

BERNARDINO GENTILI (*), MARCO MATERAZZI (*), GILBERTO PAMBIANCHI (*)
& GIANNI SCALELLA (*)
(con la collaborazione di DOMENICO ARINGOLI (*), GIUSEPPE CILLA (*)
& PIERO FARABOLLINI (**))

I DEPOSITI DI VERSANTE DEL MONTE DELL'ASCENSIONE (MARCHE MERIDIONALI, ITALIA)

ABSTRACT: GENTILI B., MATERAZZI M., PAMBIANCHI G. & SCALELLA G. (with contribution of ARINGOLI D., CILLA G. & FARABOLLINI P.), *The slope deposits of the Ascensione Mount (Southern Marche, Italy)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

The present paper reports about the first results of detailed geomorphological study, carried out with the contribution of sedimentary analyses and radiocarbon dating, of the Ascensione Mount (1100 m a.s.l., the highest relief of the southern Marche highland) slope deposits and its related morphological factors. These are very noticeable both for extension (about 10 km²) and thickness (about 30 m as average), and for their rarity on outer Apennines ridge areas.

The investigated mountain is formed by a mainly conglomeratic body, interposed in pelitic sediments (middle-upper Pliocene), trasgressiva on the underlying Messinian turbidites (Laga Formation). The settlement of pre-trasgressive bedrock took place from Tortonian to Lower Pliocene, caused by a compressive tectonics associated to the arch-fore-deep system migration from the Tyrrhenian to Adriatic sea; while the rising-out and the regular monoclinical disposition of post-trasgressive sediments is associated to the generalized Pleistocene uplift.

The study allowed us to reconstruct the original extension of detritic deposits, to determinate their sedimentological features and to recognise two generations of them at different heights (between 750 and 850 m the first and between 550 and 800 m the second one). The sedimentation of the latter belong to Upper Pleistocene (between 41640 yr ± 1260 B.P. and 22680 yr ± 170 B.P., Beta Inc.), while the older one, basing on geomorphological features, has been attributed to Middle Pleistocene.

Besides, with correlation between relict limbs, three main pediments, located on different altitudes (950-1000 m, 750-850 m, 400-600 m), are individualised on the relief sides; their chronological attribution is still to be carried out.

KEY WORDS: Stratified slope-waste deposits; Pediment; Pleistocene; Mt. Ascensione; Southern Marche region.

RIASSUNTO: GENTILI B., MATERAZZI M., PAMBIANCHI G. & SCALELLA G. (con la collaborazione di ARINGOLI D., CILLA G. & FARABOLLINI P.), *I depositi di versante del Monte dell'Ascensione (Marche meridionali, Italia)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

La presente nota illustra i primi risultati di uno studio geomorfologico di dettaglio, sviluppato anche con l'ausilio di analisi sedimentologiche e di datazioni al radiocarbonio, dei depositi di versante (e delle forme ad essi connesse) del Monte dell'Ascensione (il più elevato rilievo della fascia periadriatica delle Marche meridionali, 1.110 m s.l.m.); particolarmente significativi, oltre che per la notevole estensione (circa 10 km²) e potenza (30 m circa lo spessore medio), per la loro rarità nelle aree esterne alla dorsale appenninica.

Il rilievo in parola è costituito da un corpo essenzialmente conglomeratico, intercalato in sedimenti pelitici (Pliocene medio-superiore) trasgressivi sulle sottostanti turbiditi messiniane della Formazione della Laga. La strutturazione del substrato pre-trasgressivo si è realizzata dal Tortoniano al Pliocene inferiore, per effetto di un'attività tettonica compressiva, associata ad un sistema arco-fossa in migrazione dal Tirreno all'Adriatico, mentre al generalizzato ed intenso sollevamento Pleistocenico è associata l'emersione e la regolare disposizione monoclinica dei sedimenti post-trasgressivi.

Lo studio ha permesso di effettuare una ricostruzione dell'originaria estensione areale della coltre detritica, di determinarne le caratteristiche sedimentologiche e di riconoscerne due generazioni poste a quote diverse: tra 750 e 850 m, la prima e tra 550 e 800 m, la seconda. La messa in posto di quest'ultima risale al Pleistocene superiore (tra 41.640 ± 1260 yr B.P. e 22.680 ± 170 yr B.P., Beta Inc.), mentre la più antica viene attribuita, sulla base di considerazioni geomorfologiche, al Pleistocene medio.

Vengono inoltre individuate, attraverso la correlazione di lembi relictivi, tre principali superfici di spianamento, poste a quote diverse (950-1.000 m; 700-850 m; 400-600 m) sui fianchi del rilievo, per le quali si tenta una collocazione cronologica.

TERMINI CHIAVE: Depositi di versante; Superficie di spianamento; Pleistocene; Monte dell'Ascensione; Marche meridionali.

INTRODUZIONE

I depositi di versante, che testimoniano il ruolo esercitato dalla morfogenesi periglaciale nell'evoluzione del paesaggio, sono ampiamente diffusi sui fianchi o all'interno di depressioni tettoniche delle catene montuose delle Alpi e dell'Appennino (Tricart & Cailleux, 1953; Brancaccio, 1968; Boenzi & Palmentola, 1975; Bernini & alii, 1978;

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

(**) Regione Marche, Ancona.

Lavoro eseguito con i fondi Murst e Cnr (contr. n. 97.00244).

Castiglioni & *alii*, 1979; Coltorti & Dramis, 1987), mentre sono decisamente più rari e meno caratteristici nelle aree esterne.

Particolarmente significativo risulta essere l'accumulo di *glacis*, in parte eroso e smembrato (di oltre 10 km² di estensione e dello spessore medio di circa 30 m) che si osserva intorno al Monte dell'Ascensione, nelle Marche meridionali; il più elevato rilievo della fascia periadriatica (1.110 m s.l.m.). Questo rilievo costituisce lo spartiacque tra i bacini del Tronto e Tesino, corsi d'acqua ad andamento circa W-E, con foce nel mare Adriatico, posti rispettivamente a Sud e a Nord di esso (figg. 1 e 2).

Il Monte dell'Ascensione è stato oggetto, già a partire dal secolo scorso, di numerosi studi geologici e geomorfologici, in quanto ritenuto un punto chiave per la comprensione dell'evoluzione plio-quadernaria del settore adriatico dell'Italia centrale.

Castiglioni (1935) attribuisce i depositi di Rola, sul versante meridionale del rilievo, ad una fase di deposizione fluviale, correlabile cronologicamente al primo ordine di terrazzamento del Tronto, seguita ad un primo «ciclo di erosione» che aveva interrotto con vallecole un più antico paesaggio dal rilievo «molto attenuato» da cui emergeva il Monte dell'Ascensione ed alcune alture minori. Individua inoltre due «cicli di erosione» lineare che incidono la superficie di tale deposito.

Demangeot (1965) ritiene che un vasto *pediment*, esteso a gran parte dell'Italia centrale, avrebbe circondato il Monte dell'Ascensione (tra le quote di 350 m e 750 m circa) nel «Villafranchiano», da cui emergeva lo stesso rilievo (*inselberg*) ed altre colline minori; attribuisce inoltre il citato «conglomerato» di Rola al «Villafranchiano» medio.

Studi più recenti, inquadrati in sistematiche ricerche geologiche e geomorfologiche di carattere regionale (Cantalamesa & *alii*, 1986; Invernizzi, 1992; Cantalamesa & Dramis Eds., 1993; Bigi & *alii*, 1995; Gentili & Dramis Eds., 1997), hanno interessato il comprensorio dell'Ascensione.

In particolare, gli studi geomorfologici hanno: confermato l'esistenza di un'antica superficie a debole energia di rilievo dalla quale emergevano, oltre al rilievo dell'Ascensione, anche omologhi rilievi alto-collinari posti più a Nord; illustrato caratteristiche e genesi degli spettacolari anfiteatri calanchivi che si sviluppano sul versante sud-orientale del rilievo, evidenziandone l'evoluzione anche in rapporto con i depositi di versante; fornito la cartografia a media scala di questi ultimi ed una prima dettagliata descrizione sedimentologica, tentandone l'attribuzione cronologica (Pleistocene medio-superiore) sulla base di considerazioni geologico-geomorfologiche (Dramis & *alii*, 1982; Centamore, 1986; Coltorti & *alii*, 1991; Farabollini & *alii*, 1992; Gentili & Dramis Eds., 1997). Altri lavori infine hanno preso in considerazione gli aspetti morfotettonici e morfodinamici dell'area (Dramis & *alii*, 1991 e 1992; Gentili & *alii*, 1995).

In questo quadro assume particolare importanza la definizione della genesi e cronologia dei depositi continentali e delle forme ad essi correlabili; nella presente nota vengo-

no infatti discussi i primi risultati ottenuti da uno studio geomorfologico di dettaglio, sviluppato anche con l'ausilio di analisi sedimentologiche (analisi di facies) e di datazioni al radiocarbonio.

DESCRIZIONE DELL'AREA

ASSETTO GEOLOGICO

L'area di studio ricade nelle Marche meridionali (fig. 1) e fa parte di un esteso bacino sedimentario in cui, a partire dal Pliocene inferiore finale e medio e fino alla fine del Pleistocene inferiore, si sono depositati sedimenti terrigeni (ciclo plio-pleistocenico) trasgressivi sulla Formazione della Laga. Le torbiditi di quest'ultima hanno colmato, nel Messiniano, il bacino costituito dall'avanfossa del tratto centrale della catena appenninica, in corso di strutturazione.

La successione litologica nella quale è scolpito il rilievo alto-collinare delle Marche meridionali, è di norma rappresentata, dal basso verso l'alto (Cantalamesa & *alii*, 1986), da: alternanze di arenarie, calcareniti e, in subordine, conglomerati; peliti, entro cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, depositi clastici grossolani. Questi ultimi sono rappresentati da livelli conglomeratici e sabbioso-conglomeratici, a geometria lenticolare (corpi canalizzati) e, in subordine, da alternanze pelitico-sabbiose non canalizzate.

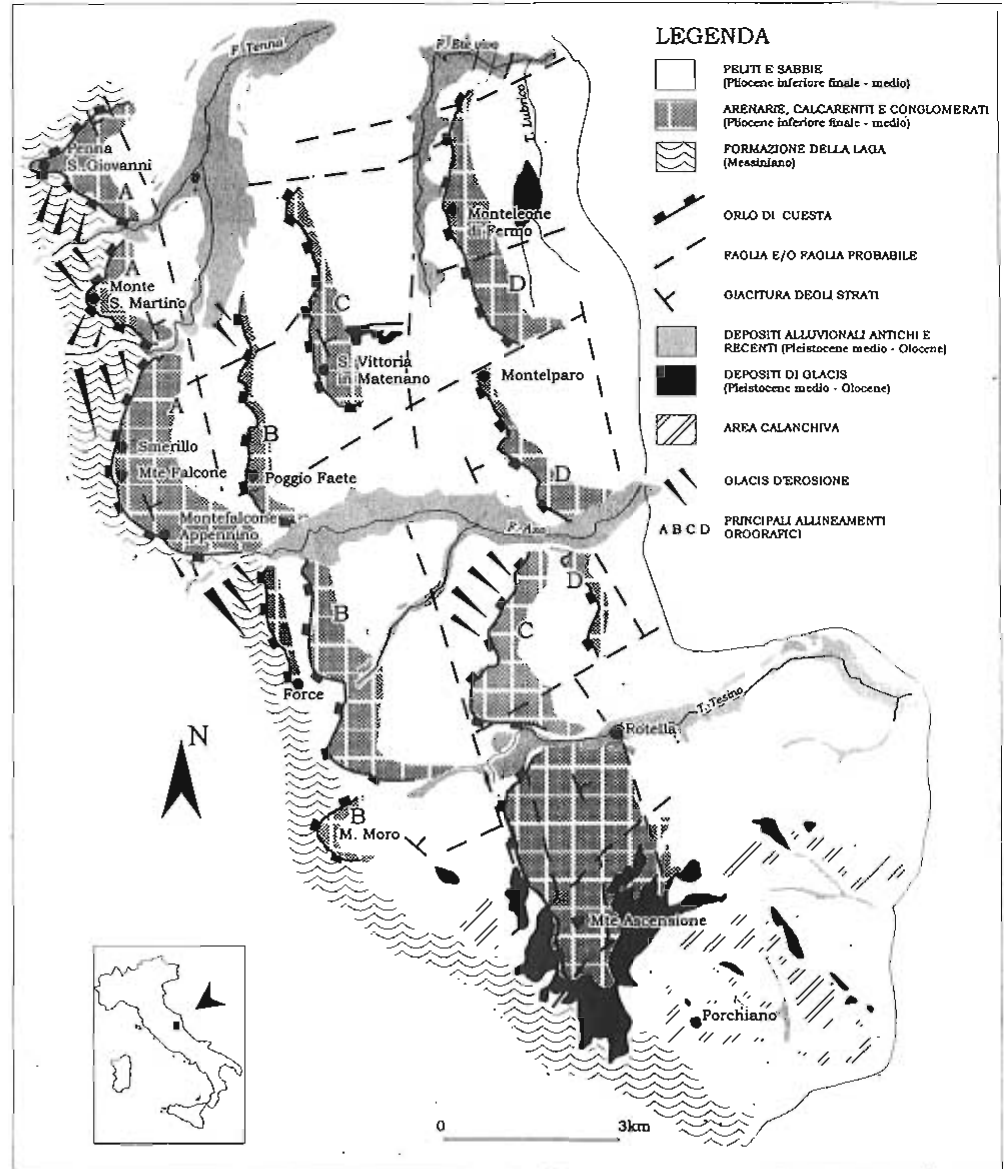
Il rilievo del M.te dell'Ascensione è costituito da un corpo conglomeratico, intercalato nelle peliti del ciclo sedimentario plio-pleistocenico, in cui si riconoscono almeno cinque «cicli sedimentari minori». La sequenza litostratigrafica di ciascun ciclo, consiste nella sovrapposizione alla litofacies conglomeratica basale di livelli arenacei ed arenaceo-pelitici. In particolare, i banconi basali (o gli strati massicci) sono rappresentati da conglomerati poligenici ed eterometrici, prevalentemente di tipo *clast supported*, e presentano spesso una gradazione diretta o inversa; i ciottoli, discoidali e lamellari, sono generalmente embriciati e individuano una direzione di scorrimento verso ENE, anche se non sono rari flussi provenienti dal quadrante meridionale.

La strutturazione del substrato pre-trasgressivo si è realizzata dal Tortoniano al Pliocene inferiore, per effetto di un'attività tettonica compressiva, associata ad un sistema arco-fossa in migrazione dal Tirreno all'Adriatico. La suddetta attività è proseguita nel corso del Quaternario, sia pure in modo meno intenso, lungo la costa adriatica. I terreni messiniani e pre-messiniani sono stati così interessati da pieghe, sovrascorrimenti e faglie, affioranti o sepolte, ad orientamento circa Nord-Sud.

Il generalizzato ed intenso sollevamento che ha interessato l'Italia centrale a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (Ambrosetti & *alii*, 1982; Dufaure & *alii*, 1989; Dramis, 1992), con entità decrescente da Ovest verso Est, ha portato all'emersione della fascia periadriatica ed al basculamento verso oriente dei sedimenti del ciclo plio-pleistocenico, i cui depositi di chiusura (Siciliano-Crotoniano) sono stati sollevati ad oltre 500 m di quota (Cantalamesa &

FIG. 1 - Schema geologico-geomorfologico dell'area di studio (da Gentili & alii, 1995, modificato).

FIG. 1 - Geological-geomorphological sketch map of the study area.



alii, 1986; Coltorti & alii, 1991). I sedimenti post-trasgressivi hanno assunto pertanto un regolare assetto monoclinale in superficie e più complesso in profondità (Deiana & Pialli, 1994), con inclinazione progressivamente decrescente da Ovest verso Est (15° - 20° nell'area in esame, 5° nella fascia costiera) ed immersione che passa rispettivamente da ENE a NE (Invernizzi, 1992). Differenziazioni nei sollevamenti si osservano anche in senso meridiano, ad essi sono associate infatti morfostrutture più sollevate o depresse, anomalie del reticolo idrografico, «dorsali» trasversali. In corrispondenza di queste ultime si registrano i più elevati tassi di sollevamento; in particolare, nella «dorsale» in cui ricade il rilievo del Monte dell'Ascensione si registrano valori di circa $0,8$ mm/anno, i più elevati della fascia periadriatica dell'Italia centrale (Dramis & alii, 1991; Bigi & alii, 1995).

La struttura monoclinale è inoltre interessata da faglie dirette di modesto rigetto, appenniniche ed antiappenniniche e da due principali sistemi di fratturazione congruenti con detta fagliatura (Invernizzi, 1992); inoltre, i corpi rocciosi più rigidi e di spessore minore sono interessati anche da fasci di fratture ad andamento circa meridiano (Gentili & alii, 1995).

ASSETTO GEOMORFOLOGICO

I principali lineamenti geomorfologici del settore in esame sono congruenti con l'assetto lito-strutturale descritto. Ad oriente (15 - 20 km) del massiccio calcareo dei Monti Sibillini (Appennino centrale), il paesaggio è caratterizzato dalla successione di rilievi alto-collinari, sviluppati in direzione variabile da NNW-SSE a circa meridiana, su di



FIG. 2 - Veduta panoramica (da Ovest) dei rilievi alto-collinari della fascia periadriatica delle Marche meridionali.

FIG. 2 - View (from West) of the highlands of the adriatic side of the Southern Marche.

un'ampia fascia (circa 150 km² di estensione) pressoché parallela alla dorsale appenninica. È possibile distinguervi quattro allineamenti orografici principali (A, B, C, D; fig. 1), che verso Sud tendono a fondersi nel «massiccio» del Monte dell'Ascensione; generale, ma meno marcato incremento delle quote si registra passando dall'allineamento orientale (D) a quello occidentale (A). Detti rilievi emergono dal paesaggio circostante (fig. 2) per effetto dell'erosione differenziale che li ha scolpiti nelle unità litoidi post-trasgressive della monoclinale pliocenica.

Il controllo lito-strutturale e tettonico sulla morfologia dell'area risulta netto ed evidente, infatti essa è caratterizzata da valli principali conseguenti e da valli minori susseguenti; queste ultime, incise nei più erodibili livelli pelitici, sono marcatamente asimmetriche. L'approfondimento della rete idrografica ha disarticolato l'estesa monoclinale in una successione di morfostrutture dalla forma planimetrica triangolare, con le basi rivolte ad oriente e bordate ad occidente da elevate scarpate strutturali, che conferiscono all'area di studio la tipica morfologia a *cuestas*. Le basi delle scarpate si raccordano ai principali fondovalle tramite versanti regolarizzati (*pediments* o *glacis* d'erosione), impostati sulle torbiditi della Formazione della Laga o sulle argille plioceniche; la loro acclività media varia tra 6° e 11° (fig. 1).

La maggiore scarpata strutturale dell'area è osservabile sul bordo occidentale del M.te dell'Ascensione, dove la sua altezza complessiva raggiunge e supera i 300 m; risulta articolata in più caratteristici gradoni (figg. 2 e 4a), corrispondenti all'assetto litostratigrafico del corpo conglomeratico (dato dalla sovrapposizione di diversi «cicli sedimentari minori»).

Le coperture continentali quaternarie più significative della fascia periadriatica delle Marche meridionali sono rappresentate da: alluvioni terrazzate, in cui si riconoscono quattro ordini di terrazzi, i primi due riferibili al Pleistocene medio e medio-finale, il terzo al Pleistocene superiore ed il quarto all'Olocene (Coltorti & alii, 1991); depositi eluvio-colluviali a prevalente tessitura limoso-argillosa, accumuli di frana e più rari depositi di *glacis* (Gentili & alii, 1995). I principali elementi morfologici, neotettonici e morfoneotettonici sono rappresentati da superfici di spianamento, faglie a debole rigetto ed anomalie della rete idrografica (Dramis & alii, 1992).

DATI E DISCUSSIONE

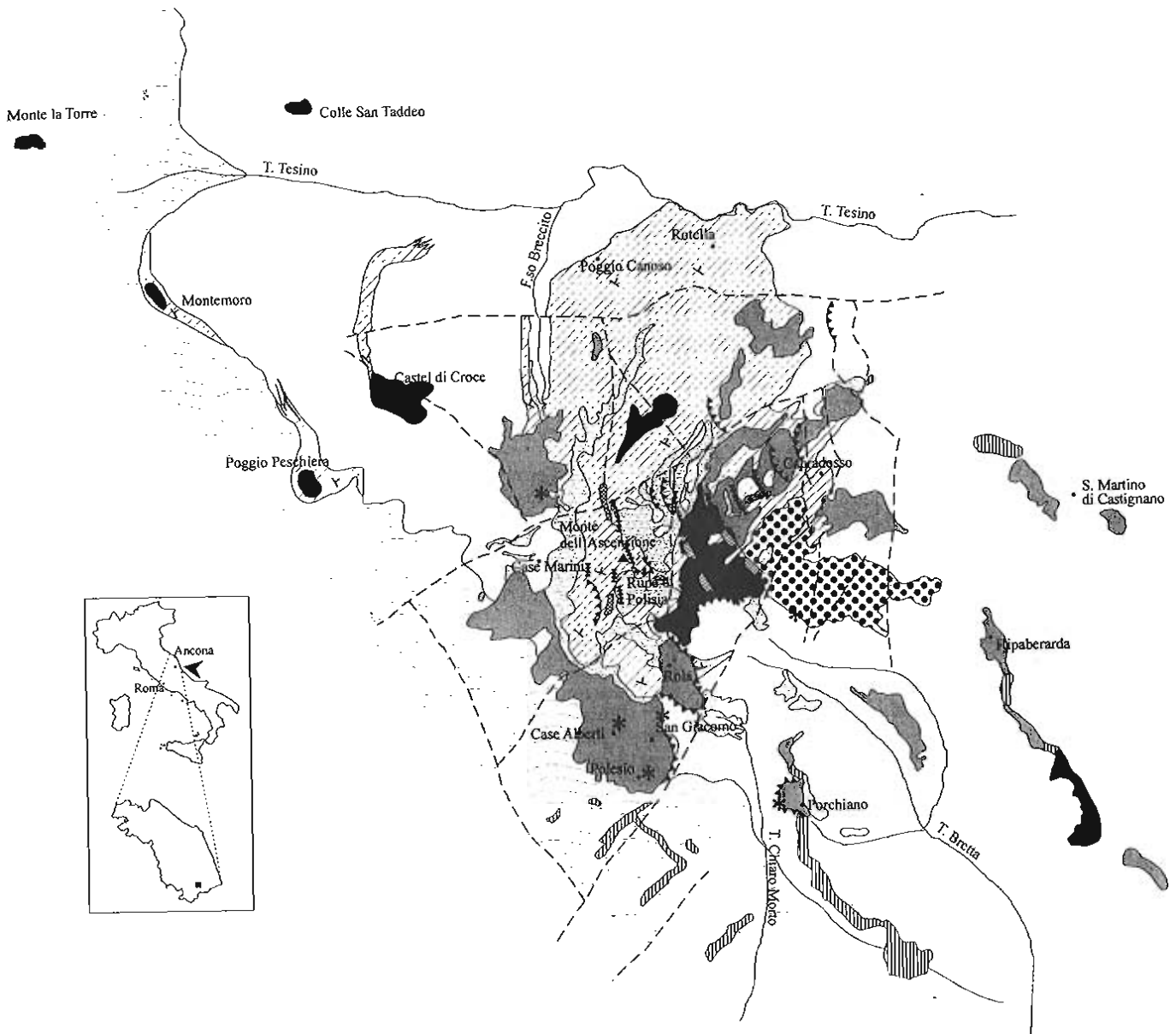
Il rilevamento geomorfologico di dettaglio eseguito nel comprensorio del Monte dell'Ascensione, ha permesso di evidenziare ed analizzare in particolare gli elementi geomorfologici fondamentali (forme e depositi correlativi) per la ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del rilievo in parola, che può essere assunta a modello per l'intera fascia periadriatica di cui il Monte dell'Ascensione rappresenta l'elemento distintivo del paesaggio.

Le antiche superfici di erosione a debole energia di rilievo (figg. 3 e 4a)

Sui quadranti settentrionale, orientale e meridionale, tra le quote di 950-1000 m (circa 100 m al di sotto della sommità del rilievo), si osservano tre superfici di ridotta estensione areale, debolmente acclivi, e scolpite nei corpi conglomeratici del substrato roccioso di cui troncano la stratificazione; si tratta, con ogni probabilità, dei resti di un'antica ed estesa superficie di spianamento (S1), blandamente inclinata verso l'Adriatico. Tra circa 700 e 850 m di quota, sugli stessi quadranti, si osservano inoltre diversi ripiani suborizzontali (acclività 3°-6°), scolpiti nelle unità pelitiche, arenaceo-pelitiche o conglomeratiche del substrato roccioso e per lo più ricoperti da depositi ciottoloso-sabbiosi. I rapporti stratigrafici tra i suddetti depositi ed il substrato roccioso troncato, sono osservabili in corrispondenza della scarpata ubicata ad oriente della Rupe di S.ta Polisia.










La correlazione, su base topografica e morfometrica, di detti ripiani, consente di individuare una seconda superficie di erosione (S2), incassata 150-200 m nella precedente.

Ancora più in basso, tra le quote di 400-600 m, in particolare a Sud e ad Est del rilievo, si osservano altri lembi sub-orizzontali, corrispondenti per lo più agli attuali, stretti interfluvii, scolpiti sia nelle unità pelitiche plioceniche che nelle torbiditi messiniane della Formazione della Laga; essi individuano una terza superficie di erosione (S3), che degrada molto dolcemente verso l'Adriatico. Sui quadranti settentrionale e meridionale detta superficie resta sospesa rispettivamente sulle valli del Tesino e del Tronto. In corrispondenza di quest'ultimo corso d'acqua il passaggio tra la superficie in parola e le superfici dei terrazzi fluviali più



LEGENDA

ELEMENTI GEOMORFOLOGICI

-  Accumuli detritici recenti ed attuali
-  Depositi stratificati di versante del Pleistocene superiore (D2) e del Pleistocene medio (D1 - D1a)
-  Superficie S1
-  Superficie S2
-  Superficie S3
-  Trincea
-  Orlo di scarpata di degradazione c/o di frana
-  Faccette trapezoidali
-  Ubicazione delle sezioni

ELEMENTI GEOLOGICI






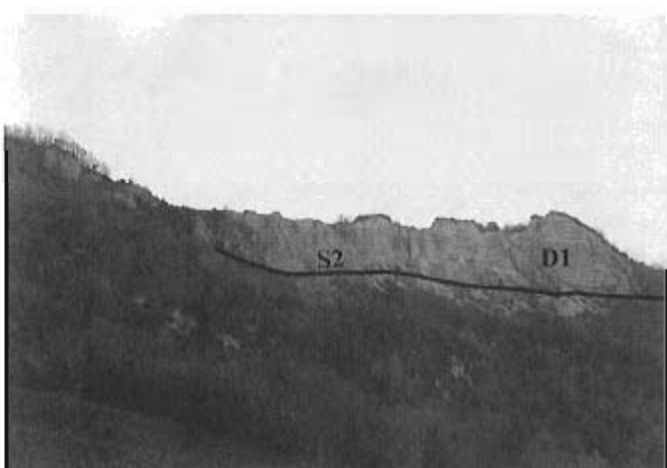
-  Sedimenti pelitici (Pliocene inferiore finale-medio)
-  Sedimenti prevalentemente conglomeratici (Pliocene inferiore finale-medio)
-  Formazione della Laga (Messiniano)
-  Giacitura degli strati
-  Faglia

FIG. 3 - Schema geomorfologico del comprensorio del Monte dell'Ascensione.
 FIG. 3 - Geomorphological map of the Monte dell'Ascensione area.



b)

FIG. 4 - a) Veduta panoramica del versante meridionale del Monte dell'Ascensione, con evidenziati i principali elementi geomorfologici descritti nel testo; b) particolare del deposito D1 e della superficie S2.

FIG. 4 - a) View of southern side of Monte dell'Ascensione, with evidence of the principal geomorphological outlines; b) detail of the D1 deposit and of the S2 surface.

antichi, incassati nella prima di circa 100 m si osserva una ulteriore superficie di erosione, della quale sono rimasti rari e limitati lembi, estremamente discontinui.

I depositi di versante

Il comprensorio del M.te dell'Ascensione si caratterizza per la presenza di estese coperture detritiche costituite prevalentemente da depositi ciottoloso-sabbiosi, poligenici ed eterometrici, stratificati e a geometria generalmente lenticolare, derivanti da diversi meccanismi di erosione e deposizione che hanno interessato i sedimenti conglomeratico-sabbiosi e pelitici del rilievo. Le analisi dei depositi hanno permesso di effettuare una ricostruzione dell'originaria estensione areale della coltre detritica e di determinarne le caratteristiche sedimentologiche. In particolare, sono state riconosciute due diverse generazioni di depositi, ubicati rispettivamente in corrispondenza delle superfici S2 e S3.

I depositi più antichi (D1) sono presenti, in modo discontinuo, essenzialmente sul quadrante nord-orientale del Monte dell'Ascensione, tra 700-850 m di quota. Essi individuano una superficie debolmente ondulata, in direzione circa parallela al versante. Secondo il pendio tale superficie

risulta blandamente inclinata verso Est; essa è, inoltre, regolare nel tratto superiore e irregolare e più acclive nel tratto inferiore. Il contatto tra i depositi ed il substrato roccioso, osservabile nella già citata sezione naturale (orientata parallelamente al pendio) posta ad oriente della Rupe di S.ta Polisia, avviene tramite una superficie di erosione dall'andamento regolare e blandamente inclinata verso Est (superficie S2) (fig. 4a, b). Per direzioni parallele al versante è possibile ipotizzare per tale superficie di erosione un andamento irregolare, dovuto alla presenza di vallecole a fondo concavo regolarizzate dai depositi e successivamente reincise anche profondamente nel suo tratto inferiore.

I depositi presentano evidente clinostratificazione (pendenza compresa tra 15° e 6°), spessore medio di 40 m circa ed il loro contatto (sul margine superiore del deposito) con i banconi conglomeratici del substrato roccioso è di tipo *onlap* (fig. 4b).

L'analisi di dettaglio della sezione ha mostrato (fig. 5, sez. a), dal basso verso l'alto, banconi di spessore variabile (fino ad un massimo di 200 cm) comprendenti livelli decimetrici di ghiaie da fini a grossolane, a tessitura di tipo *open work* o immerse in matrice prevalentemente sabbiosa (tessitura *matrix supported*) e livelli centimetrici di sabbie a granulometria media e fine. I clasti, che rispecchiano le ca-

ratteristiche dei sedimenti conglomeratici del Monte dell'Ascensione, sono poligenici ed eterometrici (da 2 mm a >256 mm). Tali banconi si alternano ad orizzonti di spessore variabile da 10 a 100 cm circa, dati da sabbie grossolane e ghiaie. Questi ultimi, più competenti, presentano un elevato grado di cementazione.

Le paleocorrenti individuate tramite la disposizione spaziale di embriciature, barre progradanti e *pebbly clusters*, mostrano un *pattern* estremamente variabile, compreso tra N30°E e N120°E, come osservato nell'affioramento ad Est della Rupe di S.ta Polisia. Il meccanismo deposizionale dominante è associabile ad un intenso e diffuso ruscellamento.

Le ricerche effettuate, non hanno fino ad ora portato al rinvenimento di elementi utili per l'esecuzione di determinazioni cronologiche del deposito.

Le caratteristiche sedimentologiche e morfologiche del deposito descritto si differenziano nettamente sul suo tratto orientale (D1a). La stratificazione diviene meno netta ed evidente, talora è del tutto assente; inoltre sono inclusi nel corpo del deposito, a varie altezze stratigrafiche, blocchi di detrito cementato (fig. 6), più frequenti nei tratti di monte, mentre nei tratti distali le dimensioni dei clasti si riducono rapidamente, fino alle sabbie e limi (Ripaberarda e San

Martino di Castignano; fig. 3). L'originario deposito doveva estendersi su di una fascia di circa 2,5 km di larghezza.

Su ampi tratti del versante la superficie sommitale del deposito è disarticolata da vallecole a fondo concavo o a V, generalmente congruenti con l'andamento del pendio; sugli interfluvii si rilevano trincee circa parallele al versante (di lunghezza e larghezza variabili), ripiani e contropendenze, scarpate e gradini. Le principali scarpate sono interessate da cadute di detriti, crolli e/o ribaltamenti e scorrimenti traslazionali. La sottostante superficie S2 risulta anch'essa irregolare e si presenta poco più inclinata (8-10°) rispetto al suo tratto superiore.

Le suddette forme e le caratteristiche del deposito possono essere associate alla disarticolazione, rimaneggiamento, assottigliamento e riduzione areale dell'originario accumulo di glacis (D1), avvenuta essenzialmente per effetto di movimenti di massa, riconducibili a fenomeni di *deep-seated block slides* (Varnes, 1978; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994), che sui bordi, al piede e nelle zone interne più intensamente deformate (trincee, scarpate, contropendenze) hanno favorito l'attivazione di fenomeni franosi e caduta di detriti. Parte di tale rimaneggiamento è legato all'azione delle acque correnti superficiali.

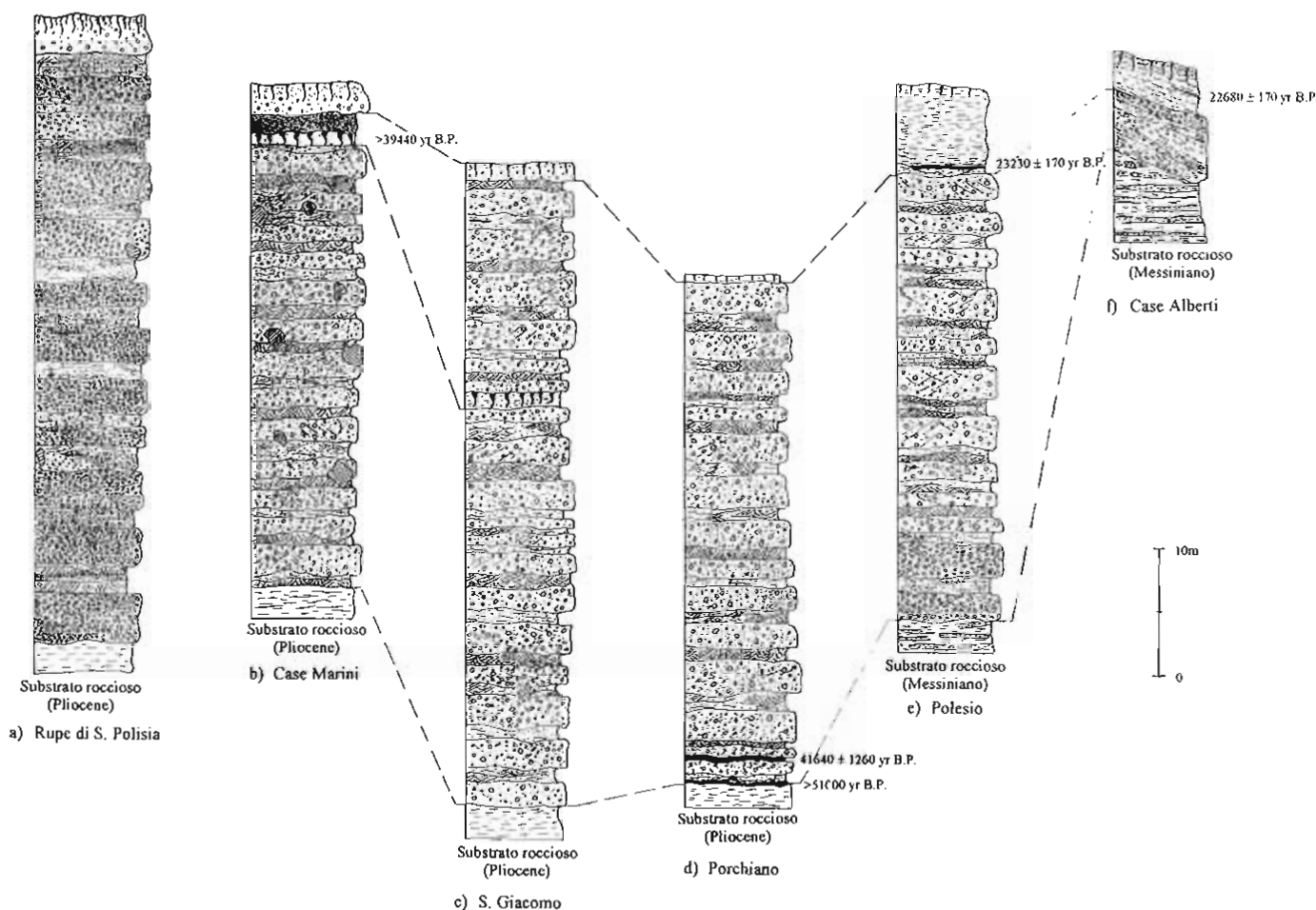


FIG. 5 - Sezioni stratigrafiche tipo dei depositi di versante.

FIG. 5 - Stratigraphic type sections of the slope deposits.



FIG. 6 - Particolare del deposito D1a.

FIG. 6 - Details of the D1a deposit.

I piani e/o zone di scorrimento, realizzati nei livelli fortemente alterati (anche per effetto della sua lunga esposizione agli agenti meteorici) del substrato argilloso, prossimi alla superficie di contatto con i depositi detritici, hanno modificato l'originario, regolare, assetto della superficie S2.

Inoltre sembra possibile associare alcuni degli elementi lineari descritti (scarpate, trincee, ecc.) a dislocazioni tettoniche distensive, evidenziate da faccette di scarpata tettonica (fig. 3) che interessano i depositi in parola; con ogni probabilità, esse hanno controllato anche l'attivazione e l'evoluzione dei movimenti di massa.

Sul versante meridionale del rilievo e, in subordine, su quello occidentale e orientale, tra 420 m ed oltre 800 m di quota, si rileva una seconda generazione di depositi (D2), nettamente distinta dalla prima; sul quadrante settentrionale i depositi suddetti sono scarsamente rappresentati ed è inoltre estremamente difficile distinguerli da quelli della generazione precedente o dai prodotti di alterazione del substrato conglomeratico.

Il deposito D2 si presenta in lembi discontinui nel tratto inferiore, mentre forma una fascia meno discontinua nel tratto medio-alto del versante; la larghezza è variabile (in alcuni tratti superiore al km) ed anche lo spessore è estremamente variabile, dal metro ad alcune decine di metri. L'ampiezza dell'originaria superficie di deposizione, concava e con pendenze comprese tra 10°-12° fino a 2°-3°, può essere stimata in 2-2,5 km. Esso si raccorda con gradualità al rilievo nella sua terminazione superiore, risulta inciso sui bordi, anche se non per il suo intero spessore, nei tratti medio-alti, mentre più a valle, è troncato trasversalmente e/o longitudinalmente (Rola, Polesio, S. Giacomo) e risulta isolato in lembi di estensione ridotta, ma di spessore sempre elevato (Porchiano). Il contatto con il substrato roccioso è marcato da una superficie di erosione, scolpita nei sedi-

menti del Pliocene medio-superiore o del Messiniano, articolata in vallecole profonde alcune decine di metri e della larghezza massima di qualche centinaio di metri e separate da stretti interfluvii. Questi ultimi corrispondono a residui delle superfici di erosione a debole energia di rilievo, S3 o S2, o del più acclive versante tra esse compreso.

Come il deposito D1, esso è costituito da alternanze di livelli prevalentemente ghiaiosi e di altri a granulometria sabbiosa, sebbene questi presentino spessori minori. Anche la granulometria tende a diminuire; oltre a ciò diventano più evidenti elementi come l'embriciatura dei ciottoli, i *pebbly clusters* e le strutture canalizzate, indici del maggior contributo dovuto all'azione delle acque correnti. La clinostratificazione è evidente, con pendenza degli strati variabile dai 12°-15° dei tratti di monte (Rola, Polesio), a sub-orizzontale dei tratti medio-distali (Porchiano) e tutti i lembi residuali del deposito presentano grado di cementazione medio-basso.

Nelle zone prossime al rilievo (Rola, Nord di Case Marini) e sul versante occidentale, si nota la presenza di blocchi anche di grosse dimensioni misti a detriti a granulometria più ridotta; si tratta di accumuli generati dal rimodellamento gravitativo (caduta di detriti, crolli e/o ribaltamenti) delle ripide scarpate incise nel substrato roccioso o nell'accumulo di glacia della prima generazione (D1). Al tetto del deposito si rilevano, solo localmente (spartiacque dei torrenti Bretta e Chiaro Morto ed in prossimità dell'abitato di Polesio), sabbie giallastre a granulometria da medio-fine a finissima. All'interno delle sequenze osservate, si rileva anche la presenza di uno o più paleosuoli bruni di 20-50 cm di spessore, collocati ad altezze variabili rispetto all'appoggio con il substrato (20 m a Nord di C. Marini, 30 m ad Est di S. Giacomo, tra 1,5 e 7 m circa a Sud della testata del F.so Breccito).

La caratterizzazione stratigrafica del deposito è stata realizzata effettuando sei sezioni ubicate radialmente rispetto al rilievo del M. dell'Ascensione e a quote diverse. Il rinvenimento, a varie altezze delle sequenze, di frammenti di carbone datati con la tecnica AMS (Beta Analytic Inc., Miami, Florida, U.S.A.) ha permesso la precisa collocazione cronologica del deposito.

Nella sezione realizzata in località Case Marini, sul versante occidentale (fig. 5, sez. b), il deposito, dello spessore di circa 40 m, poggia su substrato pelitico (alla quota di 670 m circa); a circa tre metri dalla sommità è stato rinvenuto un paleosuolo bruno dello spessore di circa 40 cm contenente frammenti di carbone, la cui datazione ha fornito un'età > di 39.440 yr B.P.. Un paleosuolo analogo è stato osservato in località S. Giacomo, sul versante meridionale (fig. 5, sez. c), dove il deposito dello spessore di circa 50 m, poggia sul substrato alla quota di 530 m circa.

In località Porchiano (fig. 5, sez. d), alla base del deposito, spesso circa 30 m e poggiante su substrato pelitico (540 m di quota), sono stati rinvenuti due livelli argilloso-torbosi di spessore decimetrico, separati da un sottile (circa 30 cm) livello di ghiaie a granulometria da fine e grossolana. La datazione del materiale rinvenuto all'interno di questi livelli ha fornito, per quello inferiore un'età maggiore di 51.000 yr B.P., mentre per quello superiore un'età di 41.640 yr \pm 1260 B.P.

Le sezioni di Polesio e Case Alberti (fig. 5, sez. e, f) si differenziano dalle altre per la presenza al tetto del deposito ghiaioso, poggiante sul substrato pelitico-arenaceo della Formazione della Laga, ubicato rispettivamente a 590 e 480 m di quota, di materiali dello spessore variabile da 20 cm a 4-5 metri, a granulometria fine e finissima. Verso la base dei depositi sabbiosi, sono stati rinvenuti due sottili livelli di paleosuolo (spessore di circa 20 cm), contenenti materiale carbonioso; la datazione dei due livelli ha fornito un'età di 23.230 yr \pm 170 B.P. per la sezione di Polesio e di 22.680 yr \pm 170 B.P. per quella di Case Alberti.

Le correlazioni tra i diversi depositi analizzati, riportate in fig. 5, sono state eseguite sulla base delle loro caratteristiche sedimentologiche, cronologiche, stratigrafiche e geomorfologiche.

La presenza a diverse quote di più superfici di spianamento (S1 = 950-1.000 m; S2 = 700-850 m; S3 = 400-600 m), successivamente disarticolate ed incise da prevalente erosione lineare, due delle quali (S2, S3) parzialmente ricoperte e regolarizzate da estesi e potenti depositi detritici stratificati, testimoniano che nel Quaternario, anche nel comprensorio del Monte dell'Ascensione, come altrove (Biro, 1958; Adams, 1975) si sono alternate condizioni aride-semiaride e umide che interferivano con il già citato, intenso sollevamento tettonico.

Condizioni di clima arido freddo hanno favorito lo sviluppo di processi di degradazione areale e quindi la genesi di successive superfici pedimentarie, in cui andavano delineandosi (in direzione circa W-E) ampi valloni, tra i quali il Monte dell'Ascensione emergeva sempre più nettamente, per effetto della loro progressiva riduzione in larghezza ed approfondimento. L'erosione lineare, probabilmente associata a condizioni climatiche mutate in senso umido, arti-

colava dette superfici in vallecole moderatamente incise ed estesi interfluvii ed approfondiva ulteriormente i fondivalle. A tali fasi erosive si alternavano cicli deposizionali, legati con ogni probabilità a condizioni di clima periglaciale instauratesi nell'area anche a quote relativamente basse, che favorivano la produzione di ingenti quantità di materiali detritici (Tricart, 1967); essi regolarizzavano, in momenti diversi, i versanti, attraverso la messa in posto dei due estesi e potenti accumuli di glacis (depositi D1 e D2) e davano luogo al caratteristico terrazzamento dei fondivalle.

Detriti stratificati simili ai depositi descritti, derivanti dallo smantellamento di livelli arenacei ed arenaceo-conglomeratici, si osservano sui fianchi orientali di due rilievi posti a Nord del Monte dell'Ascensione: Santa Vittoria in Matenano e Monteleone di Fermo (fig. 1). Sono posti, rispettivamente, in corrispondenza delle testate del T. Ete Vivo e di un suo affluente di destra (T. Lubrico), alle quote di 300-400 m e 200-250 metri; la potenza dei depositi è variabile (fino a circa 50 m di spessore) e l'estensione è di circa 0,15 km² e di 0,30 km², rispettivamente. Da correlazioni con i terrazzi alluvionali dell'area, tali depositi sono stati considerati fluviali ed attribuiti al Pleistocene medio (Centamore, 1986); ma vista la totale assenza, a monte dei depositi stessi, di una rete idrografica a cui poterli riferire, dove invece si sviluppano rilievi di oltre 600 e 400 m di altezza, la genesi dei depositi non può che essere attribuita a processi di versante di tipo pedimentario.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I dati e la discussione sopra esposti, permettono di formulare un primo quadro delle tappe morfoevolutive del Monte dell'Ascensione, probabilmente valide anche per l'intera fascia periadriatica delle Marche meridionali, partendo dal deposito D2 la cui collocazione cronologica è certa.

Nell'alto Pleistocene superiore (22.680 - 23.230 yr \pm 170 B.P.) si concludeva sui versanti dell'Ascensione il secondo ed ultimo importante processo di deposizione, iniziato verso la metà di detto intervallo (41.640 yr \pm 1260 B.P.), cui corrispondeva nei fondivalle la messa in posto delle alluvioni di terzo ordine (Cilla & alii, 1996).

Verso la fine del Pleistocene superiore e soprattutto con il miglioramento climatico dell'Olocene, cui corrispondeva una rapida ripresa dell'approfondimento della rete idrografica (Dramis & alii, 1982), il deposito veniva interessato da erosione lineare, che si impostava sui tratti di spessore minore, producendone lo smembramento. Di tale processo erosivo sono riconoscibili due cicli (già segnalati da Castiglioni, 1935), rilevabili anche nei locali fondivalle (Torrenti Bretta, Chiaro Morto, ecc.), scolpiti nelle sottostanti argille plioceniche e a loro volta interessati da intensa erosione calanchiva. Il deposito veniva così ridotto da una fascia continua a lingue discontinue, allungate secondo il pendio e con la stessa disposizione delle vallecole pre-deposizionali, in quanto in corrispondenza di esse il deposito stesso presentava gli spessori maggiori.

Il piede del deposito veniva interessato da movimenti di massa di diverso tipo (associati all'intensa erosione regressiva che caratterizzava i corsi d'acqua dell'area) che ne producevano l'ulteriore riduzione areale. Ciò è testimoniato dalle elevate scarpate (decametriche) che troncano il deposito trasversalmente o longitudinalmente o ne isolano lembi di estensione ridotta, ma di spessore sempre elevato, tuttora interessate da movimenti di massa.

Non si dispone di dati certi per la corretta collocazione cronologica dei processi evolutivi più antichi, si può però tentarne una ricostruzione sulla base di considerazioni geomorfologiche.

In analogia con i processi alluvionali sviluppatasi sui fondivalle e tenuto conto dell'età del deposito D2 (Pleistocene superiore) e degli omologhi depositi di Santa Vittoria in Matenano e Monteleone di Fermo, il deposito D1 può essere collocato nel Pleistocene medio o medio-finale, intervallo in cui avveniva la deposizione delle alluvioni di 1° o 2° ordine (Coltorti & alii, 1991).

La superficie S1, posta poco al di sotto della sommità del rilievo, apparteneva, con ogni probabilità, alla più antica ed estesa superficie di spianamento del settore di studio. Cronologicamente può essere collocata a ridosso dell'emersione dell'area, iniziata verosimilmente nel Pleistocene inferiore, più probabilmente nella parte finale, in corrispondenza del già citato intenso sollevamento tettonico, tenuto conto che tale superficie era scolpita nei sedimenti marini del Pliocene medio-superiore. In tale periodo essa raccordava, molto probabilmente, con pendenza di 2°-3°, il rilievo con la costa adriatica, dove si stava concludendo la sedimentazione marina con la messa in posto dei depositi siciliano-crotoniani e verso occidente con la dorsale appenninica, in cui veniva elaborata la superficie sommitale (SA) di Dramis & alii, 1992.

Le superfici S2 ed S3 dovrebbero, verosimilmente, risalire al Pleistocene medio, tenuto conto dell'attribuzione cronologica dei depositi (D1 e D2) che le hanno regolarizzate.

BIBLIOGRAFIA

ADAMS G.F. (1975) - *Penepains pediplains and etchplains*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 496 pp.

AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n° 513 del P.F. Geodinamica-CNR.

BERNINI M., CARTON A., CASTALDINI D. & CREMASCHI M. (1978) - *Segnalazione di un deposito di versante di tipo «Grèzes Litées» a Sud di M. Prampa (Alto Appennino Reggiano)*. Gruppo Quat. Padano., 4, Step, Parma, 153-162.

BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995) - *La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1, 37-49.

BIROT P. (1958) - *Morphologie structurale*. Presses Univ. de France, Collez. «Orbis», 2 voll., Paris, 464 pp.

BOENZI F. & PALMENTOLA G. (1975) - *Effetti di fenomeni periglaciali quaternari nella Calabria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 871-875.

BRANCACCIO L. (1968) - *Genesi e caratteri delle forme costiere nella penisola sorrentina*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 77, 247-274.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti Vol. Spec. «La Geologia delle Marche», 61-81.

CANTALAMESSA G. & DRAMIS F. (eds) (1993) - *Field trip guide book*. International symposium on dynamics of fluvial-coastal system and environmental changes. S. Benedetto del Tronto (Italy), June 1993, 25-43.

CASTIGLIONI B. (1935) - *Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale*. Pubbl. Ist. Geogr. Univ. Roma, ser. A, 4, 160 pp.

CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 64-82.

CENTAMORE E. (a cura di) (1986) - *Carta Geologica dei depositi Plio-Pleistocenici tra il F. Tenna e il F. Tronto* (in scala 1:50.000). In: Centamore & Deiana (eds) - «La Geologia delle Marche», Studi Geol. Camerti, n. Spec. (73° Congr. S.G.I., Roma, 30 Settembre-4 Ottobre 1986).

CILLA G., COLTORTI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation during the early Holocene in the Marche valleys (central Italy)*. Il Quaternario, 9, 459-464.

COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 87-100.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1987) - *The significance of stratified slope waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Zeit. Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 71, 59-70.

DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 473-484.

DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Mem. Doc. Cnrs, Paris, 1965, 403 pp.

DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992/1, 9-15.

DRAMIS F., GENTILI B., COLTORTI M. & CHERUBINI C. (1982) - *Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 38-45.

DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992) - *La depressione morfostrutturale di Macerata*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1993, 123-126.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1991/2), CROP 11, 287-293.

DRAMIS F. & SORRISO-VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformation, related landslides and tectonics*. Eng. Geol., 231-243.

DUFAURE J.J., BOSSOYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Appennin central adriatique*. Bull. Afeq. 3, 151-160.

FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992) - *Contributo allo studio dei calanchi: due aree campione nelle Marche*. Studi Geol. Camerti, 12, 105-115.

GENTILI B. & DRAMIS F. (eds) (1997) - *Geomorphology and quaternary evolution of central Italy*. Guide for the excursion. IV International Conference on Geomorphology, Italy 1977. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., III, T. 2, 79-103.

GENTILI B., PAMBIANCHI G., ARINGOLI D., CILLA G., FARABOLLINI P. & MATERAZZI M. (1995) - *Rapporti tra deformazioni fragili plio-quaternarie e morfogenesi gravitativa nella fascia alto-collinare delle Marche centro-meridionali*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1), 421-435.

INVERNIZZI C. con la collaborazione di CACCIAMANI A. & DIGNANI A. (1992) - *Jointing nell'area marchigiana esterna: caratteristiche geometriche e significato strutturale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1992/1, 137-144.

TRICART J. (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*. S.E.D.E.S., Paris.

TRICART J. & CAILLEUX A. (1953) - *Action du froid quaternaire en Italie péninsulaire*. C.R. Congr. Int. I.N.Q.U.A., Rome-Pisa, 136-142.

VARNES D.J. (1978) - *Slope movement: types and processes*. In: Schuster R.L. & Krizek R.S. (1978), *Landslides analyses and control*. Transp. Res. Board. Spec. Rep., 176, Nat. Acad. Sc., 11-33.