

STUDIO GEOMORFOLOGICO DEL COMPRESORIO DI VALLEREMITA (APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO SETTENTRIONALE)***

INDICE

RIASSUNTO	pag. 49
ABSTRACT	" 49
INTRODUZIONE	" 49
GENERALITA'	" 50
GEOLOGIA	" 52
GEOMORFOLOGIA	" 54
MODELLO EVOLUTIVO DELL'AREA	" 62
CARTA GEOMORFOLOGICA	" 64
BIBLIOGRAFIA	" 64

RIASSUNTO

Vengono analizzate le caratteristiche geomorfologiche del comprensorio di Valleremita, ubicato nella dorsale umbromarchigiana settentrionale. Lo scopo è quello di ricostruire l'evoluzione geomorfologica, passata e recente, attraverso lo studio dei vari processi morfodinamici. Le rocce affioranti nell'area appartengono alla successione sedimentaria umbromarchigiana e possono essere distinte in tre gruppi con caratteristiche litologiche proprie, che riflettono le variazioni dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino; essi sono: il gruppo giurassico-infracretacico, il gruppo cretacico-paleogenico e il gruppo neogenico.

L'assetto strutturale, legato a fasi compressive (Tortoniano-Pliocene medio) e distensive (Pliocene superiore-Quaternario), queste ultime associate ad un generale sollevamento, è caratterizzato da ampie anticlinali separate da strette sinclinali a direzione appenninica. Faglie inverse e sovrascorrimenti caratterizzano i fianchi orientali delle anticlinali mentre le faglie dirette interessano quelli occidentali.

L'assetto morfologico è strettamente legato alla struttura: le dorsali coincidono con le anticlinali, le depressioni vallive con le sinclinali. Queste strutture sono incise trasversalmente da valli dal tipico profilo a V. Le superfici sommitali, a debole energia del rilievo, rappresentano l'elemento geomorfologico più antico (paleosuperfici) e costituiscono i resti di un vecchio paesaggio modellato in condizioni climatiche probabilmente di tipo arido, che favorivano maggiormente i processi areali rispetto a quelli lineari. I versanti vallivi sono molto acclivi e contrastano fortemente con tali superfici, mentre in corrispondenza di valloni trasversali sospesi il contrasto è notevolmente ridotto. Tali valloni rappresentano lembi di un'antica rete idrografica che ha inciso la paleosuperficie, probabilmente, durante le prime fasi del sollevamento (Pliocene superiore). Lungo i versanti si rinvengono inoltre tratti a minor pendenza interpretabili come terrazzi orografici. All'alternarsi delle fasi climatiche quaternarie e al protrarsi del sollevamento (Pliocene medio-superiore), si attribuiscono i tre ordini di terrazzamento. La genesi del terrazzo ologenicico viene invece ricondotta a cause antropiche. Infine durante le fasi fredde quaternarie si sono originate le diverse generazioni di detriti stratificati che ricoprono estesamente i versanti.

ABSTRACT

The main geomorphological characteristics of the

(*) Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Roma "La Sapienza"

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

(***) Lavoro realizzato con i fondi 60% (Ricerche geomorfologiche nell'area umbro-marchigiana, Responsabile F. Dramis) e 40% (Prog. Naz. Morfotettonica, Responsabile E. Lupia Palmieri).

Valleremita area are examined: this area is located in the northern sector of the Umbria-Marche ridge. The aim is to contribute information on the morphodynamic processes and on the relevant forms which characterize the landscape of this area as well as to reconstruct its morphological evolution.

From a lithostratigraphic point of view, the area belongs to the Umbria-Marche sedimentary succession. Outcropping rocks belong to three groups with different lithological characters which reflecting the changes in the tectonic and sedimentary evolution of the basin.

The structural setting is characterized by large anticlines with apenninic trending separated by narrow synclines. It is associated to both compressional (Tortonian-Pliocene) and tensional phases (Upper Pliocene-Quaternary), this last mainly connected to a generalized uplift. Reverse faults overthrust are widespread on the eastern side of the anticlines whilst normal faults characterize the western one.

The morphological setting is strictly connected to structure. In fact, ridges correspond to synclines whilst valleys are present along synclines. Both those structures are transversally incised by V shaped valleys. The summit low relief surfaces represent the oldest geomorphological element and constitute remnants of a mature landscape probably modelled in arid climatic conditions which emphasized areal processes of erosion rather than linear ones. Valley slopes are very steep and sharply contrast with these surfaces. In correspondence with transversal valleys these differences are strongly reduced. These latter valleys represent remains of an ancient hydrographic network which dissected the paleosurfaces during the first phases of uplift (Upper Pliocene). Along the slopes, areas with a lower gradient, which could be interpreted as erosional benches are present. Three orders of alluvial terraces connected to interaction between the continuing uplift and climatic changes are attributed to the Upper and middle Pleistocene. The genesis of the Holocene terraces has been associated to human impact on the landscape. During cold Quaternary phases various generations of stratified slope waste deposits, extensively covering slopes, were generated.

PAROLE CHIAVE: Geomorfologia, Neotettonica, Cartografia geomorfologica, Appennino, Marche.

KEY WORDS: Geomorphology, Neotectonics, Geomorphological Mapping, Apennines, Marche.

INTRODUZIONE

L'interesse generale che nei tempi recenti è andato maturando per i problemi dell'ambiente e della sua tutela e valorizzazione, ha esaltato ulteriormente il ruolo fondamentale della geomorfologia nella conoscenza dei processi che portano alla modificazione del territorio: in effetti, gli studiosi di questa disciplina hanno orientato sempre di più le loro indagini verso la soluzione dei molteplici problemi che interessano l'ambiente naturale.

In questo quadro si inserisce il programma sistematico di ricerche geomorfologiche avviato da alcuni anni dai ricercatori dei Dipartimenti di Scienze della Terra delle Università di Roma e Camerino, che stanno rivolgendo i loro studi ai processi geomorfologici attuali e del passato nell'area umbro-marchigiana. Una

particolare attenzione è stata posta sugli effetti della neotettonica e dei climi che si sono succeduti durante l'era Quaternaria. Tale programma prevede, tra l'altro, il rilevamento geomorfologico di dettaglio di alcune zone caratteristiche, con l'obiettivo di realizzare carte a grande scala, così da ottenere una serie di quadri rappresentativi delle diverse condizioni geomorfologiche del territorio umbro-marchigiano.

Basandosi su queste considerazioni e per continuità, avendo già in parte studiato le aree limitrofe, è stata prescelta l'area del comprensorio di Valleremita, una zona di grande interesse geomorfologico, ubicata nell'Appennino umbro-marchigiano settentrionale, tra la conca di Gualdo Tadino ad Ovest e di Fabriano ad Est.

Un ulteriore motivo di interesse per lo studio di quest'area nasce dal suo patrimonio naturalistico e paesaggistico; è per questo motivo che il comprensorio di Valleremita è stato preso in considerazione dall'Associazione Naturalistica Fabrianese e proposta alla Comunità Montana "Alta Valle dell'Esino" di Fabriano come area da tutelare, nell'ambito del piano di sviluppo globale del territorio.

In questa prospettiva la Comunità Montana, nel cui ambito ricade interamente l'area, ha voluto sollecitare la realizzazione della ricerca, contribuendo alle spese della stampa della carta geomorfologica.

GENERALITA'

L'area oggetto della ricerca è situata, ad Ovest-Sud-Ovest di Fabriano, in corrispondenza della dorsale umbro-marchigiana e si estende per circa 130 km² nei comuni di Fabriano e di Esanatoglia. Essa si sviluppa quasi completamente nell'alto bacino del F. Esino, fatta eccezione per una piccola porzione, situata nell'estremità meridionale dell'area, che fa parte del bacino del F. Potenza.

I limiti dell'area corrispondono: a Nord con il tratto della valle del T. Giano (affluente di sinistra del F. Esino) compreso tra la sua sorgente e l'abitato di Fabriano; ad Est con il fianco orientale della dorsale umbro-marchigiana, che si estende da NW a SE, da Fabriano fino a Case Foschi; a Sud, per un primo tratto (dintorni di Spindoli) con la valle del F. Potenza e poi all'incirca con l'allineamento montuoso Colle Puro (771m)-M. Gemmo (1202m); ad Ovest, infine, i limiti coincidono con il confine regionale Umbria-Marche, lungo il quale si rinvengono le cime montuose più elevate (M. Maggio, 1361m; M. Nero, 1410m).

Da un punto di vista orografico l'area è caratterizzata da dorsali montuose, parallele tra loro e orientate all'incirca NNW-SSE. Le dorsali sono incise, in senso trasversale, dalle valli del T. Giano e del F. Esino e anche, per un piccolo tratto (nell'estremità meridionale), dalla valle del F. Potenza. Procedendo da Ovest verso Est si individuano i tre seguenti allineamenti montuosi: M. Maggio (1361 m)-M. Nero (1410 m), M. Rogedano (917m)-M. Cafaggio (1115 m), M. Linatro (812 m)-M. Gemmo (1202 m).

Come già in parte accennato, i corsi d'acqua più importanti che solcano l'area sono rappresentati dal F. Esino, che ha origine da un gruppo di sorgenti alle falde del Monte Cafaggio e dal T. Giano che nasce ai piedi di Monte Maggio, nella valle dell'Abbadia. Corsi d'acqua minori sono i fossi di Serradica, Valleremita, Attiggio e Paterno, affluenti di destra del T. Giano; i fossi

di S. Angelo e Palazzo, affluenti rispettivamente di sinistra e di destra del F. Esino ed infine del fosso di Campodonico, affluente di sinistra del F. Potenza.

Numerose sono le manifestazioni sorgive, che presentano portate variabili fino ad un massimo di 10 litri/sec, registrate in una delle numerose sorgenti ubicate sul versante nord di M. Maggio (Istituto di Geologia, Università di Camerino, 1984). Molte di esse sono captate per uso potabile e riforniscono sia i piccoli centri abitati presenti nel comprensorio sia le città di Fabriano ed Esanatoglia.

Le caratteristiche climatiche essenziali sono state esaminate prendendo in considerazione i dati termometrici registrati alle stazioni di Fabriano (357m s.l.m.) e Gualdo Tadino (535m s.l.m.) e quelli pluviometrici rilevati alle stazioni di Fabriano (337m s.l.m.), Gualdo Tadino (535m s.l.m.), Campodiegoli (507m s.l.m.), Case Lentino (855m s.l.m.), Palazzo (561m s.l.m.) e Villa S. Lucia (664m s.l.m.), (Fig. 1).

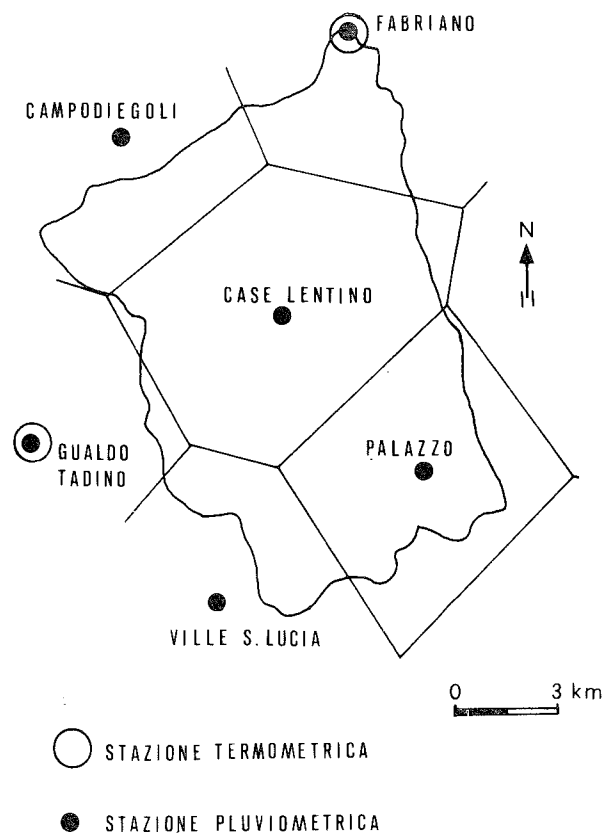


Fig. 1 - Ubicazione delle stazioni termometriche e pluviometriche prese in esame; per queste ultime sono indicate anche le relative aree di influenza (topoiets).

La media annua delle temperature registrate alle stazioni di Fabriano e di Gualdo Tadino è di 13°C, con valori medi mensili variabili fra i 22°C di luglio, registrati a Gualdo Tadino, e i 3,8°C di gennaio registrati a Fabriano (Fig. 2). Tenendo conto che le stazioni considerate sono ubicate rispettivamente a 375m s.l.m. (Fabriano) e 535m s.l.m. (Gualdo Tadino) e tenendo conto che la temperatura tende a decrescere con l'altezza con un gradiente termico che (almeno in prima approssimazione) per questa porzione dell'Appennino può essere valutato pari a 0,6°C ogni 100m, si può facilmente

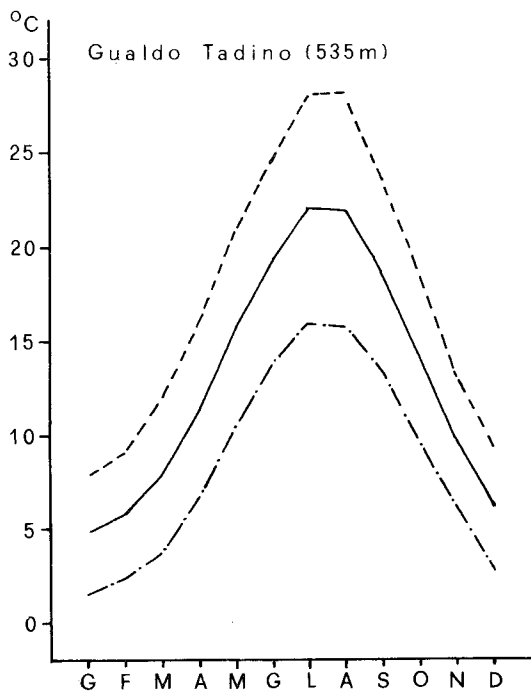
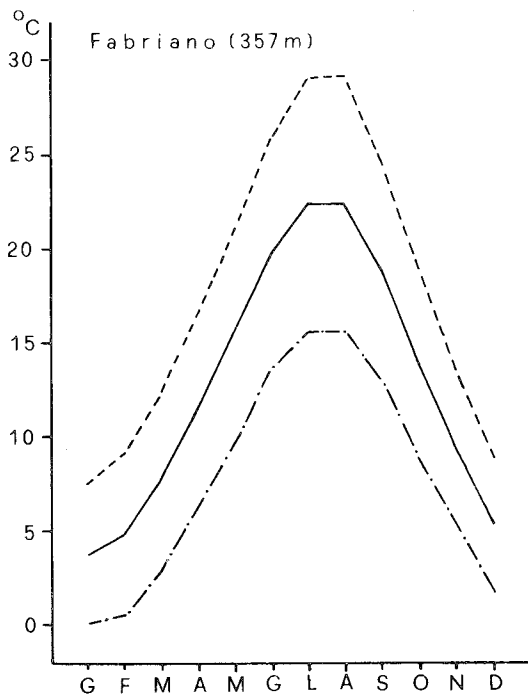


Fig. 2 - Temperature massime (linee a tratti), medie (linee intere) e minime (tratti e punti) mensili. In ascisse sono indicati i mesi; in ordinate i valori medi delle temperature relative al periodo 1927-1973 per la stazione di Fabriano e al periodo 1951-1977 per quella di Gualdo Tadino.

te comprendere come i valori registrati alle stazioni possano offrire solo un quadro indicativo delle condizioni termiche esistenti nell'area. Considerando che l'altezza media di quest'ultima è di 800m s.l.m., si può valutare che la temperatura media annua si aggiri intorno ai 10-11°C, con valori medi mensili variabili fra i 20°C circa di luglio e gli 0°C circa di gennaio.

Infine l'andamento dei termogrammi (Fig. 3), co-

struiti con il metodo di Coutagne (1935) permette di affermare che da un punto di vista esclusivamente termico, la zona ricade nel clima temperato caldo con temperature elevate nel centro dell'estate e inverno più marcato. Più precisamente queste caratteristiche rientrano nella varietà del clima di collina, al passaggio fra quest'ultima e la varietà di montagna (EREDIA, 1942).

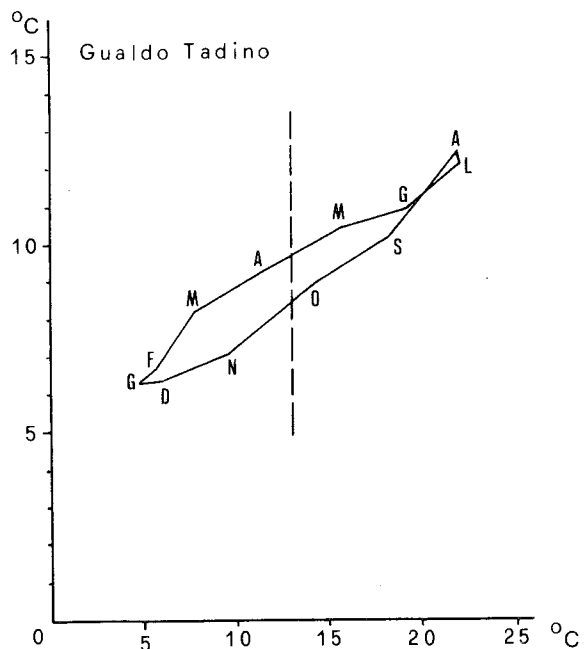
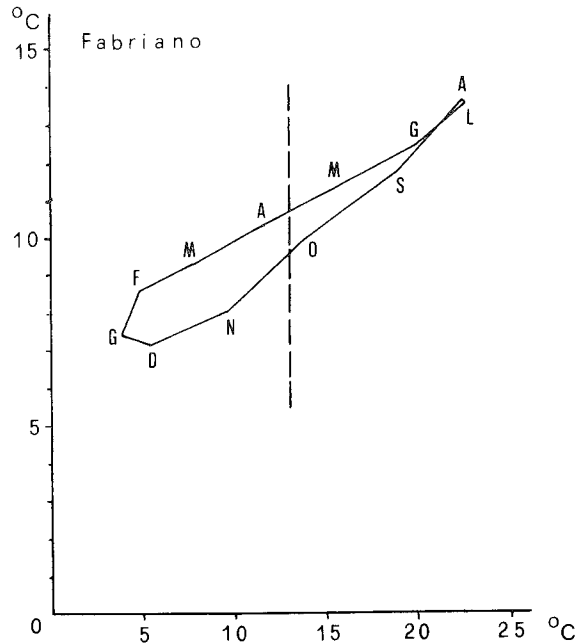


Fig. 3 - Termogrammi rappresentativi. Sulle ascisse sono riportate le temperature, sulle ordinate le escursioni termiche medie; le lettere indicano i mesi, la linea a tratti indica il valore della temperatura media annua.

Dall'analisi delle caratteristiche pluviometriche si può affermare che le precipitazioni medie annue nell'area sono pari a 1414 mm, distribuiti in 110 giorni piovosi; le precipitazioni medie mensili variano da un

massimo di 174 mm in ottobre ad un minimo di 54,4 mm in luglio, con un massimo secondario in maggio pari a 117,6 mm (Fig. 4). Sulla base della distribuzione delle piogge (Fig. 5) si può infine concludere che il regime pluviometrico dell'area esaminata può essere definito del tipo sublitoraneo appenninico (BANDINI 1931; TONINI 1959; MENNELLA, 1967 e 1972).

Il paesaggio vegetale dell'area (BALLELLI *et al.*, 1976; Biondi, 1982) risente in modo marcato l'intervento dell'uomo; secondo la potenzialità naturale del territorio questo avrebbe dovuto, infatti, essere completamente coperto da boschi. Il patrimonio forestale si presenta in tutta l'area notevolmente ridotto a causa del disboscamento ampiamente praticato in tutta l'area fin dai tempi più antichi per ricavare zone da destinare sia a pascolo che, in modo più ridotto, a coltivazioni. I boschi naturali sono costituiti da formazioni di caducifoglie che si presentano in cenosi diverse a seconda dell'altitudine e dell'esposizione. Nelle quote inferiori ai 1000m si rinvengono querceti di Roverella (*Quercus pubescens*) nelle zone più soleggiate e boschi misti di caducifoglie in cui dominano il Carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), l'Acer napoletano (*Acer obtusatum*) e, nei versanti più freschi, l'Orniello (*Fraxinus ornus*). Al di sopra dei 1000m si estendono boschi di Faggio (*Fagus sylvatica*) che si presentano ben sviluppati soprattutto sul M. Nero e sul M. Maggio.

I pascoli, tutti originati dalla attività antropica, presentano aspetti diversi riconducibili a due tipologie principali. Nelle aree a debole energia di rilievo (come ad esempio sulle superfici sommitali di M. Rogedano, M. Puro, M. Maggio e M. Nero), alla distruzione del bosco hanno fatto seguito pascoli polifitici ben sviluppati su suoli profondi ricchi di humus, ampiamente utilizzabili per la fienagione e l'allevamento allo stato brado; la graminacea dominante è il Bromo (*Bromus erectus*) cui si accompagnano numerose altre specie erbacee ben sviluppate. Sui versanti più acclivi, in seguito alla distruzione del bosco, si sono invece generalmente innescati processi erosivi che hanno determinato la scomparsa dello scarso humus forestale con la conseguente formazione di pascoli magri con cotica erbosa discontinua. Alcune di queste aree sono state sottoposte a interventi di rimboscimento, utilizzando come essenza principale il Pino nero (*Pinus nigra ssp nigra*). Le colture presenti nei fondovalle e nelle zone collinari sono rappresentate da cereali, leguminose colture arborate costituite per la maggior parte da vigneti promiscui caratterizzati da viti isolate associate ad aceri ed olmi secondo lo schema tipico dell'alberata umbromarchigiana.

Gli insediamenti umani nell'area risalgono in gran parte all'epoca romana, anche se non mancano tracce ed indizi di popolamento risalenti ad epoca pre-romana. Noto importanza per le loro dimensioni e per il loro significato economico assumono attualmente i centri urbani di Fabriano e di Esanatoglia, posti rispettivamente all'estremo NE e al margine centro-orientale del comprensorio. Altri centri abitati di un certo rilievo possono essere individuati lungo i limiti orientali dell'area, come nel caso di Attiggio e Paterno, o nelle valli più interne, come è il caso di Valleremita, Cancelli, Cacciano, Serradica, Belvedere e Campodonico. Le principali vie di comunicazione sono rappresentate a Nord dalla SS. 76, ad Est dalla strada provinciale che collega Fabriano con Esanatoglia, a Sud dalla SS. 361 e nella zona più interna dalla strada provinciale che collega

la SS. 76 alla SS. 361 attraverso gli abitati di Cancelli, Serradica e Campodonico.

GEOLOGIA

Nel comprensorio di Valleremita affiorano le unità litostratigrafiche appartenenti alla successione sedimentaria umbro-marchigiana (CENTAMORE *et al.*, 1979; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1979; AA.VV., 1986).

Al di sopra del calcare massiccio appartenente alla piattaforma carbonatica infraliassica (affiorante solamente nella "successione condensata" di M. Maggio), le rocce affioranti possono essere distinte, in base alle caratteristiche litologiche, in tre gruppi formazionali: il gruppo giurassico-infracretacico; il gruppo cretacico-paleogenico e il gruppo neogenico.

— Gruppo giurassico-infracretacico

Questo gruppo è costituito da facies pelagiche litologicamente composte da calcari e calcari selciferi e subordinatamente da calcari marnosi e marne, ben stratificati. Esso comprende, dal basso verso l'alto, le seguenti formazioni: Corniola, Calcari e marne del Sentino, Formazione del Bosso, Calcari diasprini umbromarchigiani, Maiolica. Questa è la cosiddetta "successione completa" (affiorante interamente lungo il Fosso di Palazzo a Sud di Esanatoglia, sostituita, nell'area di Monte Maggio, dalla "successione condensata" (Formazione del Bugarone, Maiolica).

— Gruppo cretacico-paleogenico

I sedimenti prevalentemente pelagici di questo gruppo sono rappresentati da calcari, calcari marnosi e marne, a stratificazione sottile e netta e a luoghi con liste e noduli di selce. Dal basso verso l'alto questo gruppo comprende le seguenti unità litostratigrafiche: Marne a fucoidi, Scaglia bianca, Scaglia rosata, Scaglia variegata e Scaglia cinerea.

— Gruppo neogenico

Questo gruppo è composto, infine, da emipelagiti argillose, argilloso-marnose, marnose e calcareo marnose che costituiscono le formazioni più recenti dell'area che in ordine di età, dalla più antica alla più recente, sono il Bisciario e lo Schlier.

I terreni suddetti sono in più luoghi ricoperti da depositi continentali quaternari, di spessore anche ragguardevole, rappresentati da depositi alluvionali terrazzati, da coltri detritiche e da accumuli di frana.

La distinzione in gruppi riflette sia le variazioni nel tempo dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino, sia il diverso comportamento deformativo, rispetto alle più recenti fasi tettonogenetiche dell'Appennino, cui è strettamente legato un diverso comportamento dal punto di vista geomorfologico.

Il ciclo sedimentario umbro-marchigiano ha inizio quando nel Lias medio, per effetto di una intensa fase tettonica distensiva, la preesistente piattaforma carbonatica si articolava in una serie di alti strutturali (*seamounts*) e bacini dove, nei successivi tempi giurassici, si depositavano, rispettivamente, le successioni pelagiche "condensate" e "complete".

Con l'inizio del Cretacico l'ambiente pelagico diventa pressoché uniforme; si depositano, infatti, ovunque le stesse unità (unità del gruppo cretacico-paleogenico), sia pur con spessori diversi. Le condizioni pe-

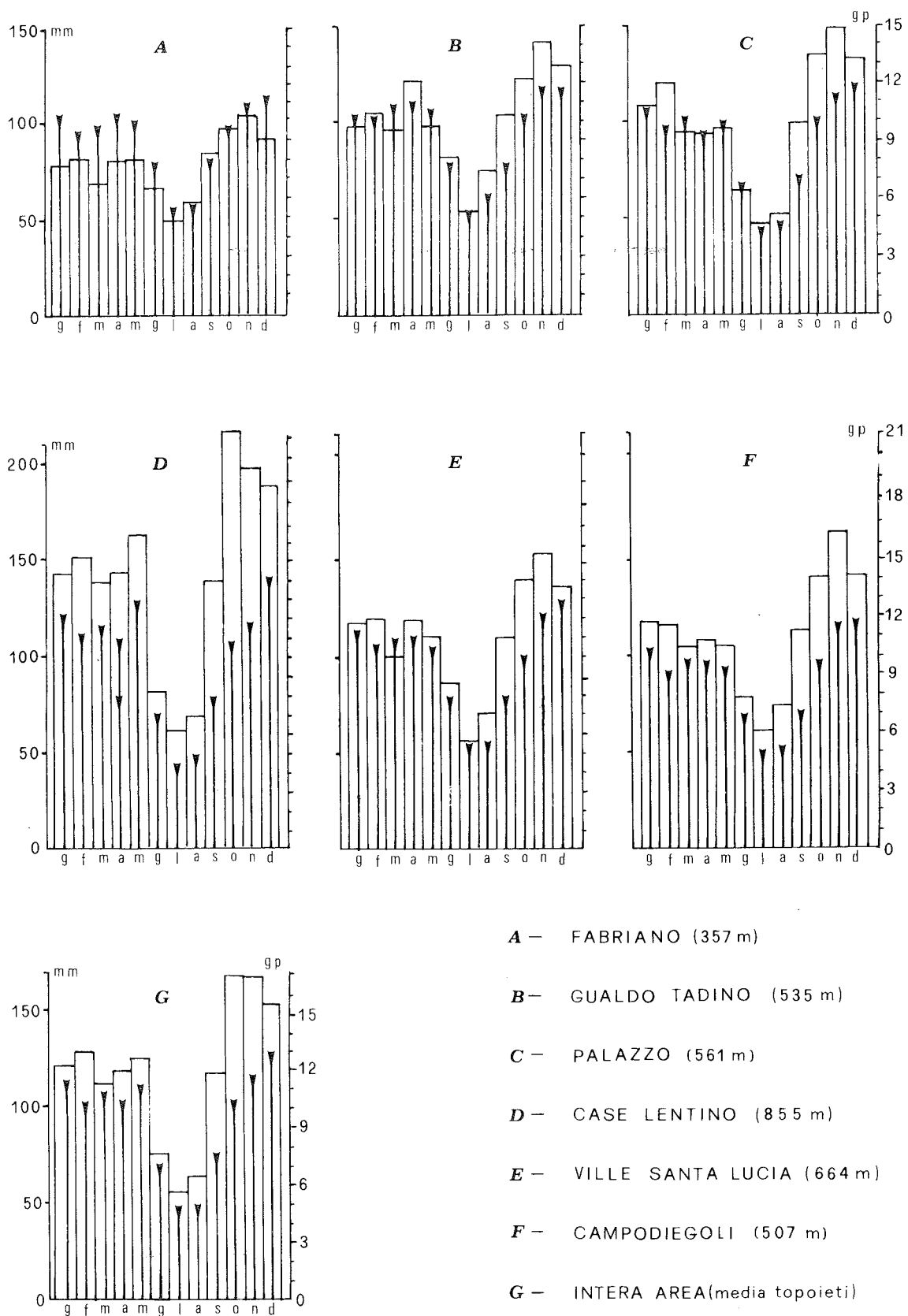


Fig. 4 - Andamento delle precipitazioni e del numero di giorni piovosi mensili. In ascisse sono riportati i mesi; in ordinate sinistre le precipitazioni (istogrammi), in ordinate destre il numero di giorni piovosi (imbuti) (valori medi del periodo 1921-1973 per Fabriano, 1921-1977 per Gualdo Tadino, 1927-1963 per Palazzo, 1927-1943 per Case Lentino, 1925-1973 per Ville S. Lucia, 1927-1973 per Campodiegoli).

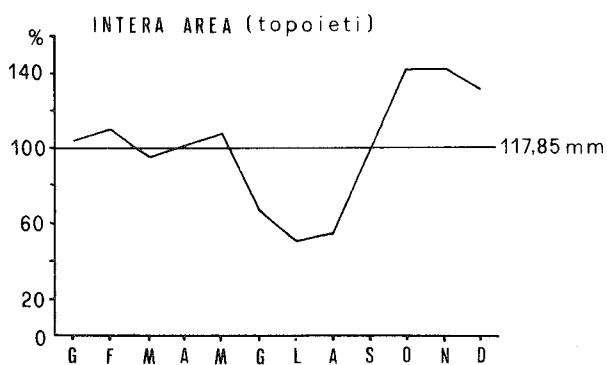


Fig. 5 - Distribuzione percentuale delle precipitazioni mensili rispetto alle corrispondenti medie generali. Le medie mensili generali ottenute supponendo una uniforme distribuzione delle piogge durante l'anno sono segnate sulle ordinate corrispondenti al 100%.

lagiche, sono persistite fino al Miocene superiore, momento in cui, dopo la deposizione delle emipelagiti dello Schlier, ha avuto inizio la fase tettonica di questo tratto dell'Appennino.

Sostanzialmente le fasi tettoniche che hanno portato all'attuale assetto strutturale sono legate, in ordine di tempo, a processi di tipo compressivo (con formazione di pieghe, faglie inverse, sovrascorrimenti ecc.) sviluppatasi nell'intervallo Tortoniano-Pliocene medio e successivamente di tipo distensivo (Pliocene superiore-Quaternario). In particolare, questi ultimi, associati ad un generale sollevamento dell'area (AMBROSETTI *et al.*, 1982) hanno generato la maggior parte delle faglie dirette che si sovrappongono, dislocandole in vario modo, alle più vecchie strutture compressive.

La dorsale umbro-marchigiana, che costituisce nell'insieme un grande anticlinorio, è caratterizzata, nel tratto esaminato, da ampie anticlinali, con assi diretti all'incirca NNW-SSE, separate da strette sinclinali aventi lo stesso orientamento.

Faglie inverse e sovrascorrimenti, a direzione appenninica, caratterizzano i fianchi orientali delle strutture anticlinali, mentre faglie dirette ne interessano principalmente i fianchi occidentali. Frequenti sono inoltre le faglie antiappenniniche, che mostrano talvolta attività particolarmente complessa.

Queste infatti hanno interessato a più riprese l'Appennino umbro-marchigiano, agendo dapprima, durante la tettonica compressiva come faglie trascorrenti (BOCCALETTI *et al.*, 1983) e successivamente, durante le fasi distensive quaternarie, come faglie dirette. Le principali strutture plicative si sviluppano da W verso E con la seguente successione: a) anticlinale M. Maggio-M. Nero; b) sinclinale Cancelli-Molinaccio; c) anticlinale M. Rogedano-M. Cafaggio; d) sinclinale Camporegio-Cima di Moi-Palazzo; e) anticlinale M. Linatro-M. Gemmo.

Il nucleo delle strutture anticlinali è costituito dalle formazioni prevalentemente carbonatiche del gruppo giurassico-infracretaceo.

Le unità cretaco-paleogene, a prevalente componente calcareo-marnosa o marnosa, affiorano soprattutto, in corrispondenza delle depressioni assiali delle strutture anticlinali (lungo il T. Giano, a Nord di M. Maggio e nei pressi di M. Rogedano e M. Fano) oppure lungo i fianchi delle stesse, formando a volte veri e propri versanti strutturali. Raramente le suddet-

te unità si rinvengono al nucleo di strutture sinclinali (es. sinclinale di Camporegio-Cima di Moi-Palazzo).

Le unità del gruppo neogenico (Bisciaro e Schlier) affiorano esclusivamente al nucleo della struttura sinclinale Cancelli-Molinaccio.

Le diverse risposte alle deformazioni plicative tra le unità del gruppo giurassico-infracretaceo e quelle del gruppo cretaco-paleogene sono da attribuire in gran parte all'interposizione della formazione delle *Marne a Fucoidi*. Queste, infatti, per il loro più elevato comportamento plastico, hanno favorito lo sviluppo delle formazioni cretaco-paleogene lungo i fianchi delle strutture anticlinali che si andavano evolvendo. Il risultato di questi movimenti è stato a volte il notevole raccorciamento del substrato cretaco-paleogene (con pieghe fitte e serrate) e a volte l'assottigliamento, fino alla elisione quasi totale, della porzione basale argillosa delle *Marne a Fucoidi*, come si osserva a Sud di M. Rogedano.

GEOMORFOLOGIA

L'assetto morfologico dell'area appare fortemente controllato dalle condizioni strutturali. Lo stile plicative della copertura sedimentaria determina l'esistenza di dorsali ampie ed elevate, coincidenti con le anticlinali, i cui nuclei sono costituiti prevalentemente da litotipi calcarei più resistenti; a tali anticlinali si alternano depressioni corrispondenti alle sinclinali con nucleo a litotipi terrigeni, più facilmente erodibili (Fig. 6). Le valli trasversali a tali strutture come quelle del T. Giano e del F. Esino sono profondamente incise e presentano un tipico profilo a V che tende però ad allargarsi verso l'alto. Le valli sinclinali, al contrario, sono generalmente ampie e mostrano nell'insieme un profilo a conca.

I versanti vallivi si presentano in genere piuttosto acclivi e risultano fortemente influenzati dalle condizioni litologico-strutturali; nell'insieme più regolari sono i versanti litologicamente omogenei, talora corrispondenti a superfici di strato. Una maggiore complessità morfologica contraddistingue invece quelli caratterizzati sia da differenze litologiche che da complicazioni strutturali; le differenze litologiche si ripercuotono, infatti, in variazioni di acclività, come avviene ad esempio allorché livelli marnoso-argillosi si intercalano ai calcari.

Sui fianchi orientali delle strutture anticlinali, la presenza di contatti tettonici e di numerose pieghe che coinvolgono litotipi a diversa erodibilità dà luogo a numerose scarpate di erosione selettiva (quali ad esempio quelle che caratterizzano l'area circostante l'abitato di Belvedere (Fig. 7). Scarpate di erosione selettiva di notevole altezza si originano in particolare nella parte alta dei versanti, al contatto tra la scaglia rossa e le marne a fucoidi in diverse situazioni giaciture. Altre scarpate, alla cui origine hanno senza dubbio contribuito le condizioni strutturali, sono quelle osservabili in corrispondenza di strati subverticali; esse sono particolarmente sviluppate sui versanti orientali delle dorsali in corrispondenza di pieghe fitte e serrate, come ad Est di Monte Vallarga, o laddove gli strati formano delle pieghe a ginocchio.

Infine versanti strutturali situati in corrispondenza dei fianchi occidentali delle anticlinali, caratteriz-



Fig. 6 - Veduta panoramica del tratto meridionale della depressione sinclinalica Cancelli-Molinaccio, all'altezza dell'abitato di Campodonico. Tale depressione a litotipi terrigeni è bordata dai rilievi carbonatici che costituiscono le strutture anticlinali di M. Rogedano-M. Cafaggio (a sinistra sulla foto) e di M. Maggio-M. Nero (a destra).

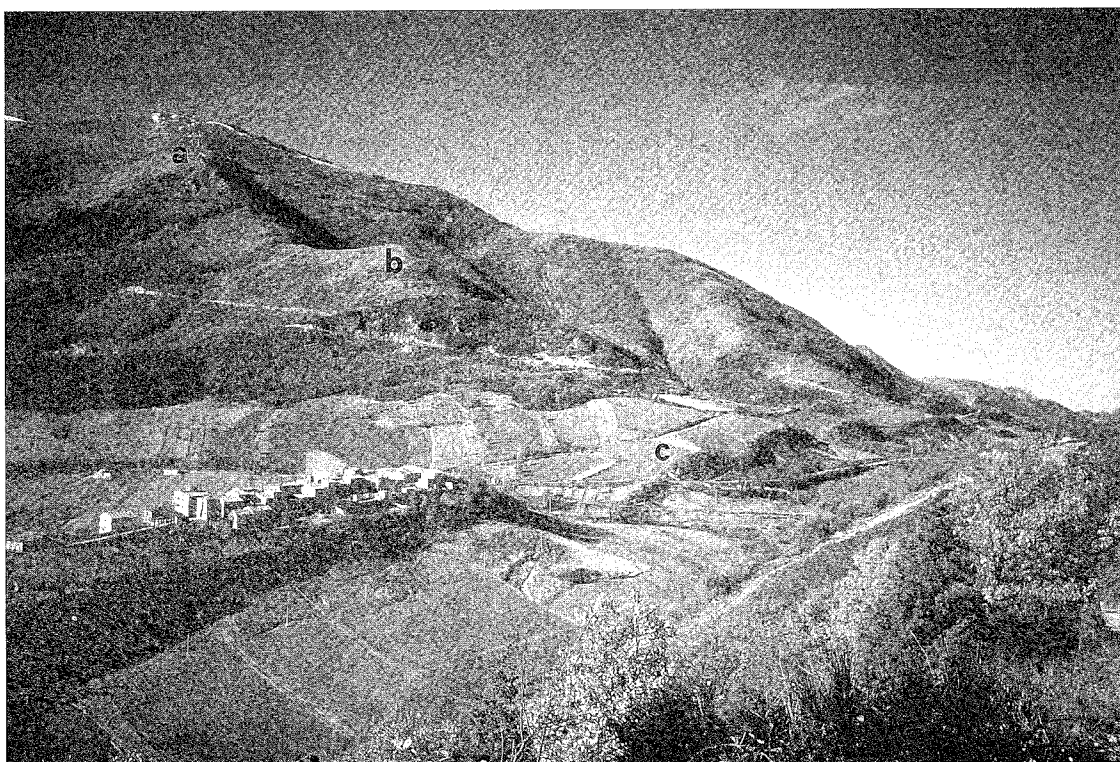


Fig. 7 - Scarpate di erosione selettiva (a, b, c) sul versante orientale dell'anticlinale M. Maggio-M. Nero: a) per contatto tettonico tra i calcari della Maiolica e i sottostanti calcari marnosi della Scaglia rosata; b) per contatto fra i calcari della Scaglia rosata e le sottostanti marne della Scaglia cinerea; c) all'altezza dell'abitato di Belvedere, è scolpita al contatto tra i calcari marnosi del Bisciario, che si alternano alle marne della Scaglia cinerea e dello Schlier.

zano ampi tratti vallivi a SSE di Monte Rogedano e ad W e SW di Monte Vernale (Fig. 8).

In netto contrasto con i versanti sono le sommità delle dorsali che si presentano subpianeggianti o comunque caratterizzate da deboli dislivelli. Queste superfici sommitali a debole energia di rilievo (*paleosuperfici*), evidenziate da numerosi autori in varie parti d'Italia, tra cui l'area umbro-marchigiana (DESPLANQUES, 1962; DEMANGEOT, 1965; BERNINI *et al.*, 1977; CARRARO *et al.*, 1979; MARCHETTI *et al.*, 1979; BARTOLINI, 1980; CALAMITA *et al.*, 1982; NESCI *et al.*, 1983; BARTOLINI *et al.*, 1984; CICCACCI *et al.*, 1985), rappre-

sentano l'elemento morfologico più antico del rilievo e costituiscono i resti di un antico paesaggio modellato in condizioni climatiche differenti da quelle attuali, probabilmente di tipo arido, dove i processi areali predominavano sui processi lineari.

Particolarmente evidenti sono le superfici sommitali osservabili in corrispondenza dei rilievi montuosi di M. Maggio, M. Nero, M. Rogedano, M. Puro, M. Purillo, M. Giuoco del Pallone, M. Portinaldo, M. Caffaggio, M. Linatro, M. Fano, M. Alto, M. La Costa e M. Gemmo (Fig. 9). Collegando tra loro questi lembi sommitali è possibile ricostruire una superficie de-



Fig. 8 - Versante strutturale impostato sulla Scaglia rosata in corrispondenza del fianco occidentale del rilievo anticlinalico di Monte Rogedano.



Fig. 9 - Superficie di erosione sommitale nell'area di M. Rogedano-M. Puro. Sulla destra sono osservabili scarpe poligeniche, originate da processi torrentizi, crionivali e gravitativi, che hanno intaccato la continuità della paleosuperficie.

bolmente ondulata e degradante verso l'Adriatico. Questa superficie oltre ad essere stata disarticolata in lembi dall'erosione fluviale, che l'ha incisa profondamente in conseguenza del sollevamento generale subito dall'area, è stata variamente dislocata dalla tettonica distensiva quaternaria che vi ha prodotto dislivelli, a luoghi ragguardevoli, soprattutto in corrispondenza di faglie a direzione appenninica. Una evidente dislocazione lungo una di queste ultime è quella che interessa la paleosuperficie tra Monte l'Antica e Cimetta, nella porzione meridionale dell'area.

Scarpate di faglia in corrispondenza di dislocazioni trasversali di modesto rigetto sono osservabili sulla paleosuperficie in località Pian delle Vescole (a Sud di Monte Maggio), in località Le Senate (a NW di Monte Maggio) e a Nord di Monte Puro.

Disposti lungo faglie e fratture trasversali si osservano i resti di valloni (Pian delle Vescole, C. Lentino, C. Trofigno, Piano di Pisello e Le Caprette) ampi e generalmente poco profondi che risultano sospesi rispetto al reticolo idrografico attuale (Figg. 10 e 11). Essi rappresentano i resti di una antica rete idrografica che, drenando in direzione SW-NE ha inciso debolmente la paleosuperficie durante le prime fasi del sollevamento cui l'area è stata sottoposta.

A quote inferiori rispetto a quelle dei suddetti valloni (tra i 600 e gli 800m s.l.m.) si rinvencono tratti di versante a debole pendenza interpretabili come lembi di terrazzi orografici (es. a Sud di Monte Linatro, a NW e a SW di Monte Rogedano ed a W di Case Trofigno); la loro correlazione permette di ricostruire delle depressioni vallive, anch'esse sospese rispetto al reticolo attuale, riconducibili a fasi di modellamento successive, realizzatesi nel corso del sollevamento e legate probabilmente a momenti in cui i processi morfogene-

tici areali predominavano su quelli lineari (Fig. 12). Ciò è spiegabile sia con oscillazioni del clima in senso arido sia con temporanee stasi del sollevamento tettonico.

Un ruolo morfogenetico molto importante è stato svolto dalle diverse fasi climatiche che si sono succedute nel corso del Quaternario più recente. In particolare le condizioni periglaciali che si sono instaurate a più riprese nel Pleistocene medio e superiore, hanno lasciato evidenti tracce sui versanti e sui fondovalle. Riferibili a morfogenesi periglaciale sono infatti le diverse generazioni di detriti stratificati (CASTIGLIONI *et al.*, 1979; COLTORTI *et al.*, 1979 e 1983; COLTORTI & DRAMIS, 1984) che ricoprono estesamente i versanti, obliterando talvolta le incisioni vallive precedenti.

Questi depositi sono in genere molto estesi e potenti; essi si rinvencono spesso in ampi valloni (come ad esempio lungo la dorsale M. Maggio-M. Nero), all'interno di nicchie di probabile origine nivale e alla base di scarpate di frana antiche, ricoprendone in parte gli accumuli, come avviene nelle località di Palazzo, Goglio, Sasso e a Sud di Serradica.

La messa in posto di questi detriti è da attribuire essenzialmente a processi di ruscellamento diffuso su versanti in parte o completamente privi di vegetazione, e di soliflusso, in conseguenza di minori variazioni climatiche in condizioni generali di clima freddo (Coltorti *et al.*, 1983; COLTORTI & DRAMIS, 1984 e 1988).

I depositi sono costituiti da scagliette calcaree, provenienti da formazioni particolarmente gelive, quali la scaglia rossa, la scaglia bianca e la maiolica. Da un punto di vista litologico essi si presentano generalmente omogenei, mentre tessituralmente variano a seconda dei litotipi di origine e delle percentuali di matrice.

I clasti - a spigoli vivi e con dimensioni massime di circa 5 cm - si presentano prevalentemente isorien-



Fig. 10 - Località C. Trofigno. Ampio vallone trasversale a direzione circa E-W scolpito sulla superficie sommitale e sospeso rispetto al sistema vallivo attuale.



Fig. 11 - Veduta del versante occidentale di M. Puro. Scolpita sulla paleosuperficie sommitale si osserva l'ampio vallone sospeso di Case Lentino.



Fig. 12 - Il versante occidentale di Monte Rogedano visto dalla zona di M. Maggio. Al di sotto della superficie sommitale sono osservabili alcuni lembi suborizzontali (linea tratto e punto) interpretabili come residui di terrazzi orografici.

tati, con l'asse maggiore parallelo alla stratificazione. In alcuni livelli essi sono a contatto tra loro e nei vuoti è assente o presente (totalmente o parzialmente; *open work - partially open-work*) la matrice; in altri i vuoti sono completamente riempiti di materiali più fini (*clast supported*). Altri livelli, infine, presentano clasti completamente immersi nella matrice senza contatti reciproci (*matrix supported*). La stratificazione è sempre evidente; i singoli strati presentano generalmente spessori dell'ordine di qualche centimetro e inclinazioni variabili tra i 15 e i 30 gradi. Nell'area esaminata è possibile distinguere due generazioni principali di detriti stratificati riconducibili ad altrettante fasi climatiche fredde (Fig. 13). Essi sono ubicati a quote differenti e si raccordano nelle aree più elevate con i lembi dei valloni che solcano la paleosuperficie e con i terrazzi orografici precedentemente descritti; in taluni casi (come ad esempio in località C. Lentino e C. Trofigno) questi detriti sono ricoperti da suoli antichi molto evoluti e rimaneggiati.

I depositi detritici più antichi (Pleistocene medio) si presentano generalmente cementati e con stratificazioni meno inclinate sia rispetto a quelli più recenti sia rispetto ai versanti dai quali risultano spesso nettamente troncati. Ancora in condizioni di ambiente periglaciale può essere ricondotta la genesi delle vallecicole secche a fondo concavo e riempite da detriti, che si rinvengono diffusamente nell'area in corrispondenza dei versanti calcarei.

Vallecicole a fondo concavo sono frequenti anche sui litotipi terrigeni terziari; esse contengono depositi colluviali prodotti da ruscellamento o da soliflusso, verosimilmente in condizioni di clima freddo, ma anche, talora, depositi dovuti a reptazione agricola.

All'alternarsi delle fasi climatiche del Pleistocene medio e superiore è legata, inoltre, l'evoluzione morfologica delle valli; nelle fasi fredde la forte produzione dei detriti sui versanti privi di vegetazione sovraccaricava le acque fluviali, favorendo i processi di sedimentazione e producendo alvei ampi spesso del tipo anastomizzato (*braided*). La reincisione di tali alluvioni dovuta alle successive fasi climatiche temperate e al protrarsi del sollevamento dell'area, ha prodotto tre principali ordini di terrazzi fluviali, che possono essere individuati fino a 100-150 metri sul fondovalle attuale (Fig. 14). I primi due ordini di terrazzamento sono riferibili al Pleistocene medio in base ad evidenze pedostratigrafiche e ai reperti litici presenti alla loro sommità (ALESSIO *et al.*, 1979), mentre il III ordine è riferibile, in base a datazioni radiometriche (DAMIANI & MORETTI, 1968; ALESSIO *et al.*, 1979) al Pleistocene superiore (Würm).

Una genesi differente è da attribuire al terrazzo più recente (IV ordine). I depositi ciottoloso-sabbiosi di questo terrazzo, posti fino ad alcuni metri sull'alveo attuale, si sono messi in posto in conseguenza dei massicci diboscamenti che in epoca storica l'uomo ha effettuato per approvvigionamento di legname, per pascolo o per fini agricoli (BIONDI & COLTORTI, 1982). L'incisione infine di tali depositi si è verificata spesso in tempi molto recenti (CONTI *et al.*, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987) in conseguenza della drastica diminuzione di apporti detritici dai versanti, coincidente con rimboschimenti e varie opere di bonifica.

Le alluvioni terrazzate del terzo ordine sono senza dubbio le più estese e continue e si sviluppano ad altezze comprese tra i 10 e i 20m sui fondovalle attua-

li. Questi depositi presentano una tessitura principalmente ghiaioso-sabbiosa; i ciottoli calcarei - da fini a medi - sono generalmente arrotondati anche se talora si notano clasti subangolosi e grossolani, soprattutto in prossimità dei rilievi. Le strutture sedimentarie mostrano in alcuni casi, come nel Fosso di Valleremita e lungo il Torrente Giano, barre di canale, longitudinali e trasversali, tipiche di corsi d'acqua anastomizzati.

Le superfici sommitali di deposizione sono subpianeggianti nei corsi d'acqua principali e via via più inclinate spostandosi verso le valli secondarie. Nel Fosso di Valleremita, al tetto dell'unità terrazzata del III ordine, è presente, a partire dalla località Le Ripe fino alla confluenza con il Torrente Giano, un deposito di travertino, potente circa 3-4 metri (Fig. 15). Questo deposito, di probabile età olocenica, come è supposto dalla presenza di resti di foglie di albero al suo interno, è riconducibile probabilmente all'azione di deposito chimico delle acque di una vicina sorgente che scaturisce al contatto tra i calcari della *Scaglia rosata* e le *Marne a Fucoidi*.

Le alluvioni terrazzate del secondo ordine sono molto meno sviluppate delle precedenti e si rinvengono in lembi molto ridotti, ubicati a circa 40-50m sul fondovalle attuale. Esse sono facilmente individuabili lungo il T. Giano, in località Le Salare, nel bacino dell'Esino, in località Case La Valle e Case Conca e sulla sinistra idrografica del fosso di Campodonico.

Di importanza non trascurabile sono infine nell'area i fenomeni gravitativi di diversa tipologia in funzione delle condizioni litostrutturali dei substrati rocciosi, delle caratteristiche dei materiali di copertura e dell'assetto morfologico locale dei versanti.

Sui fianchi rovesciati delle anticlinali, dove i terreni calcarei sovrastano i terreni marnosi, si sviluppano soprattutto grandi frane di tipo scorrimento rotazionale (VARNES, 1978). In superficie questi fenomeni danno luogo a particolari morfologie quali ripiani, contropendenze, scarpate e trincee (Fig. 16). Altri fenomeni gravitativi, impostati in corrispondenza delle *Marne a Fucoidi*, presentano, oltre alla componente rotazionale una componente traslazionale come nel caso della frana di Palazzo. Infine, un fenomeno di vero e proprio scorrimento traslazionale è quello osservabile a Sud di Monte Alto, dove la porzione calcarea delle *Marne a Fucoidi* è scivolata sulla sottostante porzione marnoso-argillosa.

Movimenti lenti di tipo plastico interessano spesso le coperture dei terreni marnoso-argillosi (*creep*) dando origine a caratteristiche ondulazioni sui versanti; come ad esempio sulla sinistra idrografica del Fosso di Serradica.

Fenomeni di crollo si osservano, infine, in corrispondenza di scarpate strutturali di notevole altezza, come si può osservare a Nord-Ovest di Belvedere.

Frane dovute a fenomeni gravitativi oggi inattivi, per lo più di notevoli dimensioni e profondità, sono piuttosto diffusi nell'area. Essi si osservano soprattutto sui fianchi orientali delle anticlinali, nelle valli profondamente incise e in corrispondenza di zone intensamente tettonizzate.

Alcune di queste antiche frane (come ad esempio quelle di Palazzo, di Sasso, di Geglio e a sud di Serradica) possono essere riferite al Pleistocene, come testimonia la presenza sugli accumuli di detriti stratificati di versante, attribuibili al Pleistocene medio o superiore. Queste paleofrane presentano in alcuni casi (Palazzo



Fig. 13a - Depositi stratificati di versante in località Camporegio con detriti antichi cementati (Pleistocene medio).



Fig. 13b - Detriti stratificati di versante in località Camporegio con detriti piú recenti (Pleistocene superiore) nei quali è ben riconoscibile la stratificazione.



Fig. 14 - Area di Molinaccio. Con le lettere a), b) e c) sono individuati i terrazzi rispettivamente del II, III e IV ordine.



Fig. 15 - Depositi travertinosi al tetto dell'unità terrazzata del III ordine, in località Le Ripe, a nord-ovest di Valleremita.

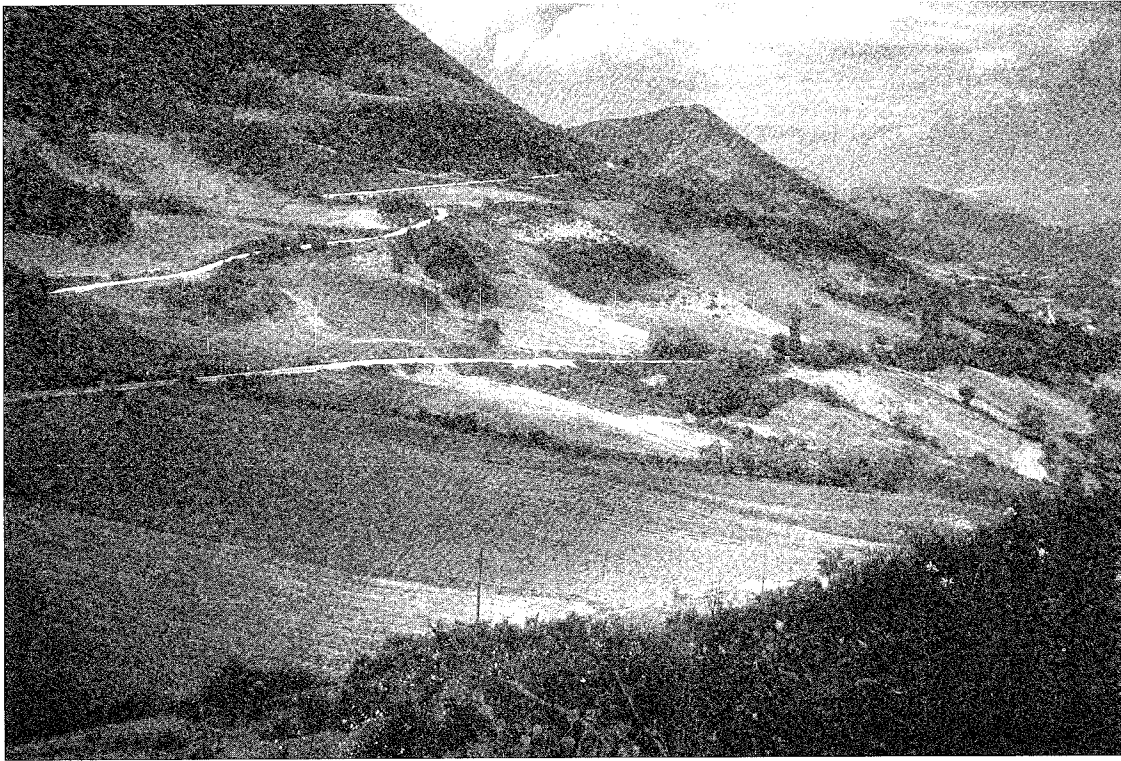


Fig. 16 - Area a sud di Serradica; sul versante sinistro del fosso omonimo si osservano scarpate, ripiani e contropendenze che caratterizzano un imponente accumulo di frana, parzialmente riattivato al piede.

e Geglio) segni di riattivazione testimoniati dalla rotazione verso monte delle coperture detritiche. Di notevole interesse è un antico accumulo di crollo (probabilmente rimobilizzato, a più riprese, da fenomeni di colamento) situato su una piccola dorsale a Nord-Ovest di Geglio (porzione sud-occidentale dell'area) e corrispondente, con ogni probabilità al residuo di un corpo di frana ben più vasto messosi in posto in condizioni morfologiche completamente diverse da quelle attuali. L'accumulo, costituito da materiali provenienti dalla *Scaglia rossa, variegata e cinerea*, si è verosimilmente depositato su di un esteso *glacis* di erosione, scolpito sulla *Scaglia cinerea*, che raccordava verso Est la dorsale calcarea con la zona collinare e che attualmente è profondamente inciso (Figg. 17 e 18). Gli accumuli di frana antichi sono in qualche caso ripresi da movimenti gravitativi recenti come avviene ad esempio tra Belvedere e Serradica (Fig. 16).

MODELLO EVOLUTIVO DELL'AREA

In base agli elementi geomorfologici descritti è possibile tracciare un quadro evolutivo dell'area in esame ricollegabile principalmente ai movimenti tettonici verticali, alla loro interazione con le varie fasi climatiche quaternarie e alle caratteristiche strutturali del substrato.

Dopo le prime emersioni dell'area, avvenute nel Messiniano, iniziarono i primi processi erosivi che portarono alla creazione di un paesaggio caratterizzato da dolci morfologie e degradante verso Est (*paleosuperficie*). I principali valloni che incidevano questa paleosuperficie ricalcavano le depressioni che avevano consentito, in ambiente sottomarino, il passaggio dei flussi

torbiditici da W verso E (CICCACCI *et al.*, 1985).

Durante il periodo di acme della tettonica compressiva (Pliocene inferiore-medio) molti corsi d'acqua (come ad esempio il T. Giano) hanno mantenuto - per maggiori capacità erosive e per il persistere dell'attività tettonica delle linee trasversali - il loro corso, attraversando per antecedente le strutture plicative in evoluzione. In questo periodo i dislivelli prodotti dalle deformazioni tettoniche erano compensati dall'intensa erosione areale favorita probabilmente da condizioni climatiche aride e dalla lentezza dei fenomeni tettonici stessi. Il paesaggio manteneva così un aspetto dolcemente ondulato per tutto il Pliocene. A partire dalla fine di questo periodo, l'area è stata interessata da una tettonica distensiva, associata ad un generale sollevamento dell'area appenninica. Questo sollevamento è stato dapprima di tipo isostatico - e quindi localizzato e piuttosto lento - e successivamente (fine del Pleistocene inferiore) è divenuto più rapido e generalizzato interessando l'intera Italia centrale (AMBROSETTI *et al.*, 1982).

Il sollevamento ha portato alla creazione per erosione selettiva di sensibili dislivelli tra le dorsali calcaree e le sinclinali terrigene, dove l'erosione agiva più rapidamente. Nella superficie sommitale alcuni valloni (C. Lentino, C. Trofigno, Piano di Pisello ecc..) vennero isolati e si instaurò un drenaggio lungo le strutture sinclinali, dove si producevano ampi valloni i cui resti, come già detto, si osservano tra i 600 e gli 800 metri di quota.

In corrispondenza del massimo sollevamento (fine Pleistocene inferiore) i processi di erosione lineare prevalsero nettamente su quelli areali con conseguente rapido approfondimento dei sistemi di drenaggio. Si crearono così valli strette dai versanti ripidi specialmente nei materiali calcarei.



Fig. 17 - Glacis di accumulo (in primo piano) situato a nord-est di Geglio e costituito da detriti di falda che regolarizzano l'antico corpo di frana poggiante sulla Scaglia cinerea.



Fig. 18 - Particolare della foto precedente (sbancamento sul glacis) mostrante il pezzame caotico del corpo di frana, costituito da Scaglia rosata, variegata, cinerea e paleosuolo (indicato dal martello).

Successivamente in seguito all'interazione fra sollevamento dell'area e oscillazioni climatiche quaternarie il modellamento del paesaggio, per erosione lineare, si accentua maggiormente durante le fasi interglaciali. In queste fasi infatti, grazie alla presenza di una fitta copertura vegetale che stabilizzava i versanti, le acque, poco cariche di detriti, possedevano un notevole potere erosivo. Durante le fasi fredde la notevole quantità di materiali detritici (gelifratti) provenienti dai versanti causava una notevole aggradazione nelle valli permettendo la formazione di estesi depositi alluvionali. Al cessare delle condizioni climatiche fredde questi depositi venivano fortemente incisi e terrazzati.

CARTA GEOMORFOLOGICA

La carta geomorfologica è stata realizzata alla scala 1:25.000 sulla base del rilevamento di campagna, uniformato e completato con l'esame delle fotografie aeree. Come supporto geologico per il rilevamento di campagna è stato utilizzato, con modifiche ed integrazioni, il Foglio 301 Fabriano, della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, dal quale sono state tratte anche le informazioni necessarie per l'elaborazione della base litologica. Tale base è stata ottenuta accorpando le formazioni affioranti sulla base delle affinità litologiche o delle analogie di comportamento nei confronti degli agenti morfogenetici.

La legenda geomorfologica è stata messa a punto tenendo conto degli esempi noti in letteratura (PANIZZA, 1972; DRAMIS *et al.*, 1979; AA.VV., 1982) e delle caratteristiche specifiche dell'area esaminata. Le forme, i depositi e i processi sono stati rappresentati mediante simboli e colori; il colore corrisponde al principale processo morfogenetico mentre, tonalità diverse dello stesso indicano lo stato di attività di forme e depositi. Laddove la genesi è imputabile a più processi concomitanti, il cui ruolo è di incerta definizione, le forme risultanti sono state classificate come poligeniche utilizzando un colore a parte.

L'origine mista di alcune forme e depositi è stata evidenziata mediante l'uso di più colori (come ad esempio nel caso di forme poligeniche con influenza strutturale). Informazioni sulla cronologia dei depositi alluvionali terrazzati vengono infine fornite utilizzando gradazioni cromatiche del colore di fondo.

Per quanto riguarda, infine, i movimenti gravitativi, essi sono stati classificati secondo lo schema proposto da VARNES (1978) e differenziati in attivi ed inattivi basandosi su osservazioni dirette o da notizie raccolte in loco.

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1982) - G.R. Geomorfologia - C.N.R. - *Geomorfologia del territorio di Febbio, tra il M. Cusna ed il Fiume Secchia (appennino emiliano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5.

AA.VV. (1986) - *La geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, numero speciale.

ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano)*. Datazioni con il C14: Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 203-205.

AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio. Contributi conclusivi per la realizzazione della carta neotettonica d'Italia*. Pubbl. n. 513 del P.F. Geodinamica, C.N.R., 219-223.

BALLELLI S., BIONDI E. & PEDROTTI F. (1976) - *La carta della vegetazione del foglio Fabriano, scala 1:50.000*. L.A.C. Firenze.

BANDINI (1931) - *Tipi pluviometriche dominanti nelle regioni italiane*. Min. Lav. Pubbl., Serv. Idrogr., Roma.

BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 42-60.

BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G. & MAGALDI D. (1984) - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone pistoiese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7(1), 3-9.

BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1977) - *Analisi sulla distribuzione planaltimetrica delle paleosuperfici nell'Appennino emiliano occidentale*. Ateneo Parmense, Acta Nat., 13(4), 645-656.

BIONDI E. (1982) - *Analisi e storia dell'ambiente*. In: "La città della carta. Ambiente, Società, Cultura e la Storia di Fabriano". Arti Grafiche Jesine, Jesi (AN).

BIONDI E. & COLTORTI M. (1982) - *The Esino flood plain during the Holocene*. Abstr. XI INQUA Congr., Moscow, 3.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) - *The Umbria-Marche Apennine: an example of thrust and wrenching tectonics in a model ensialic Neogenic-Quaternary deformation*. Boll. Soc. Geol. It., 102(4), 581-592.

CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 263-276.

CALAMITA F., COPPOLA L., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Le associazioni strutturali di Genga e M. Rotondo: un motivo ricorrente nella thrust-belt umbro-marchigiana settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 106(1), 141-151.

CARRARO F., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1979) - *Large-scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine ranges*. Proc. 15th Survey and Mapping, I.G.U. - UNESCO, Modena, 213-230.

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

CENTAMORE E., CHICCHINI M., CHICCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1979) - *Note illustrative del Foglio 301 "Fabriano" alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It.

CICCACCI S., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., FREDI P. & PAMBIANCHI G. (1985) - *Geomorphological and neotectonic evolution of the Umbria-Marche ridge, northern sector*. Studi Geologici Camerti, 10, 7-15.

COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) - *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennines*. Proc. 15th Survey and Mapping, I.G.U. - UNESCO, Modena, 205-212.

COLTORTI M., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1983) - *Stratified slope-waste deposits in the Esino river basin, Umbria-Marche Apennines, Central Italy*. Polarforschung, 53(2), 59-66.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1984) - *Sedimentological characteristics of stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implications*. Proc. 25th Int. Geogr. Congr., Paris.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope-waste deposits in the quaternary Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Z. Geomorph., in stampa.

- CONTI A., DI EUSEBIO L., DRAMIS F. & GENTILI B. (1983) - *Evoluzione geomorfologica recente e processi in atto nell'alveo del Tenna (Marche meridionale)*. Atti XXIII Congr. Geogr. It., Catania, 2(3), 53-56.
- COUTAGNE A. (1935) - *Le cycles annuels d'évolutions des différents facteurs météorologiques du climat*. La météorologie, 120, Paris.
- DAMIANI A.V. & MORETTI A. (1968) - *Segnalazione di un episodio lacustre wurmiano nell'alta valle del Chienti (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 171-181.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des abruzzes adriatiques*. C.N.R.S. Paris.
- DESPLANQUES H. (1969) - *Campagnes ombriennes*. C.N.R.S., Paris.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1979) - *La carta geomorfologica del medio bacino del Tenna (Marche centro-meridionali)*. Geol. Appl. Idrogeol., 14(2), 197-204.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., in stampa.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI CAMERINO (1984) - *Relazione su una ricerca idrogeologica nel territorio della Comunità Montana Alta Valle dell'Esino*. Comunità Montana "Alta Valle dell'Esino", Fabriano.
- EREDIA (1942) - *Distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel decennio 1926-1935*. Min. Lav. Pubbl. Serv. Idrog., Roma, pubbl. 21, 128 pp.
- MARCHETTI G., PEROTTI C. & VERCESI P.L. (1979) - *Possible significance of the paleosurface with reference to the geomorphological Plio-Quaternary evolution of the Piacenza Apennines*. Proc. 15th Meet. Survey and Mapping, I.G.U. - UNESCO, Modena, 151-164.
- MENNELLA (1967) - *Il clima d'Italia*. Frat. Conte Ed. S.p.A., I, 718 pp., Napoli.
- MENNELLA (1972) - *Il clima d'Italia*. Frat. Conte Ed. S.p.A., II, 802 pp., Napoli.
- NESCI O., MORETTI E. & LALLI R.P. (1983) - *Ricerche preliminari sulle paleosuperfici sommitali delle Marche settentrionali*. CNR - P.F. Geodinamica: "Contributi Conclusivi per la Realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia", 4, 67-72.
- PANIZZA M. (1972) - *Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 207-237.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1979) - *Carta Geologica d'Italia*. Foglio 301 "Fabriano", scala 1:50.000.
- TONINI (1959) - *Elementi di Idrografia e Idrologia*. Libr. Univ. Venezia, I, 603 pp.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope Movements Types and Processes*. In: Landslides Analysis and Control. Transportation Research Board, National Academy of sciences, Special report 176, Chapter 2.

Manoscritto ricevuto nel novembre 1989.

