the time length of the pedogenetic process: truncated profiles, the effects of pedogenetic processes caused by very probable climatic changes and the superposed carbonatic eolian dust, are all factors unfavourable to clarify these problems. Nevertheless they indicate that the duration of pedogenesis was of at least some ten thousand years. Paleosurfaces in the studied area appear to have undergone many erosional cycles, during which soils were either totally removed or deeply truncated. On the basis of morphological features and of soils distribution, the latest cycles of deep erosion — apart from that induced by human activity — can be dated to the late Pleistocene. The pedological consequences of this severe geological and anthropic erosion is that soils in the area — especially on slopes where erosion is active — are most young soils (*Entisols* and *Inceptisols*) and greatly eroded paleosols (mainly *Alfisols*) on the rest of paleosurfaces. Paleosols with well preserved profile are very rare and located only in sites where geomorphology is particularly favourable to soil conservation; moreover, their areal extension in each site is very small. On the plateaux surface, the best preserved paleosols are often (totally or partially) developed on probably eolian sediments, which emphasizes a local climatic change toward more arid or cold conditions. One out of the studied soil profiles is a "complex profile" composed of tree soils directly superimposed on each other: the lowest is on a colluvial material, the other two cover layers of coarse silt and very fine and fine sand. The amount of particles greater than 500 μm is negligible. Before being buried, the uppermost soil was partially eroded such as the lower two ones. The two soils that are in the upper part of the profile, are a rubified *Typic Haploxeralf* and a rubified *Calcic Haploxeralf*, respectively; the degree of development and weathering is not very high, especially for the deeper soil (which is located in the middle of the profile). The lowest soil is a *Typic Rodoxeralf*. Although dating is dubious, nevertheless it is possible to assume some wide geochronological limits for the period of their genesis. On the basis of the pedological data of each soil and the pedostratigraphy of the entire profile, it is highly probable that the two upper soils started to develop between the end of the Middle Pleistocene and the last glaciation, whereas the lowermost soil may date back to the Middle Pleistocene. The position of the deepest soil on the landscape suggests, however, that an older soil cover had been completely removed by erosion. This means that the oldest paleosurfaces in the plateaux are of Middle Pleistocene age or older. Both macro- and micromorphological features of this soil show that the environmental conditions under which it evolved, were similar to those of the soils found within the Serra Corneta Formation, which indicates that this soil underwent the same climatic fluctuations; but in this case rubification and weathering were a little more intense. The last studied profile is an *Ultic Haploxeralf*, attributed to Late Pleistocene-Holocene times. It is developed on sediments whose grainsize characteristics, stratigraphic and landscape position point all to their loess origin. The origin of these loess sediments is considered to be glacial, because surrounding mountain areas show evidence of periglacial processes attributable to the last glaciation. This soil differs from the other soils developed on sediments with similar texture for several characteristics, one of which is a lower degree of rubification. This means that climate during rubification of the two soils buried within the Serra Corneta Formation and of the soil on oldest plateaux was characterized by a higher temperature, a greater aridity and a more rapid change from humid to arid seasons than in the Holocene. Erosion and modeling of the original regression surface took place in a long period of time, during which downcutting phases developed in relation to base levels very close to the upper surface level. Denudation of slopes caused by sheet erosion and soliflux as well as by the eolian action was contemporaneous to these downcutting phases. The relative age of the Serra Corneta Formation ($< 1.1 \pm 0.3 \text{ Ma}$) suggests that the sedimentological characters (alluvial fan with buried paleosols facies) are the effect of the important climatic change occurred at the beginning of the "Glacial Pleistocene" i.e., at the Early-Middle Pleistocene limit. The tectonic uplift brought about deep downcuttings and the formation of hanging plateaux at elevations up to 500 m above the present local base level.

RIASSUNTO - *Caratteristiche paleoambientali ed evoluzione geomorfologica dei plateaux della media valle dell'Agri (Basilicata)* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 10(2), 1996, 213-230 - È stato condotto uno studio geomorfo-pedologico integrato dei *plateaux* della media valle del F. Agri e di superfici sepolte all'interno della Formazione di Serra Corneta, marcate da caratteristici orizzonti pedogenizzati. L'analisi di alcuni aspetti sedimentologici dei conglomerati in facies di *fan* e fluviale *braided* della Formazione di Serra Corneta, insieme allo studio pedologico di alcuni paleosuoli intercalati hanno consentito una definizione in chiave paleomorfológica e paleoclimatica dell'ambiente di deposizione di questa Formazione. Lo studio geomorfologico e l'analisi dei suoli poggianti sulla superficie, inoltre, hanno evidenziato l'esistenza di numerosi cicli di modellamento regolati da oscillazioni climatiche e caratterizzati da una persistente stabilità del livello di base locale. La paleosuperficie, generata come superficie di regressione e di chiusura dell'ultimo ciclo sedimentario del bacino di Sant'Arcangelo, infatti, ha continuato a funzionare da livello di base locale del tutto indipendente rispetto a quello generale, in rapido abbassamento per motivi tettonici. Ciò ha generato un paesaggio sospeso policiclico e poligenico in cui sono stati registrati i suddetti cicli climatici.

Parole chiave: *Plateaux*, terrazzi fluviali, paleosuoli, variazioni climatiche, *loess*, Pleistocene inferiore e medio, Basilicata, Italia meridionale
Key words: *Plateaux*, fluvial terraces, paleosols, climatic change, loess, Early-Middle Pleistocene, Basilicata, Southern Italy

1. INTRODUZIONE

La media valle dell'Agri ricade nell'ampio bacino intracatena di età pleistocenica denominato Bacino di Sant'Arcangelo, nel quale affiorano serie pelitiche di piattaforma e conglomerati deltizi e continentali. Le serie pelitiche affiorano estesamente nella porzione orientale del bacino mentre quelle conglomeratiche predominano in quella occidentale.

Scopo del lavoro è lo studio delle condizioni paleoambientali in cui è avvenuta la deposizione della Formazione di Serra Corneta, la quale comprende solo le serie conglomeratiche in facies continentale, e del successivo modellamento della superficie sommitale. Partendo dalle conoscenze relative al contesto geologico-strutturale dell'area si ricostruiscono le relative condizioni geomorfologiche e climatiche a partire dalla fine del Pleistocene inferiore.

Il contesto geologico in cui sono inseriti i *plateaux* della media valle dell'Agri è rappresentato dalle unità riferibili al "Bacino di Sant'Arcangelo" (Vezzani, 1967; Caldara *et al.*, 1989; Hippolyte *et al.*, 1991; Carbone *et al.*, 1993; Camarlinghi *et al.*, 1994; Pieri *et al.*, 1994) le quali affiorano in un'area che è fisiograficamente depressa rispetto ai retrostanti rilievi appenninici costituiti dalle unità meso-cenozoiche della catena (Fig. 1). Le unità del Bacino di Sant'Arcangelo sono costituite da depositi marini, costieri e continentali di età plio-pleistocenica con facies che vanno dalle argille di piattaforma e mare profondo a sabbie costiere e di delta fino a conglomerati deltizi, fluviali e di conoide alluvionale.

Secondo Vezzani (1967) tali terreni sono suddivisibili in due cicli: un primo ciclo infra-mesopliocenico (ciclo di Caliandro), deformato e definito semiautoctono; un secondo ciclo suprapliocenico-pleistocenico considerato neoautoctono. L'Autore ritiene che l'individuazione della "dorsale di Rotondella-Colobrarò", la quale separa il depocentro del Bacino di Sant'Arcangelo dall'Avanfossa Bradanica, sia stata contemporanea alla deposizione dei terreni del secondo ciclo del quale riconosce l'andamento trasgressivo dal centro verso i bordi occidentale e meridionale del bacino.

Carbone *et al.* (1993), invece, distinguono tre cicli: a) I° ciclo (Pliocene inferiore) costituito da conglomerati e calcareniti fossilifere di ambiente litorale e da argille biancastre con livelli di sabbie quarzose, da diatomiti e calcareniti giallastre a stratificazione incrociata; b) II° ciclo

o ciclo di Caliandro (Pliocene inferiore-medio - Pliocene superiore), caratterizzato da un intervallo basale conglomeratico-sabbioso passante ad argille grigio-azzurre e nuovamente a sabbie e conglomerati sommitali; c) III° ciclo (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore), deposto in un "bacino satellite", consistente in un emiciclo regressivo dato dalle argille e sabbie di Aliano, le sabbie e i conglomerati di Castronuovo, i conglomerati di Serra Corneta. La parte sommitale della serie pelitica è datata Emiliano su basi biostratigrafiche (presenza di *Hyalinea baltica*).

Hippolyte *et al.* (1991; 1994), riconducendosi a Vezzani (1967), considerano solo due cicli: un ciclo pliocenico, deformato insieme alle altre unità del substrato, e un ciclo del Pleistocene inferiore (biozona NN19) deposto in un bacino di *piggyback*, individuato dal movimento della rampa frontale in corrispondenza della "dorsale Nocara-Valsinni", in seguito sollevata e basculata insieme all'intero bacino da una ripresa del movimento lungo un *thrust front* più esterno che fa migrare più a Ovest il depocentro dei depositi clastici di chiusura.

Pieri *et al.* (1994), analizzando la parte settentrionale del bacino, vi riconoscono quattro cicli, tutti depositi in un bacino di tipo *piggyback* e separati da "discordanze sintettoniche" indotte da avanzamenti del substrato pre-pliocenico verso ENE. Il I° ciclo (Ciclo di Caliandro) ha un'età suprapliocenica, mentre il II° ciclo (Ciclo dell'Agri) ha un'età suprapliocenica-infrapleistocenica. Il III° ciclo (Ciclo del Sauro), attribuito alla parte basale del Pleistocene medio, si sviluppa nell'area orientale del bacino, separata dalla parte occidentale da una struttura anticlinale sinsedimentaria, mentre l'ultimo ciclo è rappresentato dai Conglomerati di Serra Corneta, in assetto suborizzontale e discordante sui precedenti depositi. Contrariamente a quanto affermato da altri autori (Hippolyte, 1994; Vezzani, 1967) gli Autori sostengono una migrazione del depocentro da Ovest verso Est.

Al di là delle citate divergenze, tutti gli autori sono in accordo sul fatto che le ultime fasi di deposizione nel bacino di Sant'Arcangelo sono rappresentate dalla Formazione di Serra Corneta, costituita da conglomerati in facies fluviale e di conoide. Essa affiora ampiamente lungo il bordo occidentale del bacino e poggia sulla Formazione di Castronuovo, costituita anch'essa da conglomerati in facies alluvionale passanti lateralmente e verso il basso a conglomerati e sabbie in facies di delta. Il contatto tra le due formazioni appare localmente

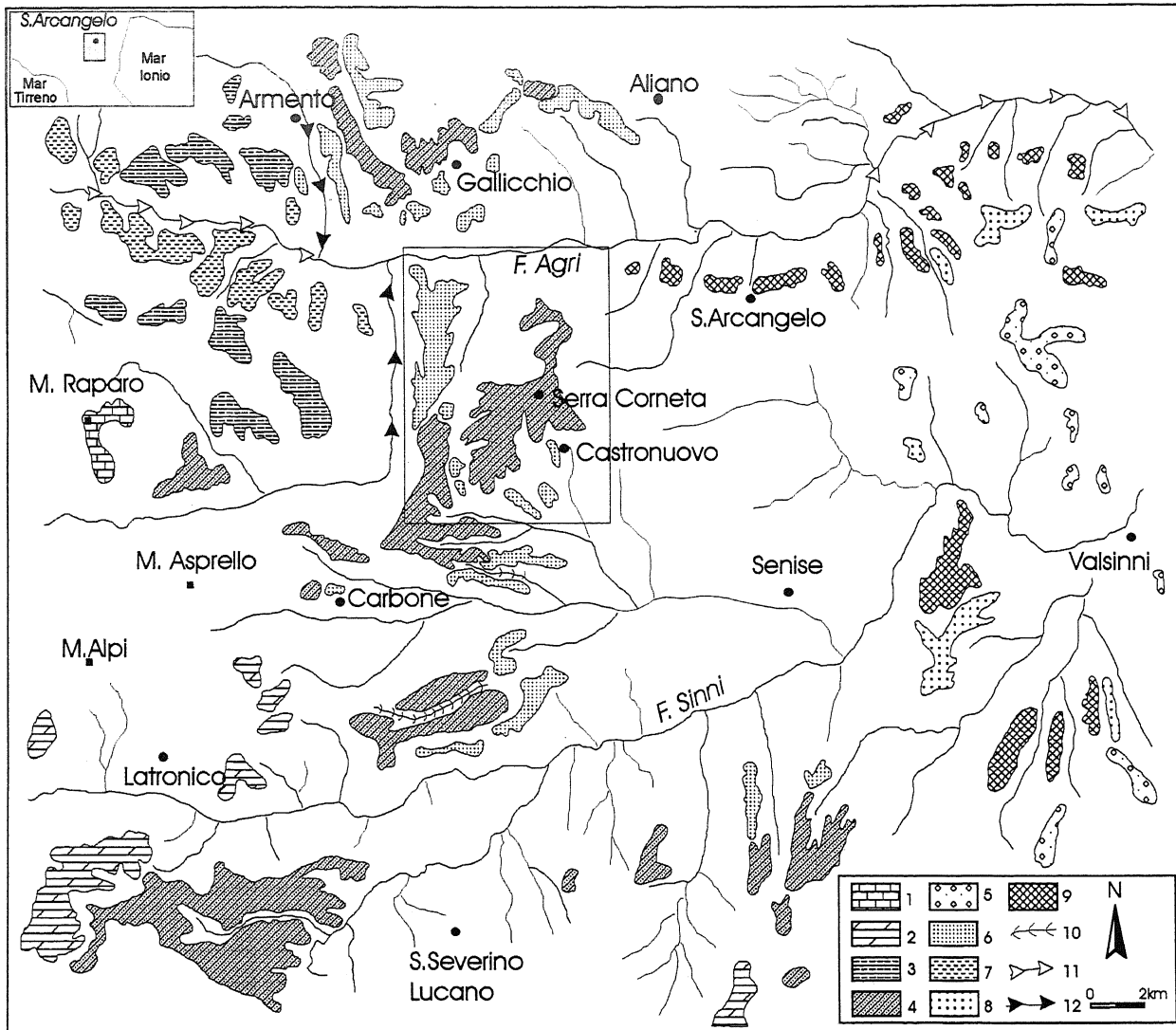


Fig 1. Carta dei terrazzi della media valle dell'Agri. 1) ripiani erosionali a quote >1100 m s.l.m.; 2) ripiani erosionali a quota 1100; 3) ripiani erosionali a quota 950+900 m s.l.m.; 4) *plateaux* sospesi a quote 900+850 m s.l.m.; 5) ripiani erosionali a quota 650+600 m s.l.m.; 6) terrazzi fluviali a quota 750 m s.l.m.; 7) terrazzi fluviali a quote 650+600 m s.l.m.; 8) terrazzi fluviali a quote 500+450 m s.l.m.; 9) terrazzi fluviali a quote 350+300 m s.l.m.; 10) valle sospesa; 11) tracciato fluviale sovrapposto; 12) corso susseguente.

Map of the terraces of the medium Agri river valley. 1) erosional terraces above 1100 m a.s.l.; 2) erosional terraces at 1100 m a.s.l.; 3) erosional terraces at 950+900 m a.s.l.; 4) hanging plateaux at 900+850 m a.s.l.; 5) erosional terraces at 650+600 m a.s.l.; 6) fluvial terraces at 750 m a.s.l.; 7) fluvial terraces at 650+600 m a.s.l.; 8) fluvial terraces at 500+450 m a.s.l.; 9) fluvial terraces at 350+300 m a.s.l.; 10) hanging valley; 11) superimposed valley; 12) subsequent valley.

discordante (ad esempio nel Fosso di Armento) (Fig. 1), ma più spesso risulta di difficile riconoscimento sul terreno, non essendo accompagnato da significative variazioni litologiche o di facies. Solo nella parte alta, e solo a luoghi, i conglomerati di Serra Corneta si caratterizzano per la presenza di matrice argillo-sabbiosa di colore rosastro e di paleosuoli di analogo colore intercalati nella successione e sovrapposti ad essa. Questi caratteri vengono analizzati ed interpretati nel presente lavoro soprattutto in chiave paleomorfologica, pedologica e paleoclimatica, mentre per gli aspetti sedimentologici si rimanda ai precedenti lavori: Vezzani (1967), Loiacono (1983) e Caldara *et al.* (1989). Come osservato da questi autori, i depositi della Formazione di Serra Corneta sono costituiti generalmente da: a) conglomerati poligenici *clast-supported* a matrice limo-sabbiosa spesso

arrossata; b) livelli e lenti di sabbie di colore variabile dal giallo-bruno al rosso; paleosuoli sepolti dello spessore massimo di 1+1.5 m, frequenti soprattutto nella parte alta della successione. Le strutture sedimentarie prevalenti sono: a) stratificazione incrociata a basso angolo ma più spesso tabulare con embriamento dei ciottoli a luoghi ben evidente (questa facies è riferibile ai meccanismi di accumulo delle barre longitudinali che caratterizzano i fiumi *braided*); b) strutture *cut-and-fill*, evidenti lungo sezioni trasversali alle direzioni di corrente; c) presenza di orizzonti debolmente pedogenizzati e strati sabbiosi intensamente arrossati, testimoniando l'esistenza di pause nella sedimentazione, a luoghi bruscamente tagliati da canali.

Per quanto riguarda l'età dei Conglomerati di Serra Corneta, essa è stata definita solo in maniera relativa e cioè successiva all'età delle sottostanti formazioni mari-

ne datate biostratigraficamente all'Emiliano da Carbone *et al.* (1993) oppure al Pleistocene medio da Pieri *et al.* (1994). Inoltre, Caggianelli *et al.* (1992) riportano l'età radiometrica (1.1 ± 0.3 Ma) di depositi vulcanoclastici intercalati in depositi lacustri anch'essi sottostanti stratigraficamente ai Conglomerati di Serra Corneta.

Infine, l'età della superficie sommitale dei Conglomerati di Serra Corneta è stata valutata sulla base di correlazioni geomorfologiche con superfici altrove datate (Amato, 1995). La superficie cui si fa riferimento nel lavoro appena citato è quella corrispondente alla chiusura del Ciclo Bradanico, che è associata anch'essa a depositi conglomeratici fluviali e di delta ed è, pertanto, datata in maniera relativa: il limite inferiore è datato biostratigraficamente al Siciliano; il limite superiore è dato dall'età dei depositi del terrazzo marino incastrato di alcune decine di metri nella superficie in oggetto. Tali depositi, contenendo prodotti vulcanoclastici del Vulture assenti dalla sottostante serie bradanica, possono essere inquadrati cronologicamente come non più antichi di 0.74 Ma, età di inizio dell'attività di questo vulcano (Brocchini *et al.*, 1994).

2. GEOMORFOLOGIA DEL BACINO DI SANT'ARCANGELO

Per inquadrare, sia dal punto di vista cronologico che evolutivo, i *plateaux* della media valle dell'Agri è utile fare un cenno dei principali tratti geomorfologici, in particolare la distribuzione e le caratteristiche dei terrazzi, dell'intero bacino di Sant'Arcangelo (Fig. 1).

La geomorfologia del bacino di Sant'Arcangelo risulta notevolmente influenzata dai vari domini geostratigrafici e strutturali in cui esso si articola. Esso, infatti, può essere distinto in quattro diversi settori: a) un'area marginale interna costituita dai rilievi bordieri in cui affiorano le unità del substrato suturate dai conglomerati di chiusura in facies fluviale e di conoide; b) un'area dominata dai *plateaux* conglomeratici di Serra Corneta che si estende nella parte occidentale e meridionale del bacino; c) un'area centro-orientale in cui affiorano i depositi marini pelitici (argille e sabbie); d) una dorsale esterna, allungata in direzione circa appenninica, in cui affiorano i terreni del substrato e la cui individuazione ha condizionato l'evoluzione e l'estinzione finale del bacino durante il Pleistocene inferiore. Nella Figura 1 sono stati individuati vari ordini di terrazzi, distinguendo quelli erosionali che tagliano le unità del substrato da quelli, sia erosionali che deposizionali, impostati sulle unità di bacino.

Nell'area marginale interna si riconoscono tre ordini di ripiani erosionali: quelli superiori a quota 1100 m s.l.m., quelli sospesi a quota 1100 m s.l.m. e quelli a quote comprese tra 950 e 900 m s.l.m. Mentre i ripiani più alti (sospesi a quote >1100 m in prossimità del Monte Raparo) sono da considerarsi relitti di un antico (pliocenico?) paesaggio oramai smembrato e quasi del tutto cancellato, quelli a quota 1100, invece, si correlano con analoghi ripiani presenti nella regione, recentemente attribuiti al Santerniano (Amato, 1995). I ripiani erosionali a quote 950-900, invece, si correlano con i *plateaux* di Serra Corneta presenti nella parte occidentale e meridionale del

bacino, che saranno descritti più dettagliatamente nel prossimo paragrafo.

L'area centro-orientale, caratterizzata dall'affioramento delle successioni pelitiche della serie plio-pleistocenica, non conserva tracce di paleolivelli di base in quanto essi sono stati quasi del tutto cancellati dall'erosione. Il reticolo idrografico è caratterizzato da un *pattern* di tipo dendritico, molto fitto, con spartiacque sinuosi e del tutto effimeri che conferiscono al territorio un aspetto aspro. I Conglomerati di Serra Corneta, ampiamente affioranti nel contiguo settore occidentale, qui sono del tutto assenti. Ciò può essere dovuto tanto ad una successiva troncatura erosionale quanto ad una originaria mancata deposizione. Dalle evidenze di campagna e, soprattutto, dal *line-drawing* di linee sismiche riportato in Hippolyte *et al.* (1991) si evince che il basculamento della serie era già in atto durante la deposizione dei conglomerati (parte finale dei Conglomerati di Castronuovo e Conglomerati di Serra Corneta) per cui l'assenza di tali conglomerati nelle aree più esterne del bacino potrebbe essere primaria, in quanto impedita da un lieve sollevamento indotto dal piegamento.

La dorsale che separa il bacino di Sant'Arcangelo dall'avanfossa bradanica, presenta tre diversi ordini di terrazzi. I terrazzi erosionali più alti, che non sono sommitali, si trovano a quote comprese tra 600 e 650 m s.l.m. Se correliamo questi terrazzi con i *plateaux* ne scaturisce la ricostruzione di una pianura alluvionale con un gradiente di circa il 2%. Questo valore non contrasta con l'ipotesi che vede questi terrazzi come lo sbocco della pianura del Pleistocene inferiore (Serra Corneta) alla zona bradanica. Lo sbocco era, probabilmente, costituito da valli in reincisione, dal momento che non si trovano depositi associati al livello di 650 m o altri indizi di seppellimento della dorsale, segno che i corsi fluviali erano costretti ad abbandonare tutto il carico solido a monte di essa. I terrazzi a quote 500-550 m e quelli a 350 m s.l.m. sono anch'essi erosionali e discordanti con la struttura.

3. GEOMORFOLOGIA DEI PLATEAUX

L'area occidentale del Bacino di Sant'Arcangelo è dominata dalla presenza di ampi lembi allungati di superfici sub-pianeggianti svolgentisi a quote comprese tra 800 e 900 m s.l.m. e impostate sui conglomerati di Serra Corneta. Questi *plateaux* sono lunghi circa 7-8 km e larghi da 1 a 6 km (Fig. 2).

L'involuppo dei *plateaux* restituisce una unica ampia superficie sospesa fino a 550 m sui *talweg* attuali. In letteratura (Vezzani, 1967) essa viene interpretata come la superficie di regressione originaria in quanto conforme alla stratificazione prevalentemente sub-orizzontale dei sottostanti depositi conglomeratici di Serra Corneta. Ma la morfologia dei *plateaux* si discosta alquanto dall'andamento pianeggiante e uniformemente inclinato, che è tipico delle superfici aggradazionali alluvionali. Essa risulta, piuttosto, costituita da un susseguirsi di dossi alti poche decine di metri e valli molto svasate (rapporto H/L circa 6%), la cui genesi è ascrivibile ad una o più fasi di rimodellamento in ambiente fluviale.

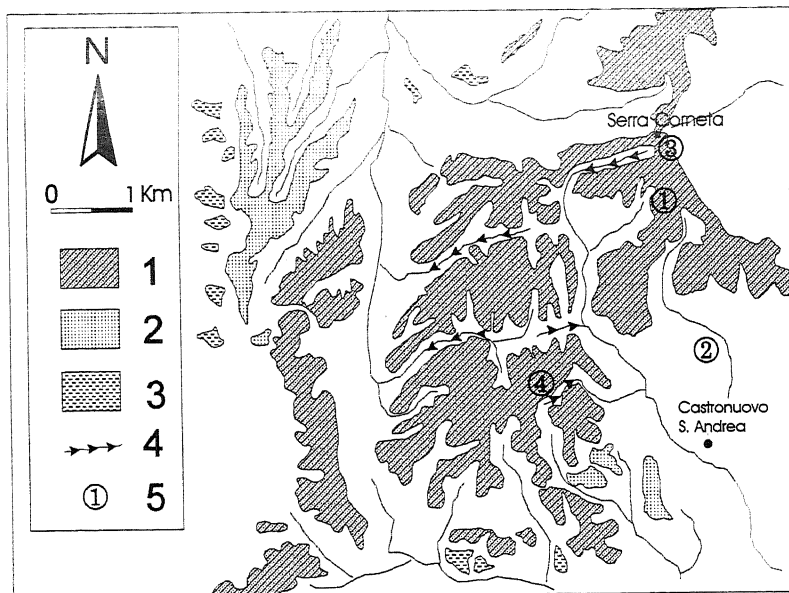


Fig 2 - Schema geomorfologico dell'area di campionamento dei suoli (vedi Fig. 1 per l'ubicazione). 1) *plateaux* sospesi a 900+800 m s.l.m.; 2) terrazzi fluviali a quota 750 m s.l.m.; 3) terrazzi fluviali sospesi a quota 650 m s.l.m.; 4) corso susseguente; 5) ubicazione dei profili dei suoli studiati.

Geomorphological sketch map of the soils sampling area (see Fig. 1 for location). 1) hanging plateaux between 900 and 800 m a.s.l.; 2) hanging fluvial terraces at 750 m a.s.l.; 3) hanging fluvial terraces at about 650 m a.s.l.; 4) subsequent valley; 5) location of the studied soil profiles.

La rete di drenaggio nata da queste antiche fasi di modellamento è riconoscibile solo a tratti e risulta in forte disequilibrio con gli attuali livelli di base. Essa include valli che risultano decapitate e/o sospese (non raccordate con gli attuali livelli di base), e per lo più secche o sottoalimentate, insieme a tratti rimasti attivi e/o catturati da corsi più attivi durante l'incisione che ha accompagnato il terrazzamento. In Figura 2 sono indicati i tratti susseguenti del reticolo idrografico individuati in base all'andamento rettilineo e all'allineamento con altre incisioni. In qualche caso le faglie ribassano chiaramente la superficie del *plateau*, come in destra orografica del fosso di Castronuovo, appena a monte del paese di Castronuovo S. Andrea (Fig. 3). In altri, invece, sono state individuate faglie dai rigetti centimetrici che tagliano i paleosuoli poggianti sulla superficie.

Negli impluvi e nelle paleovalli conservate della superficie dei *plateaux* sono stati rilevati suoli di vario spessore e grado di evoluzione, depositi limosi di colore giallastro e depositi colluviali che il più delle volte rappresentano il prodotto del rimaneggiamento dei depositi limosi e dei materiali pedogenizzati fortemente rubefatti. Questi depositi e/o suoli occorrono in modo discontinuo sia per motivi primari (essendosi accumulati solo nelle morfologie depresse ad opera di processi di versante) sia per la forte erosione successivamente subita.

Un affioramento significativo è quello situato a circa 3 km a NW del paese di Calvera dove, al piede di un modesto rilievo collinare, che emerge di poche decine di metri dalla superficie del *plateau*, e sospeso di circa 300 m sul fondo del torrente il Vallone, un affioramento di circa 6 m espone un accumulo limo-sabbioso rubefatto con livelli pedogenizzati di colore rosso scuro. Questi livelli permettono, tra l'altro, di apprezzare i deboli rigetti (circa 30+40 cm) di faglie dirette orientate N120° con immersione a Nord. Questo deposito si interpreta come un accumulo di colluvioni prodottosi lungo i fianchi di una valle orientata W-E. Altri affioramenti di questo deposito sono localizzati a W del paese di Castronuovo di S. Andrea (loc. "Temponne Crocecchiola") dove una faglia

diretta E-W e immergente a S, peraltro già segnalata da Gars (1983), è messa in evidenza proprio dallo spostamento della caratteristica formazione sommitale di colore rosso (Fig. 3). A Nord di Castronuovo, sul *plateau* di "Serra Corneta" un affioramento discontinuo della stessa formazione si allinea in direzione E-W quale

doveva essere la direzione del deflusso, oggi non più attivo, all'epoca dell'accumulo stesso.

Infine, altre tracce del deposito in questione si rinvengono nei dintorni dei paesi di Gallicchio e Missanello, dove gli spessori maggiori sono localmente conservati sui blocchi ribassati da faglie dirette.

Alcune di queste sezioni superficiali insieme ad altre due individuate all'interno della formazione di Serra Corneta sono state oggetto dello studio pedologico riportato nel prossimo paragrafo.

In Figura 2 sono stati riportati anche due ordini di terrazzi fluviali sospesi rispettivamente a 750 e 650+600 m s.l.m. Essi rappresentano altrettante fasi di relativa stabilità ovvero pause nella re-incisione che sospende i *plateaux* a circa 900 m s.l.m.

A Ovest del paese di Castronuovo di S. Andrea, allungato per circa 6 km in direzione S-N parallelamente al T. Racanello, che lo limita a Ovest, si estende un ampio terrazzo erosionale sospeso a quota 750 m s.l.m. Esso risulta profondamente re-inciso e ridotto in lunghi lembi che costituiscono gli spartiacque dei brevi tributari del T. Racanello (Fig. 2).

I terrazzi fluviali che si trovano a quote 600+650 m s.l.m., pur essendo più recenti, mostrano una notevole irregolarità nella distribuzione, non sono ben conservati, hanno dimensioni più piccole (poche centinaia di metri quadri) e sono per lo più incastrati nelle valli attuali. Anch'essi rappresentano una stasi della re-incisione, ma le loro ridotte dimensioni possono essere dovute o ad una effettiva minore durata della suddetta pausa, oppure all'azione combinata dell'erosione lineare e dei movimenti franosi che a tutt'oggi risultano molto attivi alla base dei versanti vallivi dell'area.

3. I SUOLI

3.1. Metodologia

Lo studio pedologico è stato articolato in: 1) rilevamento di campagna, con lo scopo di identificare i suoli



Fig. 3 - In destra orografica del Fosso di Castronuovo una faglia diretta con direzione circa E-W ribassa verso S la superficie del plateau. Il rigetto è evidenziato dal livello superficiale alterato dal caratteristico colore rosso.

On the right side of Castronuovo river an E-trending normal fault lowers the plateau surface southwards. The displacement is highlighted by the weathered reddish top layer.

presenti nell'area e definire le loro relazioni con le diverse unità di paesaggio; 2) descrizione e campionamento dei profili oggetto di ulteriori indagini; 3) studio di laboratorio. Quest'ultimo ha compreso alcune analisi chimiche, quelle granulometriche e, ad eccezione del profilo 4, lo studio micromorfologico.

Per le analisi chimiche sono stati adottati i seguenti metodi: i) Carbonio organico: Walkley-Black; ii) pH: misura potenziometrica della sospensione suolo-acqua in rapporto 1:1; iii) Carbonati: gasvolumetrico; iv) basi di scambio: estrazione con acetato di ammonio 1N a pH7; v) acidità di scambio: Peech.

L'analisi granulometrica è stata fatta sulla "terra fine" (frazione < 2000 μm); prima dell'analisi sono stati rimossi la sostanza organica con perossido di idrogeno nei campioni il cui contenuto è risultato >1%, e i carbonati mediante acetato di sodio tamponato a pH4.5 (Raben-horst & Wilding, 1984). Il campione è stato disperso in acqua con aggiunta di disperdente (esametafosfato di Na e carbonato di Na) ed agitazione meccanica. Le frazioni >63 μm sono state determinate mediante setacciatura, quelle <63 μm mediante sedimentazione (metodo della pipetta). La frazione granulometrica superiore a 2000 μm è stata stimata sulla base della valutazione effettuata direttamente durante la descrizione del profilo (per la parte più grossolana) e del peso del residuo setacciato a 2000 μm per la porzione più fine.

Per lo studio micromorfologico è stato prelevato almeno un campione indisturbato di suolo per ciascun orizzonte, impregnato con Gabraster (Ferrari, 1966) e preparate "sezioni sottili" di formato 60x80 mm.

La descrizione micromorfologica è stata realizzata secondo la metodologia e terminologia di Bullock *et al.* (1985); la quantificazione dei *coatings* di argilla mediante la conta per punti (Miedema & Slager, 1972).

La terminologia impiegata nella descrizione morfologica dei profili è quella di Sanesi (1977); i colori sono quelli della Munsell Color (1975).

La classificazione dei suoli e la designazione degli orizzonti sono effettuati secondo l'ultimo supplemento della *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1975): "Key to Soil Taxonomy" (Soil Survey Staff, 1994).

Il regime climatico dei suoli è stato determinato applicando il "Newall Simulation Model" (Van Wanbeecke *et al.*, 1986), ai dati pluviometrici della stazione di Roccanova (654 m s.l.m.) e termometrici di Teana (800 m s.l.m.), le più vicine alla zona in esame.

3.2 Risultati

Nell'area di studio, come in quelle limitrofe impostate sulla stessa Formazione (Cirigliano *et al.*, 1992), a causa degli intensi processi erosivi avvenuti nel passato, anche molto recente, prevalgono nettamente suoli giovani o molto giovani (*Inceptisols* ed *Entisols*) e resti di suoli più antichi (*Alfisols*) troncati dall'erosione.

I suoli più evoluti, e con profilo relativamente integro, sono conservati solo in lembi di modestissima estensione, normalmente ubicati alla base di versanti di raccordo tra i resti delle superfici sommitali dei *plateaux* e le valli abbandonate.

La media annua delle precipitazioni (cinquantennio 1922-1971) è di 739,89 mm, di cui il 67,5% nel semestre ottobre-marzo, con netta prevalenza, in questo semestre, delle precipitazioni (499,7 mm) sulla evapotraspirazione potenziale (135,4 mm). Il regime idrico dei suoli, con AWC di 200 mm, risulta xerico; quello termico mesico.

In varie sezioni della Formazione di Serra Corneta sono presenti uno o più suoli sepolti, i quali si sono evoluti, normalmente, a carico di sedimenti fini che contrastano nettamente con la granulometria di quelli sottostanti e sovrastanti. Essi presentano un elevato livello di rubefazione e, spesso, l'orizzonte petrocalcico (*calcrete*).

Lo studio analitico e micromorfologico è stato condotto su 4 profili di suolo, uno dei quali (profilo 3) è, secondo la terminologia proposta da Bos & Sevink (1975), un "profilo complesso", costituito da una sequenza di tre suoli direttamente sovrapposti.

Sono tutti dei paleosuoli (Ruhe, 1956; Yaalon, 1971; Duchafour, 1982; Bronger & Catt, 1989); quattro sono paleosuoli sepolti (profilo 1 e 2, e suoli 2 e 3 del profilo 3) o "suoli fossili" (Ruellan, 1971) e due (suolo 1 del profilo 3 e suolo del profilo 4), solo in piccola parte disturbati dall'apporto di nuovo materiale, sono "suoli relitti" (Ruellan, *op. cit.*).

Due suoli (profili 1 e 2) sono inclusi nella Forma-

zione di Serra Corneta, sepolti cioè nella fase di accrescimento della stessa; gli altri si sono evoluti sulle superfici della Formazione nelle fasi di forte rallentamento dei processi morfodinamici e, ad eccezione del suolo 1 del profilo 3 e del suolo del profilo 4, sepolti con la ripresa di tali processi.

Profilo 1⁽¹⁾

Paleosuolo sepolto (suolo fossile) nella formazione "Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta", a circa 2 m dalla superficie topografica.

Classificazione: *Petrocalcic Palexeralf* (al limite con *Petrocalcic Rodoxeralf*).

Località: Tufara.

Coordinate UTM: 33TXE007521.

Roccia madre: sedimenti fini, costituiti prevalentemente da limo e sabbia molto fine e fine, sovrapposti, con limite netto, a conglomerati.

Morfologia:

Btb: cm 0+40. Limite inferiore abrupto lineare. Poco umido. Colore rosso (2.5 YR 4/8). Screziature assenti. Pietre <1%, costituite da elementi sub angolari, di pochi millimetri di diametro. Struttura molto debole (quasi massivo). Pellicole di argilla poco distinte. Rare e sottili pellicole di sesquiossidi di Fe e Mn, di colore bruno rossastro scuro (5 YR 2.5/2). Resti di radici e di attività biologica assenti.

Ckmb (*calcrete*): cm 40+90/100. Limite inferiore abrupto lineare. Asciutto. Colore bruno molto chiaro (10 YR 7/4). Pietre e tessitura come sopra. Molto calcareo. Fortemente cementato.

2Ckb: >cm 90+100. Conglomerati non pedogenizzati, debolmente cementati.

Micromorfologia:

La frazione grossolana (>20 µm) è costituita prevalentemente da quarzo; altri minerali frequenti sono i plagioclasti, il feldspato potassico, la muscovite, mentre piuttosto rara ed alterata è la biotite. La biotite entra nelle classi di alterazione 2+4, mentre i plagioclasti prevalentemente nella classe 2.

I *coatings* di argilla sono pochi (ma >1%); se ne distinguono due tipi:

1) *Coatings* di argilla fine (*limpid clay*), di colore giallo rossastro (*nicols* paralleli), di considerevole spessore (fino a circa 50+60 µm); sono localizzati nei pori di origine biologica e si presentano parzialmente distrutti dall'accumulo/dissoluzione di CaCO₃. Alcuni sottilissimi *coatings* di questo tipo sono inclusi nelle figure di accumulo di CaCO₃.

2) *Coatings* di argilla fine e grossa (*dusty clay*); sono in parte inglobati nella massa di fondo.

Sono altresì presenti *coatings* di argilla (fine e grossa), limo e talvolta sabbia molto fine; generalmente questi si sovrappongono ai *coatings* di argilla fine e/o alle figure di accumulo di CaCO₃.

Poche figure di accumulo di CaCO₃, costituite prevalentemente da noduli e spessi *hypo-coatings*; normalmente presentano segni di dissoluzione.

Poche figure di accumulo di idrossidi di Fe e Mn, costituite principalmente da *mottles* e *hypo-coatings*.

Presenza di *infillings* di argilla, limo e sabbia prevalentemente fine e molto fine, ubicati all'interno di pori di origine biologica, talvolta delimitati da accumulo di CaCO₃ (*hypo-coatings*).

Rari litorelitti, costituiti da frammenti di roccia arrotondati, fortemente rubefatti.

Profilo 2

Paleosuolo sepolto (suolo fossile) nella formazione "Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta", a circa 5 m dalla

superficie.

Classificazione: *Petrocalcic Palexeralf*.

Località: Piano dei Campi

Coordinate UTM: 33TXE012502

Roccia madre: sedimenti limosi.

Morfologia:

Btb1: cm 0+40/50. Limite inferiore graduale lineare. Asciutto. Colore giallo rossastro (5 YR 6/8). Screziature assenti. Pietre costituite da rari frammenti (< 0.1%) subangolari di pochi millimetri di diametro. Struttura poliedrica angolare, con aggregati molto debolmente sviluppati (quasi massivo). Noduli e concrezioni soffici di CaCO₃, comuni e prevalentemente di piccole dimensioni. Pellicole di argilla poco distinte. Resti di radici e di attività biologica assenti.

Btb2: cm 40/50+100. limite inferiore *abrupto* lineare. Asciutto. Colore rosso (2.5 YR 5/8). Screziature assenti. Pietre e struttura come sopra. Noduli, concrezioni e concentrazioni soffici assenti. Pellicole di argilla poco distinte. Rare pellicole di sesquiossidi di Fe e Mn, di piccole e medie dimensioni, di colore bruno rossastro scuro (5 YR 2.5/2).

Ckmb (*calcrete*): cm 100+130. Limite inferiore *abrupto* lineare. asciutto. Colore prevalente: da bruno molto chiaro (10 YR 7/3-7/4) a giallo (10 YR 7/6). Pietre come sopra. Fortemente cementato. Pellicole di sesquiossidi di Fe di colore giallo rossastro (5 YR 6/8) e rare pellicole di sesquiossidi di Mn di colore nero (5 YR 2.5/1) e di Fe e Mn di colore bruno rossastro scuro (5 YR 2.5/2).

Ckb: cm 130+300 (circa). Limite inferiore *abrupto* lineare. Colore prevalente giallo chiaro-giallo (2.5 Y 7/4-2.5 Y 7/6). Pietre assenti. Massivo. noduli e concrezioni di CaCO₃ comuni, prevalentemente soffici. A varie profondità sono altresì presenti livelli debolmente cementati da CaCO₃ di qualche decimetro di spessore.

Micromorfologia:

La componente grossolana (>20 µm) è costituita da granuli di quarzo (nettamente prevalente), muscovite, biotite, plagioclasti e feldspato potassico.

Il livello di alterazione dei minerali più alterabili è relativamente uniforme negli orizzonti Btb1 e Btb2 (biotite: classe 2+3; plagioclasti: classe 1+2), diminuisce leggermente negli orizzonti CKmb e CKb (per quest'ultimo il riferimento è alla profondità studiata: cm 160+170 dalla superficie del suolo).

I *coatings* di argilla sono pochi (ma >1%) negli orizzonti Btb1 e Btb2, rari negli orizzonti sottostanti. Sono presenti sia quelli costituiti da argilla fine (*limpid clay*) che quelli di argilla fine e grossa (*dusty clay*). Nell'orizzonte Btb1 entrambi sono di colore giallo rossastro (*nicols* paralleli), moderatamente sviluppati in spessore ed ubicati nei pori di origine biologica o inglobati, parzialmente o totalmente nella massa di fondo. I primi sono parzialmente distrutti dai fenomeni di accumulo/dissoluzione di CaCO₃, i secondi deformati dall'attività dinamica del suolo (conseguente alle condizioni di inumidimento/essiccamento).

Nell'orizzonte Btb1 sono frequenti gli *infillings* costituiti prevalentemente da limo.

Frequenti figure di accumulo di CaCO₃, principalmente sottoforma di noduli, *hypo-coatings* e *coatings*; esse diminuiscono notevolmente nell'orizzonte sottostante. Nell'orizzonte CKmb l'accumulo di carbonati interessa tutta la massa del suolo e maschera quasi completamente sia la massa di fondo che le figure micropedologiche formatesi precedentemente a tale accumulo. Il CaCO₃ nella massa di fondo è formato quasi totalmente da micrite (cristalli di dimensione <4 µm), mentre i *coatings* ed *infillings* sono costituiti da microsparte (4+50 µm) e sparte (>50 µm). Negli orizzonti Btb1, le figure di accumulo di CaCO₃ presentano segni di dissoluzione.

Presenza di figure di accumulo di idrossidi di Fe e Mn, sottoforma di *mottles*, *hypo-coatings* e *coatings* in tutto il profilo. Esse sono spesso sovrapposte alle figure di CaCO₃.

Nell'orizzonte Btb1 sono frequenti le zone fortemente impoverite di Fe e Mn (*depleted zones*); nell'orizzonte sottostante esse sono molto meno marcate e diminuiscono notevolmente.

Profilo 3.

È costituito da tre suoli direttamente sovrapposti: *Typic Haploxeralf* su *Calcic Haploxeralf* su *Typic Rodoxeralf*.

(1) Nella descrizione morfologica e micromorfologica vengono riportate, in forma molto sintetica, solo quelle caratteristiche più strettamente legate alle finalità del lavoro; sono altresì omesse quelle determinate anche in laboratorio e riportate nelle Tabelle 1 e 2.

Profilo n	Orizzonte		Profondità del campione cm	Carbonio organico %	CaCO ₃ %	pH	Saturaz. basi di scambio %
	Tipo	Profondità cm					
1	Btb	0-40	20-30	0.100	0.52	8.1	-
	Ckmb	40-90/100	n.d.	—	—	—	-
2	Btb1	0-40	10-20	0.035	11.07	8.2	-
	Btb2	40-100	70-80	0.038	0.71	7.8	-
	Ckmb	100-130	100-110	0.081	65.80	8.2	-
	Ckb	130-300	160-170	0.080	26.90	8.2	-
3	A	0-30	10-20	2.703	tr	7.0	-
	Bt	30-130	90-100	0.498	—	6.8	-
	Ct	130-180	150-160	0.122	2.35	7.4	-
2	Btkb1	80-240	190-210	0.036	16.61	8.1	-
	3 CtB	240-320	260-270	0.019	6.0	8.1	-
	4 Btb1	320-370	340-350	0.093	6.4	7.9	-
	5 B'tb2	370-450	400-420	0.012	0.98	7.7	-
	4	A	0-20	5-15	0.890	—	5.4
	Bt1	20-60	40-50	0.283	—	5.1	50.90
	Bt2	60-140	90-100	0.131	—	5.0	49.26
	Bt3	140-190	160-170	0.109	—	5.4	53.90
	Bt4	190-220	200-220	0.110	—	5.8	59.36

Tabella 1 - Alcune caratteristiche chimiche dei suoli studiati.

Chemical characteristics of the studied soils.

Screziature assenti. Pietre costituite da rari frammenti (<0.1%), normalmente di pochi millimetri di diametro. Struttura poliedrica angolare (tendente alla prismatica), grossolana, moderatamente sviluppata e con tendenza verso la struttura di tipo composto.

Pellicole di argilla comuni, di colore bruno rossastro (2.5 YR 4/4) o più rosso. Concrezioni assenti.

Ct: cm 130+180. Limite inferiore *abrupto* lineare. Asciutto. Colore prevalente bruno giallastro chiaro, bruno giallastro opaco (10 YR 6/4-7/4), con striature suborizzontali, di pochi millimetri di spessore (concentrazione di argilla illuviale), di colore rosso giallastro (5 YR 5/6). Pietre come sopra. Struttura molto debole (sciolto). Screziature assenti.

Pellicole di argilla comuni nella parte più alta, diminuiscono progressivamente verso il basso; si manifestano sottoforma di lamelle di pochi millimetri di spessore (Soil Survey Staff, 1975, p.25). Concentrazioni di CaCO₃ scarse nella parte alta, comuni nella parte più bassa.

Micromorfologia:

Nell'orizzonte Bt la frazione grossolana (>20 µm) è costituita prevalentemente da quarzo; tra gli altri componenti considerevoli sono la biotite e i plagioclasti. Il livello di alterazione prevalente di questi ultimi, rientra rispettivamente nelle classi 2+3 e 1+2.

Abbondanti *coatings* di argilla fine e grossa (*dusty clay*), e di argilla e limo fine (*impure clay*); essi sono di colore giallastro (*nicols* paralleli) e circondano la maggior parte dei granuli di sabbia (*grain coatings*). Molti *coatings* di argilla fine (*limpid clay*); essi sono di considerevole spessore, generalmente inte-

Località: Serra Corneta.
Coordinate UTM 33TXE013521.
Fisiografia (a monte del profilo): lembo di superficie debolmente inclinata ubicata alla base di un versante.

Uso del suolo: incolto al margine di un campo coltivato.

Roccia madre: strati di sedimenti sabbiosi e limosi su materiali colluviali prevalentemente fini.

Suolo 1 (*Typic Haploxeralf*).

Morfologia:

A: cm 0+30. Limite inferiore graduale lineare. Asciutto. Colore rosso (2.5 YR 4/6) - rosso giallastro (5 YR 4/6). Pietre circa 5%, costituite da elementi da pochi millimetri fino a qualche centimetro di diametro. Struttura poliedrica subangolare fine e media, moderatamente sviluppata.

Bt: cm 30+130. Limite inferiore graduale lineare. Asciutto. Colore rosso (2.5 YR 4/6+4/8) - rosso giallastro (5 YR 4/6+5/8).

Tabella 2 - Tessitura (%)

Texture (in percent)

Profilo	Orizzonte	2000-1000 µm	1000-500 µm	500-250 µm	250-125 µm	125-63 µm	63-20 µm	20-2 µm	< 2 µm
1	Btb	0.36	1.00	4.21	11.38	13.39	28.60	18.25	22.81
	Ckmb	-	-	-	-	-	-	-	-
2	Btb1	0.25	0.37	0.84	2.27	5.88	34.85	26.48	29.06
	Btb2	0.08	0.27	0.63	2.50	6.61	35.35	25.50	29.06
	Ckmb	0.36	0.22	0.82	3.55	6.41	25.35	31.50	31.79
	Ckb	0.00	0.02	0.14	1.08	4.04	27.93	47.50	19.29
3	A	1.05	4.16	13.52	19.72	12.81	20.93	9.50	18.31
	Bt	0.11	2.45	11.48	20.68	22.13	20.09	6.25	16.81
	Ct	0.16	2.73	13.31	27.84	24.06	17.61	5.75	8.54
	2Btkb	0.29	0.63	2.99	7.90	17.88	40.77	12.25	17.29
	3CtB	0.20	1.77	13.69	26.57	18.90	23.33	5.50	10.04
	4Btb1	1.01	1.64	1.73	2.58	6.96	42.04	15.25	28.79
	5B'tb2	1.16	1.95	2.34	3.07	4.32	28.35	14.00	44.81
	4	A	1.26	3.33	6.37	10.46	12.60	24.17	17.75
	Bt1	0.06	0.16	0.60	2.42	8.59	29.01	19.25	39.91
	Bt2	0.00	0.01	0.10	0.84	6.35	29.54	32.51	30.65
	Bt3	0.00	0.02	0.49	2.76	14.07	35.51	23.74	23.41
	Bt4	0.00	0.03	0.58	2.17	8.74	36.33	26.75	25.40

Fig. 4 - Località Serra Corneta, profilo 3. "Profilo complesso", costituito da una sequenza di tre suoli sovrapposti; il più basso si è evoluto su materiali colluviali, mentre i due superiori su sedimenti di probabile origine eolica.

Serra Corneta locality, profile 3. "Complex profile" composed of a sequence of three superimposed soils. The lowest is evolved on colluvial materials, whereas the upper two on sediments of probable eolian origin.



gri, di colore rosso giallastro (*nicols* paralleli), localizzati prevalentemente nei pori di origine biologica e sulle facce dei piccoli aggregati. Poche *mottles* di idrossidi di Fe e Mn, di piccole dimensioni.

Suolo 2 (*Calcic Haploxeralf*).

Morfologia:

2Btkb: cm 180+240. Limite inferiore graduale lineare. Asciutto. Colore rosso (2.5 YR 5/6+5/8) - rosso giallastro (5 YR 5/6+5/8). Pietre <1%, costituite da frammenti subangolari di pochi millimetri di diametro. Struttura poliedrica subangolare debolmente sviluppata. Pellicole di argilla non identificate, anche nelle zone con minor accumulo di CaCO₃. Screziature assenti. Pellicole di CaCO₃ comuni e localmente abbondanti. Noduli e concentrazioni soffici di CaCO₃ comuni.

3Ctb: cm 240+320. Limite inferiore *abrupto* lineare. Asciutto. Colore prevalente giallo rossastro (5 YR 6/8). Pietre: circa 1%, di pochi millimetri di diametro. Struttura molto debole (sciolta). Pellicole di argilla non identificate. Pellicole di CaCO₃ comuni. Noduli e concentrazioni soffici di CaCO₃ comuni.

Micromorfologia:

In entrambi gli orizzonti la frazione grossolana (>20 µm) è composta da quarzo (prevalente), miche, plagioclasti e feldspato potassico. Ad eccezione del quarzo e della muscovite gli altri minerali presentano un'ampia diversità di alterazione; ad es., le classi di alterazione della biotite variano da 1+2 a 4.

Nell'orizzonte 2Btkb vi sono abbondanti *coatings*, costituiti prevalentemente di argilla fine e grossa (*dusty clay*) e di argilla e limo fine (*impure clay*), di colore giallastro ed ubicati intorno ai granuli di sabbia (*grain coatings*), mancano invece (salvo rare tracce) nei pori di origine biologica o sulle facce degli aggregati (probabilmente perchè distrutti dai fenomeni di accumulo/dissoluzione del CaCO₃). Nell'orizzonte 3Ctb i *coatings* sono meno abbondanti e, generalmente, molto più sottili. Abbondanti figure di accumulo di CaCO₃, costituite prevalentemente da noduli e spessi *hypo-coatings*; essi inglobano granuli di minerali che, come quelli della massa di fondo presentano, spesso, sottili *coatings* di argilla (l'accumulo di CaCO₃ è quindi posteriore alla principale fase di illuviazione dell'argilla). Una parte di queste figure presenta altresì accumuli di idrossidi di Fe Mn illuviali, sovrapposti o intercalati con il CaCO₃; inoltre, in alcuni casi, all'interno dei pori sono stati riscontrati *infillings* di materiali di aspetto simile alla massa di fondo, costituiti da argilla, limo e sabbia molto fine (queste figure di CaCO₃ sarebbero quindi preesistenti al seppellimento).

Presenza (<5%) di figure dovute alla concentrazione di idrossidi di Fe e Mn, prevalentemente sottoforma di *mottles* e *hypo-coatings*.

Frequenti pedorelliti e litorelliti (Brewer, 1964, p.145) nell'orizzonte 2Btkb (diminuiscono nell'orizzonte sottostante), provenienti dall'erosione di suoli fortemente rubefatti e con forte segregazione di idrossidi di Fe e Mn.

Suolo 3 (*Typic Rodoxeralf*).

Morfologia:

4Btb: cm 320+370. Limite inferiore chiaro lineare. Asciutto. Colore rosso (da 10 R 4/6+4/8 a 2.5 YR 4/6+4/8). Screziature assenti. Pietre 5+10% circa, costituite da frammenti da pochi millimetri a qualche centimetro di diametro, di varia litologia, molto alterati. Struttura poliedrica angolare grossolana, debole. Pellicole di argilla poco distinte. Pellicole di CaCO₃ comuni nella parte superiore, diminuiscono notevolmente proseguendo verso il basso. Noduli e concrezioni dure di CaCO₃ di medie e grandi dimensioni, comuni nei primi 20+30 cm, pochi nella parte più bassa.

5B'tb: cm 370+450. Limite inferiore sconosciuto. Poco umido. Colore da rosso scuro (10 R 3/4) a bruno rossastro scuro (2.5 YR 3/4). Pietre con caratteristiche come sopra, ma in quantità leggermente superiore. Struttura poliedrica angolare, molto debole, tendente al massivo; molto compatto. Pellicole di argilla poco distinte. Pellicole di CaCO₃ assenti. Pellicole di sesquiossidi di Fe e Mn, piccole e scarse. Poche concrezioni di CaCO₃, dure, di medie e grandi dimensioni. Concrezioni di ossidi di Fe e Mn assenti.

Micromorfologia:

Nell'orizzonte 4B'tb la frazione grossolana (>20 µm) è costituita in prevalenza da quarzo; i minerali alterabili presentano tutti un'ampia variabilità di alterazione, ad es. l'alterazione della biotite varia dalla classe 2 fino a 3+4, i plagioclasti dalla classe 1 alla classe 2+3.

I *coatings* di argilla fine sono scarsi (ma >1%), di modesto spessore, di colore rosso, più o meno simile a quello della groundmass. Sono altresì presenti *coatings* ed *infillings* di argilla e materiale più grossolano (limo e sabbia molto fine).

Comuni figure di accumulo di CaCO₃, in particolare noduli e spessi *coatings* e *hypo-coatings*; in alcuni casi essi presentano segni di dissoluzione, più spesso sovrapposizione di figure di accumulo di idrossidi di Fe e Mn e *infillings* di argilla, limo e sabbia molto fine.

Presenza (<5%) di figure di accumulo di idrossidi di Fe e Mn (*mottles*, *hypo-coatings* e *coatings*).

Frequenti pedorelliti e litorelliti (Brewer, 1964, p.145).

Nell'orizzonte sottostante (5B'tb), la frazione grossolana (>20 µm) è costituita da un'altissima percentuale di quarzo, mentre rispetto all'orizzonte sovrastante i minerali alterabili presentano un livello di alterazione più uniforme e mediamente più elevato (biotite classe di alterazione 3+4; plagioclasti 2+3), inoltre diminuiscono notevolmente i minerali più alterabili, in particolare la biotite che è molto rara.

I *coatings* di argilla fine, sono scarsi (ma > 1%), di colore rosso e in gran parte inglobati nella massa di fondo; frequenti

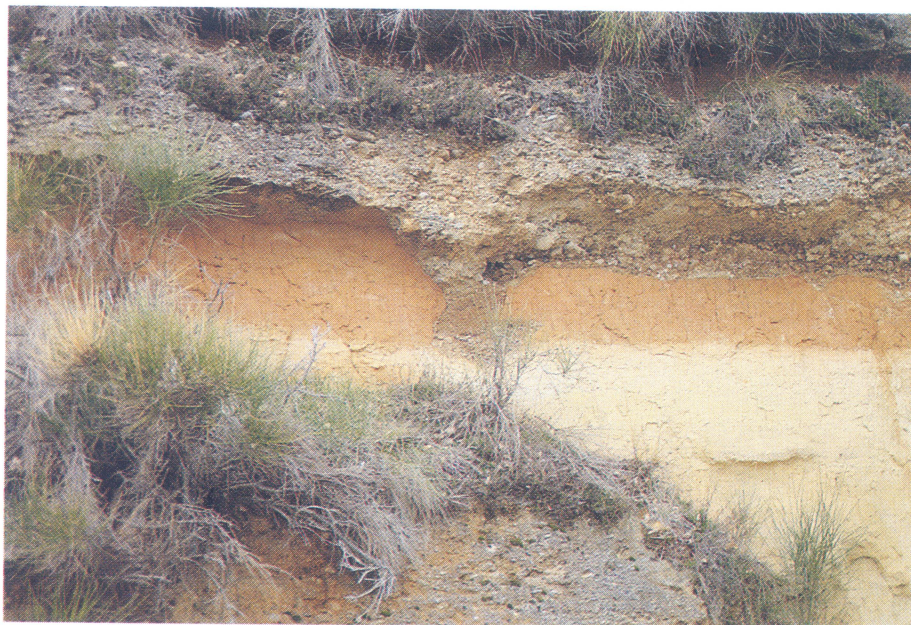


Fig. 5 - Località Piano dei Campi. Paleosuolo sepolto, incluso nella Formazione di Serra Corneta. Il troncamento del profilo e la presenza del canale (riempito da conglomerati) indicano che la superficie, prima di essere sepolta da nuovi sedimenti, è stata soggetta a forte erosione.

Buried paleosol within the Serra Corneta Formation, near loc. Piano dei Campi. The truncation of the soil profile and the presence of the channel (filled by conglomerate) indicate that the surface suffered a deep erosion before being buried by new sediments.

sono anche i *coatings* ed *infillings* di argilla, limo e talvolta sabbia molto fine; questi ultimi si riscontrano anche all'interno di figure di CaCO_3 .

Rispetto all'orizzonte sovrastante diminuiscono le figure di CaCO_3 , mentre aumentano quelle legate alla concentrazione di idrossidi di Fe e Mn (*mottles*, *coatings*, *hypo-coatings*) sia nella massa di fondo che sovrapposti ad altre figure micropedologiche.

Profilo 4.

Classificazione: *Ultic Haploxeralfs*

Località: Tempone Crocicchola.

Coordinate UTM: 33TWE993497.

Fisiografia: base di un breve versante di raccordo tra i resti della superficie sommitale e quella sottostante profondamente incisa.

Uso del suolo: bosco ceduo fortemente degradato dal pascolamento.

Roccia madre: sedimenti limosi simili ai *loess*.

Morfologia:

A: cm 0÷20. Limite inferiore chiaro lineare. Asciutto. Colore bruno forte, bruno giallastro (7.5 YR 5/6 10 YR 5/6). Struttura poliedrica subangolare, moderatamente sviluppata, con aggregati prevalentemente di medie dimensioni. Pietre: 20÷30%, costituite da frammenti di dimensioni comprese tra pochi millimetri a qualche centimetro.

Bt1: cm 20÷60. Limite inferiore graduale lineare. Umido. Colore: interno degli aggregati bruno forte (7.5 YR 5/6), esterno rosso giallastro (5 YR 4/6). Screziature comuni, di piccole e medie dimensioni, con contrasto di colore da debole a distinto, contorno chiaro o diffuso; colore prevalente: bruno giallastro (10 YR 5/4+5/6). Pietre assenti. Struttura poliedrica angolare (tendente alla prismatica), di tipo composto, con aggregati primari di medie e grandi dimensioni, fortemente sviluppata. Pellicole di argilla abbondanti, soprattutto sulle facce degli aggregati. Facce di pressione comuni.

Bt2: cm 60÷140. Limite inferiore graduale lineare. Umido. Colore: interno degli aggregati giallo rossastro (7.5 YR 6/6), esterno rosso giallastro-bruno forte (5 YR 4/6 ÷ 7.5 YR 5/6). Screziature

comuni, di piccole e medie dimensioni, contrasto di colore generalmente distinto, contorno chiaro o diffuso, colori prevalenti: bruno chiaro (10 YR 7/4) e giallo chiaro (2.5 Y 7/4). Pietre assenti. Struttura poliedrica (tendente alla prismatica) media, moderatamente sviluppata. Pellicole di argilla abbondanti, soprattutto sulle facce degli aggregati. Facce di pressione assenti.

Bt3: cm 140÷190. Limite inferiore graduale lineare. Umido. Colore: interno degli aggregati giallo brunastro (10 YR 6/6), esterno bruno (7.5 YR 5/4) e bruno rossastro-rosso giallastro (5 YR 4/4 ÷ 4/6). Screziature comuni, di piccole e medie dimensioni, con contrasto di colore generalmente distinto, contorno chiaro o diffuso, colori prevalenti: bruno-bruno giallastro (10 YR 5/3 ÷ 5/4).

Pietre assenti. Struttura poliedrica angolare grossolana, da moderatamente a debolmente sviluppata. Pellicole di argilla comuni, localizzate quasi esclusivamente sulle facce degli aggregati.

Bt4: cm 190÷220. Limite inferiore sonosciuto. Caratteristiche simili all'orizzonte sovrastante, ad eccezione di un lieve incremento delle screziature, della struttura meno sviluppata e una leggera diminuzione delle pellicole di argilla.

3.3 Interpretazione pedogenetica

I due suoli sepolti nella formazione (profili 1 e 2) sono simili dal punto di vista genetico e tassonomico, ma il primo è leggermente più evoluto, infatti presenta sia il livello di rubefazione che di alterazione dei minerali primari più elevati. Entrambi i profili, ma in modo particolarmente accentuato il primo, sono stati troncati dall'erosione poco prima del seppellimento. Infatti, il limite superiore di entrambi i suoli è rappresentato da quello dell'orizzonte Bt, per cui gli orizzonti sovrastanti sono stati sicuramente asportati. Inoltre, dall'osservazione microscopica si deduce che in entrambi i profili la quantità di *coatings* di argilla è modesta, e come risulta chiaramente dal profilo 2, essa si mantiene pressochè costante dal limite superiore del Bt1 almeno fino alla parte medio alta del Bt2, come pure il contenuto di argilla (Tab. 2). Normalmente, su sedimenti omogenei e su suoli non molto evoluti, la quantità dei *coatings* è massima nella parte alta dell'orizzonte (Soil Survey Staff, 1975, p.72, 73), e ciò è particolarmente accentuato nei suoli evoluti in ambienti relativamente aridi. Oltre un certo limite di profondità (il quale dipende dal clima e dalle caratteristiche pedologiche che influenzano sul flusso dell'acqua nel suolo) l'argilla illuviale si riduce notevolmente e si mantiene poi quasi costante fin nella parte più bassa del Bt, e talvolta prosegue nel C. Pertanto, l'andamento dei *coatings* di argilla, oltre che l'insieme di tutte le loro caratteristiche, lascia supporre che questi due suoli abbiano subito anche l'asportazione della parte alta del Bt, dove, appunto, avrebbe dovuto esserci la massima quantità di argilla illuviale. Dal momento in cui l'erosione ha raggiunto il limite superiore

che attualmente si riscontra nei due suoli, a quello del seppellimento, il tempo è stato brevissimo, in quanto sarebbero bastati (anche in condizioni climatiche poco favorevoli) un numero limitato di anni di esposizione alla superficie (dopo l'erosione) per produrre nei primi centimetri del suolo quelle caratteristiche macro e micromorfologiche (struttura, colore, presenza di macropori derivanti dallo sviluppo degli apparati radicali, etc.) facilmente rilevabili. Questi due suoli si sono evoluti su strati di sedimenti fini il cui contesto lascia supporre che siano limi di esondazione. Le caratteristiche stratigrafiche e granulometriche sono però tali da far ritenere probabile anche una loro origine eolica. La curva granulometrica cumulativa dell'orizzonte Btb del profilo 1, salvo che per una lieve deviazione nella frazione sabbiosa 125+250 μm , rientra nel campo di distribuzione dei *loess* (Ferrari & Magaldi, 1976), al limite tra i *loess* freschi ed alterati (Fig. 8), tutte e quattro le curve granulometriche relative agli orizzonti del profilo 2 (Fig. 9) cadono nel campo di distribuzione dei *loess*, rispettivamente dei *loess* alterati quelle degli orizzonti Btb1, Btb2 e Ckmb, e dei *loess* freschi (al limite degli alterati) quella dell'orizzonte Ckb.

Dalle caratteristiche morfologiche, analitiche e micromorfologiche, quali il colore, la distribuzione dei carbonati, la tipologia dei *coatings* di argilla e le relazioni tra questi e le figure di accumulo e di dissoluzione di CaCO_3 (Fig. 6), si deduce che entrambi i suoli hanno subito varie fluttuazioni climatiche: da un clima abbastanza piovoso, indispensabile per la decarbonatazione dei sedimenti carbonatici da cui i suoli derivano e per la eluviazione/illuviazione dell'argilla fine, ma con una stagione caldo arida, necessaria per la genesi dell'ematite (Duchaufour, 1981, p.385), ad uno arido-semiarido, a cui sono legate varie figure micropedologiche (Fedoroff & Courty, 1987; Fedoroff *et al.*, 1990; Fedoroff, 1993). Infatti, i *coatings* di argilla fine (*limpid clay coatings*) si formano in condizioni climatiche caratterizzate da buona piovosità, cioè tale da consentire lo sviluppo di una rigogliosa e continua copertura vegetale, e quindi la stabilità della struttura degli orizzonti superficiali del suolo anche nel caso di piogge intense e prolungate. I *coatings* e gli *infillings* di materiale relativamente più "grossolano", costituiti normalmente da un miscuglio di argilla fine e grossa, limo e, spesso, anche sabbia (in genere prevalentemente fine e molto fine), si formano invece (escludendo l'azione antropica) durante le fasi di forte inaridimento o raffreddamento del clima, a causa del diradamento della vegetazione e peggioramento della stabilità strutturale degli orizzonti superficiali (il fenomeno sembra parti-

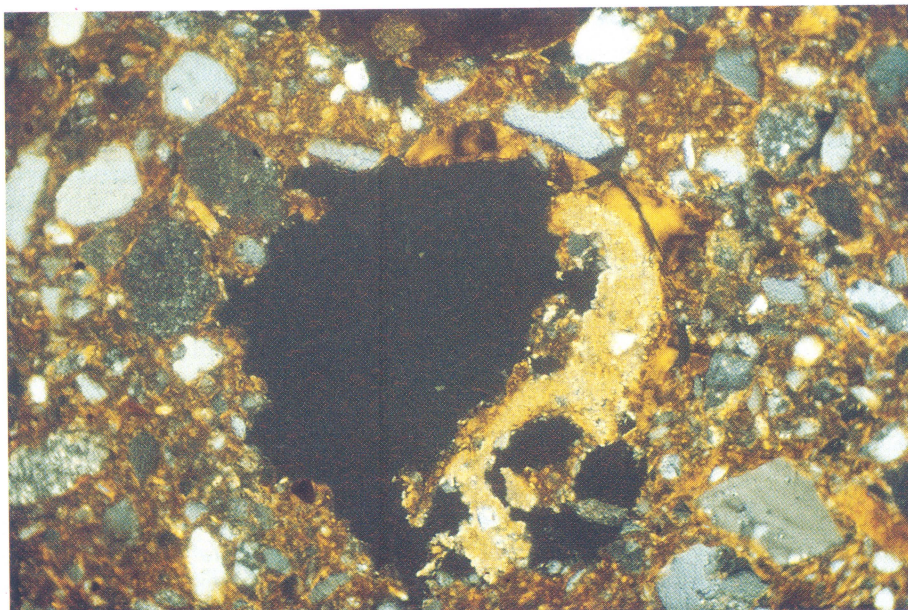


Fig. 6 - Profilo 1, orizzonte Btb. Resti di un *coating* di argilla fine parzialmente coperto da residui di figure micropedologiche di CaCO_3 . *Nicols* incrociati 100X.

Profile 1, horizon Btb. Remnants of a limpid clay coating partially covered by residues of calcitic pedofeatures. XPL 100X.

colarmente favorito da piogge intense e prolungate successive a lunghi periodi di aridità).

Anche l'accumulo di carbonato secondario, in orizzonti precedentemente decarbonatati, esprime, normalmente, condizioni decisamente più aride rispetto a quelle che hanno determinato la precedente decarbonatazione.

L'accumulo dei carbonati ha causato la parziale distruzione dei *coatings* di argilla fine. Tale fenomeno risulta abbastanza comune negli orizzonti Bt che hanno subito un processo di carbonatazione successivo alla illuviazione dell'argilla (Gile & Grossmann, 1968, Allen & Goss, 1973, Wieder & Yaalon, 1978, Dimase, 1991). La frequenza di frammenti di *coatings* di argilla fine nei pori ed inglobati nella massa di fondo, lascia supporre che vi siano stati più cicli di carbonatazione/ decarbonatazione.

I segni di dissoluzione del carbonato secondario (Figg. 6 e 7) sono indice di condizioni climatiche più umide rispetto a quelle che ne hanno determinato l'accumulo.

La sovrapposizione degli idrossidi di Fe e Mn (con prevalenza di quest'ultimo) alle figure pedologiche di CaCO_3 indica che il processo della mobilizzazione degli idrossidi è successivo a quello dell'accumulo dei carbonati, ed altresì un peggioramento delle condizioni di drenaggio del suolo.

Come anzidetto, in entrambi i suoli le figure micropedologiche di CaCO_3 manifestano, spesso, chiari segni di dissoluzione e accumuli di idrossi di Fe e Mn; poichè le caratteristiche pedostratigrafiche escludono che questi processi possano essersi verificati dopo il seppellimento, ne scaturisce che i carbonati presenti negli orizzonti Btb (Tab.1) di entrambi i suoli non sono dovuti al seppellimento da parte dei sedimenti fluviali carbonatici, ma sono, almeno in gran parte, antecedenti a questo evento.

La distribuzione dei carbonati nel profilo 2 (Tab.1), indica che la ricarbonatazione è avvenuta dall'alto. L'ipo-

tesi che appare più probabile è che ciò sia avvenuto durante una fase arida, per apporto di sedimenti eolici, i quali, normalmente, sono carbonatici (Yaalon & Ganor, 1973); tale fenomeno è abbastanza comune negli ambienti aridi (Gile, 1967; Gile & Grossmann, 1968; Gile & Hawley, 1972; Nettleton *et al.*, 1989), e sembra che si sia verificato diffusamente durante il Pleistocene nel bacino del Mediterraneo (Yaalon & Ganor, 1973).

Le figure micropedologiche di dissoluzione del CaCO_3 e quelle dovute alla concentrazione degli idrossidi di Fe e Mn (*mottles* e *hypo-coatings*), sulle figure pedologiche di accumulo del CaCO_3 , rappresentano gli effetti degli ultimi processi pedogenetici documentabili con i metodi di indagine adottati, e pertanto si può dedurre che il periodo immediatamente precedente il seppellimento di questi due suoli sia caratterizzato da un incremento delle precipitazioni. Questi ultimi fenomeni sono riconoscibili solo a livello microscopico, per cui l'intervallo di tempo trascorso tra l'inizio della fase di incremento delle precipitazioni e la parziale erosione del profilo e successivo seppellimento dovrebbe essere stato molto breve.

Un'altra ipotesi possibile è che il passaggio dalla fase di accumulo a quella di dissoluzione dei carbonati sia stato determinato non dall'aumento delle precipitazioni ma da un forte abbassamento della temperatura, la quale avrebbe determinato un incremento della *leaching* per diminuzione della evapotraspirazione. Ma, se ciò spiegherebbe la dissoluzione parziale dei carbonati, non sembra giustificare la pur lieve mobilizzazione del Mn e del Fe. Infatti, dato gli alti valori del pH di questi suoli, l'ultimo processo suddetto può verificarsi solo con potenziale di ossiriduzione (Eh) negativo, o comunque molto basso (Buol *et al.*, 1980, pag. 82), e questo è possibile unicamente se si verificano condizioni di anaerobiosi negli orizzonti superficiali, le quali presuppongono almeno un temporaneo stato di saturazione idrica di tali orizzonti. Malgrado siano presenti alcune condizioni morfologiche e pedologiche favorevoli al ristagno di acqua in superficie (debole pendenza e scarsa permeabilità del suolo), l'abbassamento dei valori dell'evapotraspirazione non appaiono sufficienti a determinare tale fenomeno, perchè la fase immediatamente precedente (quella che ha determinato l'accumulo dei carbonati) è caratterizzata da accentuata aridità. Per cui, per la mobilizzazione del Fe e del Mn, la diminuzione della temperatura dovrebbe essere stata necessariamente accompagnata anche da incrementi delle precipitazioni, tali da risultare, anche se per brevi periodi, superiori alla capacità drenante del suolo, oppure devono essersi verificati fenomeni di sommersione del suolo da parte di acque provenienti dalla esondazione dei corsi d'acqua. Quest'ultimo fenomeno è possibile che si sia verificato anche senza un incremento sostanziale delle precipitazioni, a causa di un forte aumento dei deflussi (soprattutto nel caso di piogge intense) nella parte montana dei bacini idrografici, a seguito dei mutamenti subiti dalla vegetazione determinati dal forte abbassamento della temperatura (area periglaciaie), e nei casi di rapido scioglimento stagionale della copertura nevosa. Pertanto, la fase che ha preceduto il forte deflusso superficiale, che ha causato l'intensa erosione diffusa ed incanalata dei suoli, documentata dal

troncamento del profilo e dalla presenza di canali (Fig. 5), potrebbe essere stata caratterizzata da inondazioni più modeste, in cui l'effetto del ristagno d'acqua sui suoli sarebbe stato prevalente su quello dell'erosione.

In questi due suoli il livello di alterazione dei minerali primari, quali ad esempio la biotite e i plagioclasti, non è molto alto, come pure modesta, nel suo complesso, risulta l'illuviazione di argilla, mentre elevato è il livello di rubefazione e l'accumulo dei carbonati negli orizzonti profondi, tra cui l'orizzonte petrocalcico (*calcrete*).

In merito ai tempi necessari per la manifestazione di queste ultime caratteristiche, i lavori più recenti (Bresson, 1976; Schwertmann *et al.*, 1982; Jouaffre *et al.*, 1991; Strong *et al.*, 1992), dimostrano che in condizioni di substrato e climatiche locali favorevoli, si possono formare anche in tempi molto più brevi di quanto ritenuto nel passato.

In questo contesto risulta però difficile la stima della durata della pedogenesi (che indica la stasi della sedimentazione fluviale nella zona di studio), in quanto le frequenti variazioni climatiche, l'erosione e l'apporto di materiale eolico, incidono profondamente sul tipo e sulla velocità dei processi pedogenetici.

Orientativamente, sulla base dei dati disponibili (va ribadito che entrambi i suoli sono stati troncati dall'erosione, per cui è possibile utilizzare le informazioni reperibili solo nella parte residua dei profili), di quanto riscontrato in letteratura in merito alla genesi di questo tipo di suoli, tale durata può essere ritenuta di almeno qualche decina di migliaia di anni.

Ancora più difficile, con i soli dati pedologici, è il tentativo della loro collocazione cronologica, in quanto le condizioni climatiche necessarie alla genesi di questi suoli sembra che si siano verificate varie volte nel corso del Quaternario (Aguilar, 1993; Fedoroff, 1993).

Il profilo 3 include tre suoli sovrapposti. Ciò indica che gli eventi sedimentari che hanno portato all'accumulo dei sedimenti da cui si è sviluppato ciascun suolo, sono separati da un lungo intervallo di tempo. Quello inferiore è rappresentato dagli orizzonti 4Btb e 5B'tb2. Tra i suoli studiati è l'unico che, secondo le nuove definizioni tassonomiche (Soil Survey Staff, 1994) rientra nei *Rodoxeralfs*, ed è quello che presenta il più alto livello di alterazione dei minerali primari.

Questo suolo, o almeno gli orizzonti studiati, non si sono sviluppati direttamente sui conglomerati della Formazione, ma su materiali colluviali, e si è evoluto in condizioni climatiche paragonabili a quelle dei suoli precedenti (inclusi nella formazione). Esso ha subito almeno due fasi di erosione che ne hanno troncato il profilo: il primo a livello del limite superiore dell'orizzonte 5B'tb2; questo è stato poi coperto da nuovi materiali colluviali (in parte già pedogenizzati) da cui si sarebbe evoluto l'orizzonte 4Btb (ringiovanendo il profilo e dando luogo con gli orizzonti sottostanti a nuovi cicli pedogenetici). Infatti i minerali primari dell'orizzonte 4Btb presentano un livello di alterazione molto più eterogeneo e mediamente più basso rispetto all'orizzonte sottostante, e più abbondanti sono i litorelliti (Brewer, 1964, p.145). Il secondo ciclo è quello che ha troncato il profilo a livello del limite superiore dell'orizzonte 4Btb.

Il suolo sovrastante (suolo 2, orizzonti 2Btb e 3Ctb)

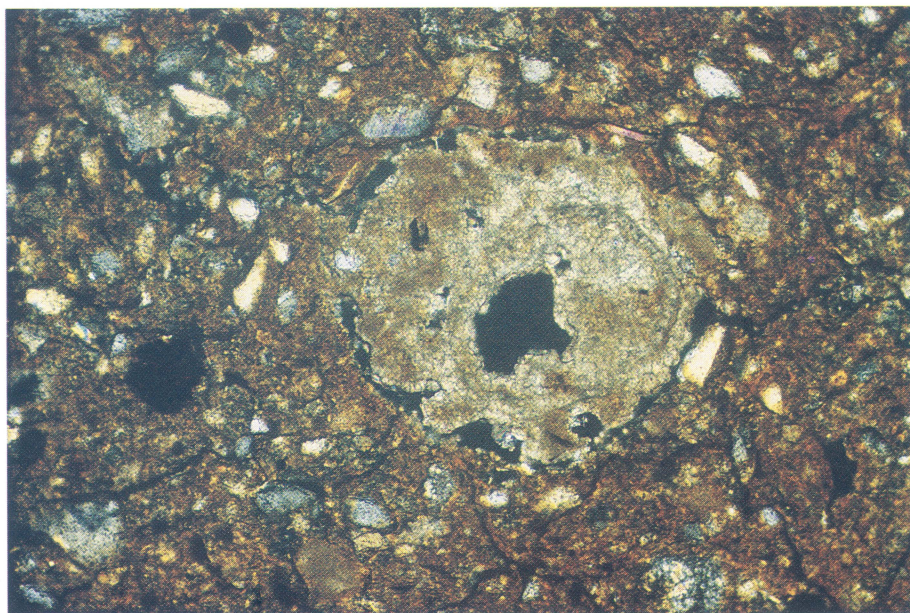


Fig. 7 - Profilo 2, orizzonte Btb1. *Infilling* di CaCO_3 ; risulta evidente l'effetto morfologico della dissoluzione del CaCO_3 . *Nicols* incrociati, 100X.

Profile 2, horizon Btb1. CaCO₃ infilling; the morphological effects of the decalcification process are evident. XPL, 100X.

si è sviluppato a carico di due strati di sedimenti: quello inferiore è decisamente sabbioso (Tab. 2) e con distribuzione dimensionale dei granuli (Fig. 10) tale da farli ritenere di origine eolica, anche se in parte rimaneggiati da processi di trasporto ed accumulo colluviale; in quello superiore invece prevale nettamente il limo grosso (Tab. 2) e la curva granulometrica cumulativa (Fig. 10) rientra nell'area dei loess (Ferrari & Magaldi, 1976). Le figure micropedologiche evidenziano che si tratta di un suolo relativamente poco evoluto ma che ha subito la completa decarbonatazione dei sedimenti da cui deriva, la rubefazione, una leggera illuviazione di argilla, una lieve mobilitazione del Fe e del Mn, ed una o più fasi di accumulo dei carbonati secondari nel profilo. Come gli altri suoli, prima di essere sepolto è stato troncato dall'erosione.

Anche il suolo superiore (suolo 1, orizzonti A, Bt, Ct), si è formato su sedimenti (Tab. 2 e Fig. 10) in cui prevalgono nettamente le frazioni granulometriche più vulnerabili al trasporto eolico (Hudson, 1981, p. 268).

La pedogenesi è caratterizzata dalla completa decarbonatazione di quasi tutto lo spessore di sedimenti di questo ciclo sedimentario (Tab. 1), da forte rubefazione (facilitata anche dalla granulometria dei sedimenti che hanno reso il drenaggio particolarmente favorevole), da eluviazione/illuviazione di argilla e da una sensibile segregazione (riconoscibile però solo a livello microscopico) del Fe e del Mn.

Le caratteristiche dei *coatings* indicano che si sono formati in due diverse fasi climatiche: quelli più antichi rappresentati prevalentemente da *grain coatings*, di colore giallastro e costituiti da *dusty clay* e *impure clay* si sono evoluti in ambiente climatico non molto favorevole alla rubefazione e in condizioni di scarsa stabilità strutturale degli orizzonti superficiali del suolo. Probabilmente essi si sono formati non molto tempo dopo la deposizione dei sedimenti, in un ambiente arido piuttosto freddo. Quelli più recenti invece, costituiti da argilla fine (*limpid clay*), di colore decisamente più rosso, richiedono tempi molto più lunghi per la loro formazione e condizioni ambientali diverse. Sono infatti necessari una buona piovosità,

buone condizioni di drenaggio, e una stagione con temperatura ed umidità favorevoli alla genesi dell'ematite, cioè relativamente caldo arida.

Il livello di alterazione dei minerali primari, lo spessore dell'orizzonte Bt (le cui caratteristiche lasciano supporre che sia stato sensibilmente troncato dall'erosione), la quantità e lo sviluppo dei *coatings* di argilla indicano una pedogenesi della durata dell'ordine delle decine di migliaia di anni.

Dalle caratteristiche morfologiche dei *coatings* di argilla fine, si deduce altresì che essi non sono stati deformati e/o parzialmente distrutti da fenomeni di accumulo/dissoluzione di CaCO_3 (Gile & Grossmann, 1968; Allen & Goss, 1973; Wieder & Yaalon, 1978; Allen, 1985, Dimase, 1991). Pertanto, dopo la genesi di questi *coatings*, non vi sarebbero stati ulteriori accumuli di sedimenti eolici carbonatici sulla superficie del suolo, oppure non si sarebbero verificate, dopo la sedimentazione di tali sedimenti, le condizioni climatiche favorevoli all'accumulo dei carbonati nell'orizzonte Bt.

I valori relativamente elevati del pH negli orizzonti A e Bt (Tab 1), vengono interpretati come l'effetto della risaturazione recente del complesso di scambio, determinato dalla percolazione di acque carbonatiche, provenienti, per scorrimento superficiale, dal versante a monte del profilo. Tale fenomeno viene attribuito alla intensa erosione antropica (Tricart & Cailleux, 1972, p.198), in particolare degli ultimi secoli, causata dalla deforestazione e coltivazione. Infatti, nel tratto medio alto del versante (e in quelli più ripidi) i suoli sono molto erosi e, spesso, con i carbonati presenti anche negli orizzonti superficiali.

Per le ragioni già dette per i suoli inclusi nella Formazione, l'inquadramento cronologico dei suoli di questo profilo risulta difficile, anche perchè la mancanza di studi paleopedologici nella stessa area geografica, non permette di avere un valido aiuto da eventuali correlazioni con suoli simili datati, mentre il confronto con suoli studiati in altre aree va fatto con molta cautela, in quanto l'influenza sulla pedogenesi degli eventi climatici e geologici del passato potrebbe essere stata sensibilmente diversa.

Detto ciò, sulla base dei dati pedologici disponibili, di considerazione di ordine pedostratigrafico e di quanto riportato in letteratura in merito ai regimi climatici ritenuti più favorevoli alla genesi di questo tipo di suoli, si può attribuire tra la fine del Pleistocene medio e l'ultima glaciazione l'inizio della pedogenesi del suolo superiore (suolo 1, orizzonti A, Bt, Ct). Le ragioni dell'attribuzione

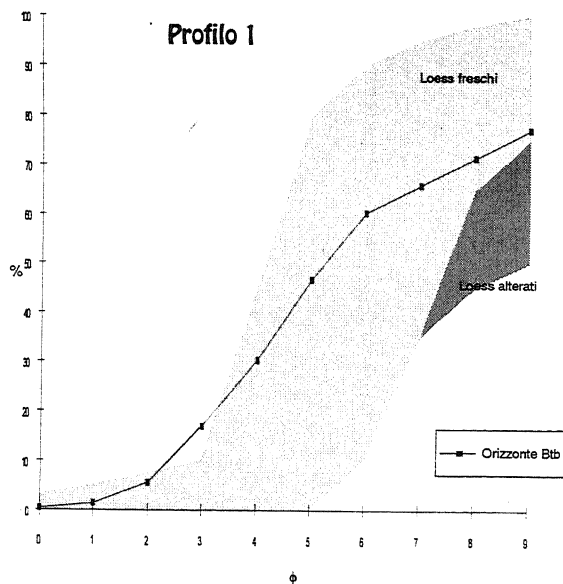


Fig. 8

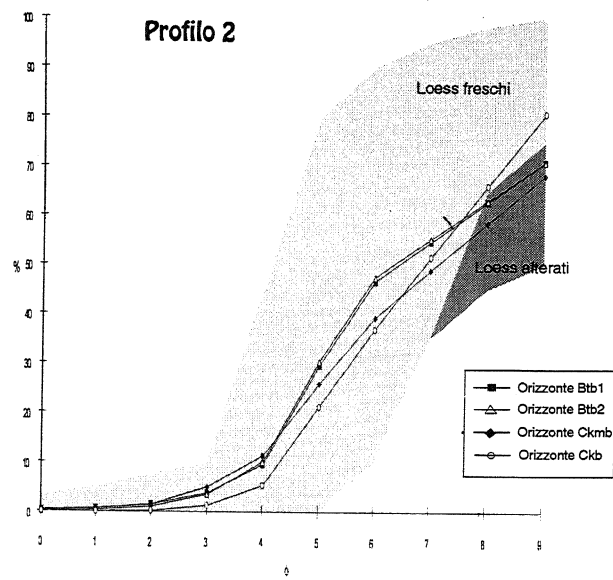


Fig. 9

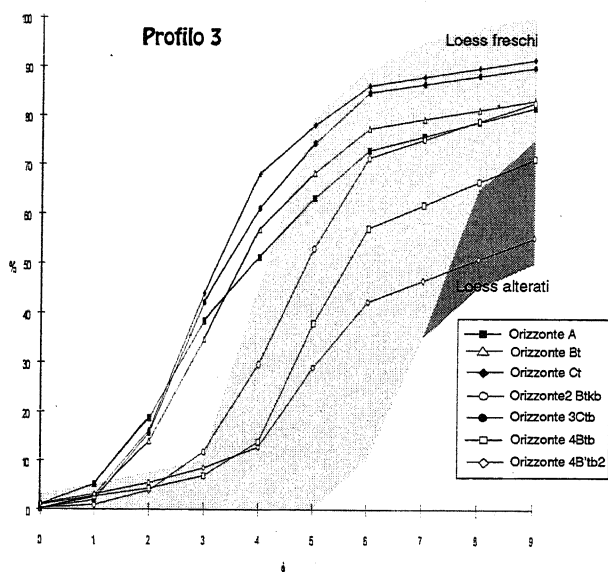


Fig. 10

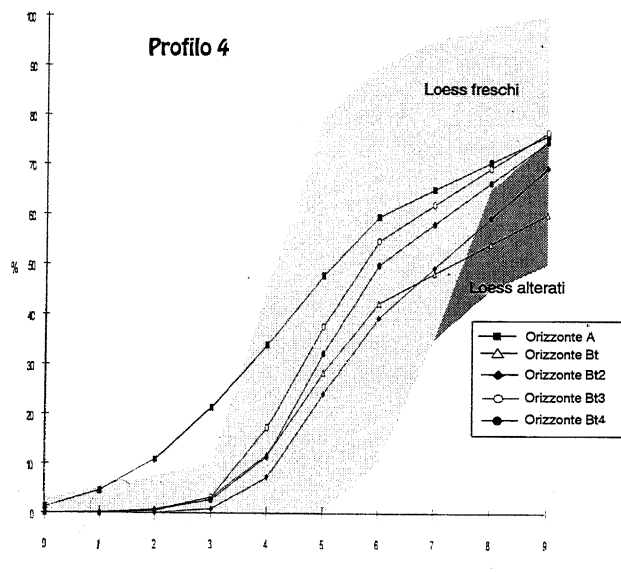


Fig. 11

Fig. 8 a 11 - Curve granulometriche cumulative; classi dimensionali in scala "phi" (ϕ). L'area di colore grigio chiaro rappresenta il campo di distribuzione dei loess freschi, quella più scura del loess alterati.

Percent grainsize cumulative frequency curves; size classes in ϕ scale. The light grey area is the distribution field of unweathered loess, the dark area is that of weathered loess.

di un intervallo così lungo scaturiscono principalmente dall'incognita relativa all'erosione subita, la quale, oltre ad interessare gli orizzonti superficiali e parte dell'orizzonte Bt di questo suolo, potrebbe aver smantellato un'ulteriore coltre di sedimenti (con relativo suolo) sovrastanti. Vi sono indizi che alimentano tale dubbio, purtroppo l'attività antropica ha fortemente rimaneggiato gli orizzonti superficiali subito a monte del profilo, per cui risulta difficile chiarire questo aspetto. Verso la fine del Pleistocene medio, o nel Pleistocene superiore (in relazione con

l'età del suolo precedente), si potrebbe collocare anche la pedogenesi del suolo sottostante (orizzonti 2Btb e 3Ctb), e genericamente al Pleistocene medio l'inizio della pedogenesi del suolo inferiore (orizzonti 4Btb e 5B'tb2).

Il suolo del profilo 4 si è evoluto su un accumulo di sedimenti che, per aspetto, consistenza e tessitura sono simili ai loess. Infatti, se si escludono i primi 20 cm (orizzonte A), in cui risultava evidente anche dalle osservazioni di campagna l'apporto di materiali colluviali, la granulometria (Tab. 2) è caratterizzata da un'alta percentuale

di limo, in particolare di quello grosso, e da quantità trascurabili di sabbia di dimensioni $>125 \mu\text{m}$, mentre del tutto assenti sono i frammenti $>2000 \mu\text{m}$. Inoltre, la curva granulometrica cumulativa (Fig. 11) cade interamente nell'area dei loess (Ferrari & Magaldi, 1976).

Questo suolo si differenzia sensibilmente dagli altri studiati, rispetto ai quali presenta una forte desaturazione e un livello di rubefazione meno accentuato. Da ciò si deduce che le condizioni climatiche in cui si è evoluto sono state prevalentemente caratterizzate da precipitazioni relativamente abbondanti rispetto all'evapotraspirazione, e dall'assenza di una stagione simile a quella che ha determinato la forte rubefazione degli altri suoli evoluti su depositi con caratteristiche granulometriche simili. Vari elementi lasciano supporre che si sia evoluto nella seconda metà del Pleistocene superiore e nell'Olocene. Sull'origine di questi sedimenti, i pochi dati disponibili rendono probabile entrambe le ipotesi possibili: che si tratti cioè di loess di provenienza desertica o di ambiente periglaciale. Infatti, da una parte risultano ampiamente documentati notevoli accumuli di loess anche nel Pleistocene superiore nell'area peridesertica dell'Africa del nord (Coude-Gaussen *et al.*, 1987; Coude-Gaussen & Rognon, 1988; Rapp & Nihlen, 1991), e si può perciò ritenere probabile che, durante queste fasi di forte trasporto eolico, del loess possa aver raggiunto anche l'Italia meridionale; d'altra parte, dai dati sull'espansione glaciale dell'ultima glaciazione sui principali rilievi montuosi dei dintorni dell'area di studio (Boenzi & Palmentola, 1972; Boenzi, 1984), si deduce che vaste superfici montane rientrassero nella fascia climatica periglaciale, quindi soggette anche ad erosione eolica. Quest'ultima ipotesi appare molto più probabile.

4. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA E CLIMA

I dati sopra riportati hanno permesso di tracciare la storia geomorfologica dell'area in esame e di ricostruire con più dettaglio l'ambiente di deposizione dei conglomerati di Serra Corneta, fornendo indicazioni di tipo paleoclimatico normalmente non deducibili dalle sole analisi sedimentologiche. È stato possibile, inoltre, definire alcune caratteristiche dei sistemi morfoclimatici in cui si sono succeduti i vari cicli di modellamento dei *plateaux*.

Lo stadio morfologico più antico riconosciuto, probabilmente pliocenico, è rappresentato dalla superficie erosionale sommitale del Monte Raparo (Fig. 1) e da altri lembi disposti a varie quote nei restanti rilievi occidentali non inclusi in figura (Monte Caramola, Monte Alpi).

Lo stadio successivo è rappresentato ancora da ripiani erosionali sospesi a 1100 m di quota. Questi ripiani sono stati correlati con superfici analoghe presenti nei rilievi più a Nord e datate al Santerniano (Amato, 1995). Durante l'intervallo in cui si modellavano i ripiani a quota 1100 (intorno a 1.45-1.40 Ma) il bacino marino di Sant'Arcangelo doveva essere ancora piuttosto profondo, come testimoniato dalle facies pelitiche di questa età.

Segue una fase di emersione del bacino con conseguente formazione di una ampia piana alluvionale testimoniata dalla deposizione dei Conglomerati di Castronuovo e poi dei Conglomerati di Serra Corneta in facies

fluviale. Si passa da un ambiente di piana costiera dominata da apparati di *fan delta* ad un ambiente di pianura alluvionale più prossimale in progradazione con depositi fluviali e di conoide. La presenza di facies di tipo fluviale *braided* (Vezzani, 1967; Loiacono, 1983; Caldara *et al.*, 1989) indica condizioni di trasporto caratterizzati da discreta umidità, mentre le condizioni climatiche che preparano alla denudazione ed erosione dei versanti devono essere state piuttosto aride. È possibile che le principali fasi di alluvionamento dei Conglomerati di Serra Corneta si siano realizzate in concomitanza di periodi di rapida transizione climatica e che esse siano state intervallate da più lunghe fasi di stabilità delle superfici, durante le quali si formavano i suoli. I dati relativi alla durata delle fasi pedogenetiche (dell'ordine delle decine di migliaia di anni) consentono di escludere quasi con certezza che questi periodi di stabilità siano relativi alla semplice migrazione laterale dei canali di conoide che è di solito più frequente.

I suoli presenti nella Formazione di Serra Corneta, e assenti dalle porzioni in facies alluvionale della sottostante Formazione di Castronuovo, indicano il passaggio a condizioni climatiche, e relative oscillazioni, più marcate di quelle precedenti. Cambiamenti importanti, vale a dire diminuzione della temperatura negli stadi freddi, aumento dell'ampiezza delle oscillazioni della temperatura e variazione del periodo dei cicli da 40.000 a 100.000 anni, si riconoscono sulle curve paleoclimatiche della stratigrafia isotopica dell'ossigeno tra circa 0.8 e 0.9 Ma (stadio isotopico 22, Shackleton & Opdyke, 1976; Williams *et al.*, 1988). Inoltre, i pochi studi palinologici relativi all'ultimo milione di anni in Italia centro meridionale riferiscono di cambiamenti nella vegetazione sostanzialmente simili a quelli occorsi tra il Pliocene superiore e l'inizio del Pleistocene inferiore, ma con un evidente decremento della temperatura, cioè con fasi glaciali più fredde e aride che in precedenza (Suc *et al.*, 1995). Considerando che il cambiamento climatico evidenziato dalle curve isotopiche ricade nell'intervallo cronologico in cui si formarono i Conglomerati di Serra Corneta, è possibile ipotizzare una correlazione dei caratteri paleoclimatici di quest'ultima con il debutto del regime glaciale medio pleistocenico.

La genesi dei suoli è avvenuta in condizioni ambientali caratterizzate da forti fluttuazioni climatiche: da un clima con buona piovosità e con una stagione caldo arida (forse un clima di tipo mediterraneo piuttosto umido e con elevate temperature nella stagione secca) ad uno semiarido-arido, con probabili consistenti apporti di sedimenti eolici. La parziale erosione e il successivo seppellimento di questi suoli sembra siano avvenuti in una fase di transizione climatica, caratterizzata da un brusco incremento delle precipitazioni dopo una fase arida. Ma non si può escludere che le figure micropedologiche che testimoniano l'incremento del leaching e il peggioramento delle condizioni di drenaggio del suolo possano essere dovute agli effetti diretti ed indiretti di un forte abbassamento della temperatura nell'ambito o successivo ad una fase arida.

Il rimodellamento della superficie sommitale si compie in presenza di un livello di base molto prossimo alla superficie stessa e in un intervallo di tempo relativamente lungo.

La superficie dei *plateaux*, infatti, è una forma pol ciclica e poligenica in quanto risultante da più fasi di erosione e di accumulo a cui hanno contribuito vari tipi di processi morfodinamici. Le fasi di erosione lineare si sono realizzate con livelli di base molto vicini alla superficie sommitale, stante ai profili ampi e svasati delle paleovalli su di essa inscritte, e sono state accompagnate dalla denudazione areale dei brevi versanti ad opera di processi del tipo erosione e soliflusso laminare o, in alcune fasi, forse anche per deflazione eolica.

I sedimenti di probabile origine eolica potrebbero essersi accumulati durante le fasi climatiche fredde, le quali hanno lasciato tracce glaciali solo sulle cime più alte, mentre hanno stabilito condizioni di clima periglaciale su vastissime aree.

Le caratteristiche e la distribuzione dei suoli presenti sulla superficie evidenziano che vi sono stati vari cicli di erosione, durante i quali, salvo che in pochi casi, essi sono stati completamente smantellati o fortemente troncati. L'ultimo di questi eventi, prima di quello legato all'impatto antropico, si sarebbe verificato verso la fine del Pleistocene superiore.

I profili riportati si sono evoluti (totalmente o parzialmente) su sedimenti di probabile origine eolica, i quali evidenzerebbero un forte inaridimento e/o raffreddamento delle condizioni climatiche locali.

Sulla base delle caratteristiche pedologiche e pedostratigrafiche dell'intera successione di suoli che si sono sviluppati sul plateau, l'inizio della pedogenesi del più basso e più antico (suolo 3) sembra collocabile nell'ambito del Pleistocene medio; ma la sua posizione nel paesaggio indica che è successivo ai primi modellamenti della superficie, pertanto, o questi sono cominciati subito dopo la chiusura della fase sedimentaria, o una copertura di suoli più antichi è stata completamente smantellata. La pedogenesi di questo suolo è abbastanza simile a quella dei suoli sepolti nella Formazione, anche se i processi sono stati più intensi e prolungati. Sostanzialmente simile è stato quindi l'ambiente climatico in cui essi si sono evoluti. Quella invece dei due suoli sovrastanti, ed in modo particolare del superiore (orizzonti A, Bt, C) è avvenuta su un substrato le cui caratteristiche granulometriche e stratigrafiche rendevano il drenaggio molto favorevole; in questi casi, si possono raggiungere alti livelli di rubefazione anche in condizioni climatiche simili a quelle attuali o anche più fredde e umide, purchè vi sia un periodo arido e relativamente caldo. E' stata infatti recentemente dimostrata la presenza di suoli post-würmiani con elevato grado di rubefazione anche in alcune località del Giura (Bresson, 1976; Jouaffre *et al.*, 1991) e della Germania meridionale (Schwertmann *et al.*, 1982). Ciò rende pertanto plausibile, pur con tutte le riserve avanzate nel precedente paragrafo, l'ipotesi della contemporaneità della pedogenesi di quest'ultimo suolo con quello del profilo 4. Questo suolo (profilo 4) si è sviluppato su sedimenti fini che lasciano pochi dubbi sulla loro origine eolica e periglaciale. Il suo livello di rubefazione risulta sensibilmente inferiore a quello dei suoli più antichi evolutisi su sedimenti con analoghe caratteristiche tessiturali, come i suoli inclusi nella formazione (profili 1 e 2) e quello inferiore del profilo 3 della superficie del *plateau*. Data l'entità del fenomeno, si ritiene che esso non sia attribui-

bile, se non in misura limitata, all'effetto climatico determinato dall'aumento di quota dovuto al sollevamento tettonico, come pure relativamente modesta dovrebbe essere, in questo caso, l'influenza del fattore "tempo" (vale a dire l'effetto di una diversa durata della pedogenesi tra i vari suoli); per cui, ciò dimostrerebbe che, le condizioni climatiche dell'Olocene, nel suo complesso, sono state meno favorevoli alla rubefazione di quelle dei periodi in cui si è verificato questo processo nei suddetti suoli.

I processi pedogenetici, di accumulo eolico ed erosione lineare hanno continuato ad agire in rapporto a livelli di base locali inscritti nella stessa superficie dei *plateaux* anche durante la realizzazione degli attivi sollevamenti tettonici, i cui ritmi medi sono stimabili nell'ordine di circa 1 mm/a. La presenza di valli sospese (Fig. 2), che ancora costituiscono i livelli di base per le porzioni meglio conservate dell'originaria superficie di accumulo indicano che per un lungo periodo di tempo l'ondata di reincisione innescata dall'evidente sollevamento dell'area ha condizionato solo marginalmente la morfodinamica di questa paleosuperficie.

In corrispondenza delle valli principali, invece, sono stati i nuovi livelli di base a guidare i processi morfodinamici, rappresentati per lo più da erosione lineare accelerata e fenomeni franosi. Lungo i fianchi di queste valli sono stati riconosciuti due ordini di terrazzi erosionali, posti rispettivamente a quote 750 e 650 m s.l.m. nel settore occidentale del bacino e a quote 550 e 350 in corrispondenza della ruga esterna, che testimoniano l'esistenza di altrettante, se pur brevi, pause nella reincisione.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. G.G. Ori per l'attenta revisione critica del testo e il Prof. F. Carraro per le osservazioni e le utili precisazioni terminologiche. Il lavoro è stato eseguito con fondi M.U.R.S.T. (60%) responsabile Dott. A.C. Dimase e C.N.R. 96.00262CT05 responsabile Prof. A. Cinque.

LAVORI CITATI

- Aguilar J., 1993 - *Spanish red soils: genesis, micromorphology and mineralogy*. In: Proc. 2nd Int. Meet. on "Red Mediterranean Soils", Adana, Turkiye, 16-19.
- Allen B.L., 1985 - *Micromorphology of Aridisols*. In: *Soil Micromorphology and Soil Classification*. SSSA, Sp. Publ. N° 15, Madison, USA, 197-216.
- Allen B.L. & Goss D.W., 1973 - *Micromorphology of paleosols from the semiarid southern high plain of Texas*. In: G.K. Rutherford (Ed.), *Soil Microscopy*. The Limestone Press, Kingstone, Ontario, 511-525.
- Amato A., 1995 - *Le paleosuperfici dell'Appennino campano-lucano in rapporto all'evoluzione tettonica neogenico-quadernaria*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario, Univ. Studi di Napoli "Federico II", 128 pp.

- Boenzi F., 1984 - *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sinni (Basilicata)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. XCI-A, 1-64.
- Boenzi F. & Palmentola G., 1972 - *Nuove osservazioni sulle tracce glaciali nell'Appennino lucano*. Boll. Comit. Glac. It., **20**, 9-52.
- Bos R.H.G. & Sevink J., 1975 - *Introduction of gradational and pedomorphic features in descriptions of soils*. J. Soil Sci., **26**, 223-233.
- Bresson L. M., 1976 - *Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide*. Science du Sol, **1**, 3-22.
- Brewer R., 1964 - *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. J. Wiley & Sons, New York, 470 pp.
- Brocchini D., La Volpe L., Laurenzi M.A. & Principe C., 1994 - *Storia evolutiva del Monte Vulture. Contributi della Mineralogia, Petrografia e Geochimica alla soluzione dei problemi geologici nei domini di Avampese, di Avanfossa e di Catena*. Plinius, **12**, 22-25.
- Bronger A. & Catt J.A., 1989 - *Paleosols: problems of definition, recognition and interpretation*. In: A. Bronger & J. Catt (Eds.), Catena Supplement, **16**, 1-7.
- Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G. & Tursina T., 1985 - *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Res. Publ., Wolverhampton, England, 152 pp.
- Buol S.W., Hole F.D. & McCracken R. J., 1980 - *Soil Genesis and Classification*. (Second Edition). The Iowa State Univ. Press, Ames, 404 pp.
- Caggianelli A., Dellino P. & Sabato L., 1992 - *Depositi lacustri infrapleistocenici con intercalazioni vulcanoclastiche (Bacino di Sant'Arcangelo, Basilicata)*. Il Quaternario, **5**(1), 123-132.
- Caldara M., Loiacono F., Morlotti E., Pieri P. & Sabato L., 1989 - *I depositi plio-pleistocenici della parte Nord del Bacino di Sant'Arcangelo (App. lucano). Caratteri geologici e paleoambientali*. Notiziario Gruppo Inf. Sedim., C.N.R. N. 4.
- Camarlinghi R., Patacca E., Santini U., Scandone P. & Tozzi M., 1994 - *Il bacino pleistocenico di Sant'Arcangelo. Relazioni tra tettonica e sedimentazione*. 77° Congr. Naz. S.G.I. Bari, 206-207.
- Carbone S., Catalano S., Lazzari S., Lentini F., & Monaco C., 1993 - *Presentazione della carta geologica del bacino del fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 129-143.
- Cirigliano P., Dimase A.C. & Galliani U., 1992 - *I suoli di un'area campione del bacino idrografico del fiume Sinni (Basilicata): il territorio comunale di Carbone (PZ)*. Quaderni di Scienza del Suolo, Firenze, suppl. IV, 5-43.
- Coude-Gaussen G., Rognon P., 1988 - *The Upper Pleistocene loess of southern Tunisia: A statement*. Earth Surface Processes & Landforms, **13**, 137-151.
- Coude-Gaussen G., Rognon P., Rapp A., Nihlen T., 1987 - *Dating of peridesert loess in Matmata, south Tunisia, by radiocarbon and thermoluminescence methods*. Z. Geomorph. N.F., **31**(2), 129-144.
- Dimase A.C., 1991 - *Interpretazione delle caratteristiche morfologiche di alcuni profili di suolo mediante l'ausilio della micromorfologia*. Quaderni di Scienza del Suolo, Firenze, III, 45-74.
- Duchaufour P., 1982 - *Pedology*. (Trans. by T.R. Paton). Allen & Unwin, London, 448 pp.
- Fedoroff N., 1993 - *Clay illuviation in red mediterranean soils*. In: Proc. 2nd Int. Meet. on "Red Mediterranean Soils", Adana - Turkiye, 87-89.
- Fedoroff N. & Courty M.A., 1987 - *Morphology and distribution of textural features in arid and semiarid regions*. In: N. Fedoroff, L.M. Bresson et M. A. Courty (Eds.), *Micromorphologie des sols*. Paris, 213-219.
- Fedoroff N. Courty M.A. & Thompson M.L., 1990 - *Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Olocene paleosols*. In: *Soil Micromorphology: a Basic and Applied Science* (L.D. Douglas, Ed.), Developments in Soil Science, **19**, 653-665, Amsterdam.
- Ferrari G.A., 1966 - *Elementi introduttivi di micromorfologia del suolo e tecnica di realizzazione di preparati con Gabraster 1400*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. **73A**, 236-267.
- Ferrari G.A. & Magaldi D., 1976 - *Il problema dei loess*. In: *Gruppo di studio del Quaternario padano. Studio interdisciplinare del rilievo isolato di Trino (bassa pianura vercellese)*. Quaderno n° 3, 245-247.
- Gile L.H., 1967 - *Soil of an ancient basin floor near Los Cruces, New Mexico*. Soil Science, **103**, 265-276.
- Gile L. H. & Grosman R.B., 1968 - *Morphology of the argillitic horizon in desert soils of southern New Mexico*. Soil Science, **106**, 6-15.
- Gile L. H. and Hawley J. W., 1972 - *The prediction of Soil occurrence in certain desert regions of the southwestern United States*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **36**, 119-124.
- Hippolyte J.C., Angelier J, Roure F. & Muller C., 1991 - *Géométrie et mécanisme de formation d'un bassin "piggy-back". Le bassin de Sant'Arcangelo (Italie méridionale)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **312**, II, 1373-1378.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F., 1994a - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Casero P., 1994b - *Piggyback basin development and Thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. J. Struct. Geol., **16**(2), 159-173.
- Hudson N., 1981, - *Soil Conservation*. Batsford Acad. & Educat. Ltd., London, 324 pp.
- Jouffre D., Bruckert S, Williams A.F., Herbillion A. J. & Kubler B., 1991 - *Rubéfaction post-wurmienne en climat montagnard humide jurassien. Role du pédoclimat et actualité du processus*. Geoderma, **50**, 239-257.
- Loiacono F., 1983 - *Facies di conoide alluvionale nei depositi pleistocenici del bacino di Sant'Arcangelo (alta valle del fiume Sinni)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**, 31-38.
- Miedema R. & Slager S., 1972 - *Micromorphological quantification of clay illuviation*. J. Soil Science, **23**(3), 309-314.
- Munsell Color, 1975 - *Munsell Soil Color Charts*. Macbeth Div., Kollmorgen Corp., Baltimore.

- Nettleton W.D., Brasher B.R., Yenter J.M. & Priest T.W., 1989 - *Geomorphic age and genesis of some San Luis Valley, Colorado, soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. **53**, 165-170.
- Pieri P., Sabato L., Loiacono F. & Marino M., 1994 - *Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **113**(2), 265-248.
- Rabenhorst M.C. & Wilding M.C., 1984 - *Rapid method to obtain carbonate free residues from limestone and petrocalcic materials*. Soil Sci. Soc. Am. J., **48**, 216-219.
- Rapp A. & Nihlen T., 1991 - *Desert dust-storms and loess deposits in north Africa and south Europe*. Catena Suppl. **20**, 43-55.
- Ruellan A., 1971 - *The history of Soils: some problems of definition and interpretation*. In: D.H Yaalon (Ed.), *Paleopedology*. Int. Soc. Soil Sci. & Israel University Press, Jerusalem, 3-13.
- Ruhe R. V., 1956 - *Geomorphic surfaces and the nature of soils*. Soil Science, **82**, 441-455.
- Sanesi G., 1977 - *Guida alla descrizione del suolo*. CNR, P.F. Conservazione del Suolo, Firenze, 157 pp.
- Schwertmann U., Murad E., Schulze D.G., 1982 - *Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas?* Geoderma, **27**, 209-223.
- Shackleton N.J. & Opdyke N.D., 1973 - *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to late Pleistocene*. Geol. Soc. Amer. Mem., **145**, 449-464.
- Suc J.P., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Diniz F., Leroy S., Drivaliari A.Q., Russo Ermolli E., Zheng Z., Bessais E. & Ferrier J., 1995 - *Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma*. Acta Zool. Cracov., **38**(1): 3-16.
- Soil Survey Staff, 1975 - *Soil Taxonomy*. USDA, Agr. Handbook N°436, Washington D.C., 754 pp.
- Soil Survey Staff, 1994 - *Keys to Soil Taxonomy*. USDA, Washington D.C., 306 pp.
- Strong G. E., Giles J. R. A. & Wright V. P., 1992 - *A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implication for interpreting palaeoclimates using calcretes*. Sedimentology, **39**, 333-347.
- Tricart J. & Cailleux A., 1972 - *Introduction to Climatic Geomorphology* (Trans. by C.J. Kiewiet de Jonge). London, 277 pp.
- Van Wambeke A., Hasting P., Tolomeo M., 1986 - *Newhall simulation model, a basic program for the IBM PC*. Dept. Agronomy, Cornell University, Ithaca N. Y.
- Vezzani L., 1967 - *Il bacino plio-pleistocenico di Sant'Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Scienze Naturali in Catania, **XVIII**(VI), 207-227.
- Wieder M. & Yaalon D.H. 1978 - *Grain cutans resulting from calcareous soil material*. In: *Micromorphologia de suelos* (M. Delgado, Ed.), Granada, **II**, 1133-1158.
- Williams D.F., Thunell R.C., Tappa E., Rio D. & Raffi I., 1988 - *Chronology of the Pleistocene oxygen isotope records: 0-1.88 m.y. B.P.* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **64**, 221-240.
- Yaalon D. H., 1971 - *Soil forming processes in time and space*. In: D.H. Yaalon (Ed.), *Paleopedology*. Int. Soc. Soil Sci. & Israel University Press, Jerusalem, 29-39.
- Yaalon D.H. & Ganor E., 1973 - *The influence of dust on soils during the Quaternary*. Soil Science, **116**, 146-155.

Ms. ricevuto il: 2.12.1996
 Inviato all'A. per la revisione il: 11.3.1997
 Testo definitivo ricevuto il: 26.8.1997

Ms received: Dec. 2, 1996
 Sent to the A. for a revision: March 11, 1997
 Final text received: Aug. 26, 1997