

FRANCESCO DRAMIS, BERNARDINO GENTILI & GILBERTO PAMBIANCHI (\*)

## INTERPRETAZIONE GEOMORFOLOGICA DI ALCUNI CONTATTI ANOMALI NELLA SERIE UMBRO-MARCHIGIANA: INDIVIDUAZIONE DI UN FENOMENO FRANOSO PLEISTOCENICO SUL VERSANTE OCCIDENTALE DELLA DORSALE MARCHIGIANA (\*\*)

**Abstract:** DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G., *Geomorphological interpretation of some anomalous contacts in the Umbria-Marche stratigraphic sequence: a Pleistocene landslide on the Western slope of the Marche ridge* (IT ISSN 0084-8948, 1988).

Some stratigraphic anomalies noted in a limited area of the upper basin of the Chienti River (Central Marche) are interpreted on a geomorphological basis.

The overlayers of arenaceous-conglomeratic terrains (Middle Tortonian-Messinian) and of the marly limestones of Bisciaro (Aquitainian-Burdigalian *p.p.*) to the oligocenic marls of the Scaglia cinerea are interpreted as the result of traslational sliding, which happened in the Lower-Middle Pleistocene, of gigantic blocks, which were formed by fragmentation of masses positioned several hundreds of metres to the east, on a surface slightly dipping south-west.

In the genesis and evolution of the phenomenon, the role played by lithostratigraphic, structural and tectonic features of the bedrock and particularly the overlying on plastic levels of rigid masses affected by numerous joints and attitude of the strata, seems evident. At the same time also the Quaternary uplifting had an important role.

These last movements, with consequent deepening of the hydrographic network, created, in fact, morphological conditions favourable to the triggering of these large-scale phenomena.

**KEY WORDS:** Geomorphology, Traslational slide, Erosional surfaces, Pleistocene, Marche (Italy).

**Riassunto:** DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G., *Interpretazione geomorfologica di alcuni contatti anomali nella serie Umbro-Marchigiana: individuazione di un fenomeno franoso pleistocenico sul versante occidentale della dorsale marchigiana* (IT ISSN 0084-8948, 1988).

Nel presente lavoro vengono interpretate su base geomorfologica alcune anomalie stratigrafiche rilevate in una ristretta zona dell'alto bacino del fiume Chienti (Marche centrali). Le sovrapposizioni dei terreni arenaceo-conglomeratici (Tortoniano medio-Messiniano) e dei calcari marnosi del Bisciaro (Aquitainiano-Burdigaliano *p.p.*) alla marne oligoceniche della Scaglia cinerea, vengono interpretate come il risultato dello scorrimento traslazionale, avvenuto nel Pleistocene inferiore-medio, di giganteschi blocchi, derivanti dalla frammentazione di masse litoidi poste alcune centinaia di metri più ad oriente, su di una superficie debolmente inclinata verso sud-ovest.

Nella genesi ed evoluzione del fenomeno appare evidente il ruolo svolto dalle caratteristiche litostratigrafiche, strutturali e tettoniche del

substrato (sovrapposizione ai livelli plastici di masse rigide interessate da numerosi sistemi di fratture e giacitura degli strati) e dai movimenti verticali quaternari. Questi ultimi, con il conseguente approfondimento della rete idrografica, hanno infatti creato le condizioni morfologiche favorevoli all'innescio di tali grandiosi fenomeni franosi.

**TERMINI CHIAVE:** Geomorfologia, Paleosuperficie, Scorrimento traslazionale, Pleistocene, Marche.

### PREMESSA

Nel corso dei rilevamenti eseguiti per la realizzazione del Foglio n. 313 (Camerino) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, venivano osservate, in una ristretta zona della sinclinale di Camerino (località Vico, comune di Fiordimonte, provincia di Macerata), alcune vistose anomalie nella successione litostratigrafica. Si constatava,

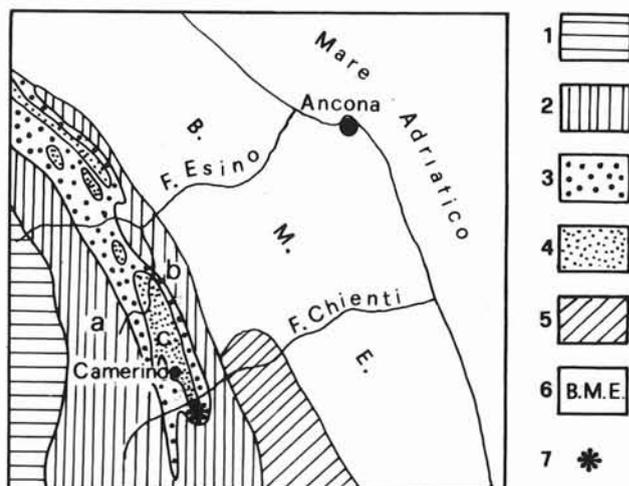


FIG. 1 - Distribuzione delle principali unità strutturali dell'Appennino umbro-marchigiano (da CENTAMORE & alii, 1978): 1 - bacino umbro; 2 - dorsali umbro-marchigiana (a) e marchigiana (b); 3 - bacino marchigiano interno; 4 - bacini minori torbiditici intrappenninici; c - bacino di Camerino; 5 - bacino torbiditico della Laga; 6 - bacino marchigiano esterno; 7 - area in esame.

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

(\*\*) Lavoro eseguito con il contributo del M.P.I. (Fondi 60%).

Si ringraziano A. Micarelli e M. Potetti per le analisi biostratigrafiche.

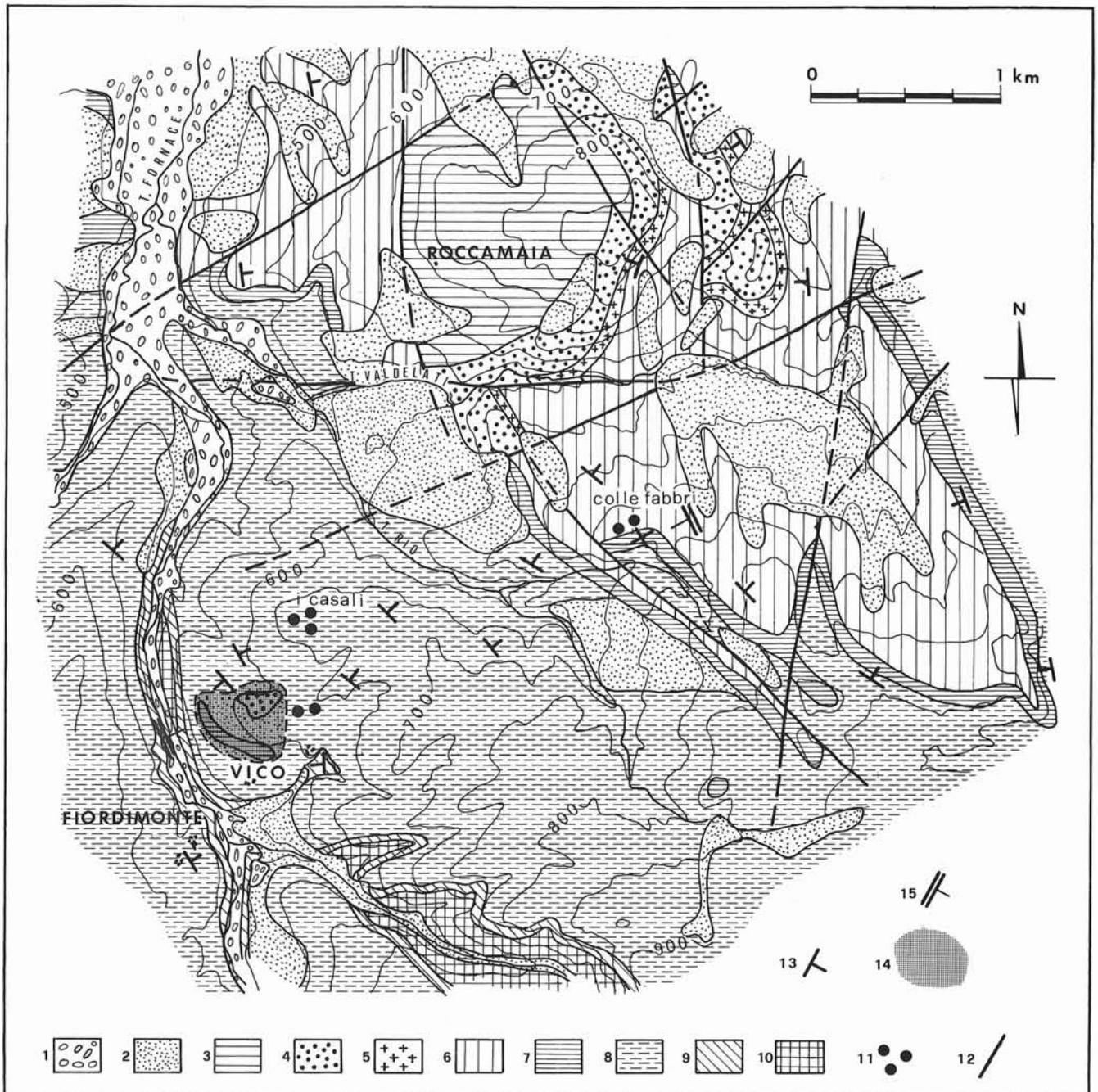


FIG. 2 - Schema geologico: 1 - depositi alluvionali attuali, recenti e terrazzati; 2 - depositi eluvio-colluviali e accumuli di frana; 3 - alternanze di associazioni pelitico-arenacee, arenaceo-pelitiche e arenacee; 4 - associazione arenaceo-conglomeratica; 5 - associazione pelitico-arenacea; 6 - Schlier; 7 - Bisciario; 8 - Scaglia cinerea; 9 - Scaglia variegata; 10 - Scaglia rosata; 11 - massi e ciottoli dell'associazione arenaceo-conglomeratica; 12 - faglia; 13 - giacitura degli strati; 14 - area in esame; 15 - traccia di sezione.

infatti, la sovrapposizione di terreni arenaceo-conglomeratici del Tortoniano medio-Messiniano a marne dell'Oligocene (Scaglia cinerea). Inoltre, poco più ad ovest, la parte sommitale del Bisciario mostra di appoggiarsi direttamente alla porzione medio-bassa della Scaglia cinerea (Aquitano-Burdigaliano *p.p.*).

La riconosciuta assenza di lacune stratigrafiche nella successione sedimentaria del bacino di Camerino, come

di altri bacini minori intrappenninici e dell'avanfossa adriatica (CALAMITA & *alii*, 1979 a e b; CENTAMORE & *alii*, 1979; CANTALAMESSA & *alii*, 1980 e 1981), permette di interpretare le sovrapposizioni suddette come il risultato di movimenti gravitativi, di tipo traslazionale, avvenuti su di una antica superficie, modellata essenzialmente nella Scaglia cinerea e debolmente inclinata ( $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ) verso sud-ovest.

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA E CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

Il «bacino torbiditico di Camerino» nella cui porzione meridionale è situata l'area in esame, fa parte di una più ampia struttura sinclinalica («bacino marchigiano interno») delimitata ad Est e ad Ovest, rispettivamente, dalle dorsali calcaree mesozoiche «marchigiana» e «umbro-marchigiana» (CENTAMORE & *alii*, 1972; CALAMITA & *alii*, 1979a e b).

L'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino ha avuto inizio nell'Aquitano: durante la deposizione delle emipelagiti calcareo-marnose del Bisciario si produceva un graduale fenomeno di subsidenza, testimoniato dalle caratteristiche microfaunistiche dei sedimenti e dai loro spessori che raggiungono i massimi valori verso sud. Il fenomeno si accentuava nel Tortonian inferiore con la deposizione delle emipelagiti pelitiche dello Schlier, al cui interno, soprattutto nella parte meridionale del bacino, si osservano materiali calcarenitici provenienti, con ogni probabilità, da altifondi pelagici (CALAMITA & *alii*, 1979a).

A partire dal Tortonian medio, il bacino veniva progressivamente colmato dalla deposizione di sedimenti torbiditici, che terminava alla fine del Messiniano per l'emersione dell'area. Le associazioni torbiditiche presenti sono state interpretate come corpi sedimentari di conoide sottomarina e, nella fattispecie, secondo un apparato particolare conosciuto come conoide affogata (RICCI LUCCHI, 1975), cioè altamente confinata, data la forma stretta ed allungata del bacino.

Il perdurare della tettonica compressiva, il cui acme si è avuto nel Pliocene inferiore-medio (CALAMITA & *alii*, 1986), produceva nei materiali deformazioni di entità diverse che, nell'area in esame, corrispondono a blande pieghe con vergenza orientale (fig. 3).

Durante il Pliocene superiore-Quaternario, l'assetto strutturale veniva ulteriormente complicato dalla tettonica distensiva (AMBROSETTI & *alii*, 1981 e 1982; CALA-

MITA & *alii*, 1982) che ha prodotto, in quest'area, faglie dirette con rigetti verticali anche ragguardevoli (80-100 m). Ad essa si è associato un fenomeno di sollevamento generalizzato, particolarmente veloce a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (AMBROSETTI & *alii*, 1982), che ha prodotto nelle aree appenniniche, come quella in parola, un aumento dell'energia del rilievo. In relazione alle suddette fasi tettoniche sono da porre i sistemi di frattura appenninici ed antiappenninici che interessano soprattutto i materiali più compatti (Bisciario e «associazione arenaceo-conglomeratica»).

Le formazioni riportate in figura 2 sono rappresentate dalla porzione superiore dei calcari pelagici della Scaglia rosata (Turoniano-Luteziano *p.p.*), dalle pelagiti calcaree della Scaglia variegata (Priaboniano) e dalle emipelagiti marnose della Scaglia cinerea (Oligocene). Lo spessore normale di quest'ultima varia dai 150 ai 200 m, mentre la Scaglia variegata presenta ovunque uno spessore di 30-40 metri.

In continuità stratigrafica seguono le formazioni del Bisciario e dello Schlier: le prime presentano uno spessore complessivo di 80-100 m mentre le seconde mostrano spessori intorno ai 150-200 metri. Le formazioni del Bisciario e dello Schlier raggiungono nell'area in esame, in accordo con quanto precedentemente detto sulla maggiore profondità della porzione meridionale del bacino, le potenze più elevate.

Al di sopra dello Schlier i depositi torbiditici sono rappresentati da circa 40 m di materiali dell'associazione pelitico-arenacea. Ad essi succedono, in discordanza, circa 150 m di arenarie e conglomerati («associazione arenaceo-conglomeratica») la cui porzione medio-bassa è caratterizzata da abbondanti facies clastiche grossolane. Segue infine una sequenza ritmica di associazioni pelitico-arenacee, arenaceo-pelitiche ed arenacee, il cui spessore complessivo è di circa 300 metri.

L'area posta a nord dell'abitato di Vico presenta una tipica morfologia a gradinata costituita dall'alternanza di ripide scarpate formate da terreni calcarei, calcareo-marnosi

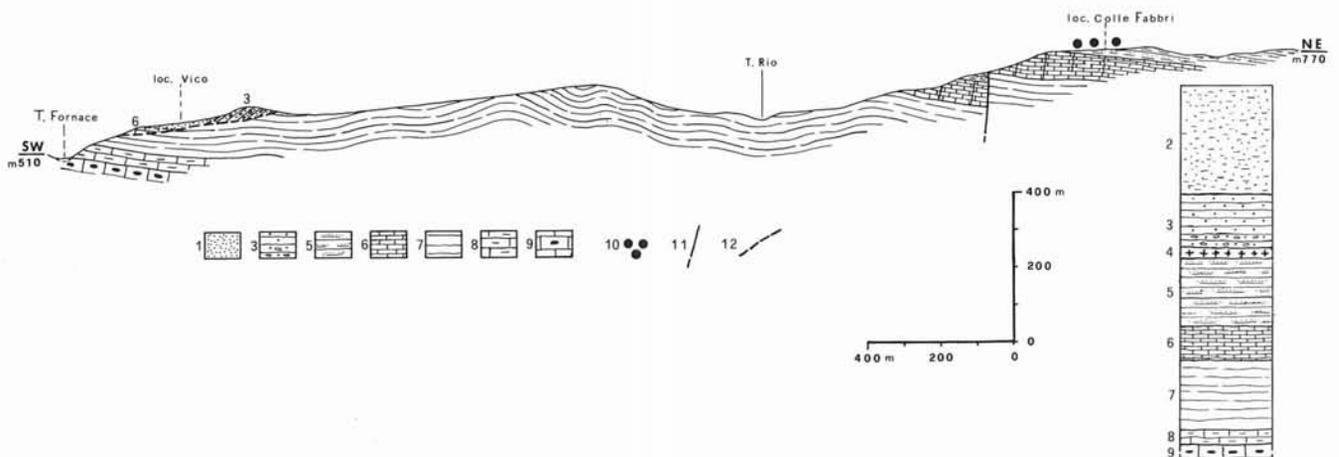


FIG. 3 - Profilo geologico e colonna stratigrafica: 1 - depositi colluviali; 2 - alternanze di associazioni pelitico-arenacee, arenaceo-pelitiche e arenacee; 3 - associazione arenaceo-conglomeratica; 4 - associazione pelitico-arenacea; 5 - Schlier; 6 - Bisciario; 7 - Scaglia cinerea; 8 - Scaglia variegata; 9 - Scaglia rosata; 10 - massi e ciottoli dell'associazione arenaceo-conglomeratica; 11 - faglia; 12 - superficie di erosione correlabile alla base del terrazzo alluvionale di 1° ordine.

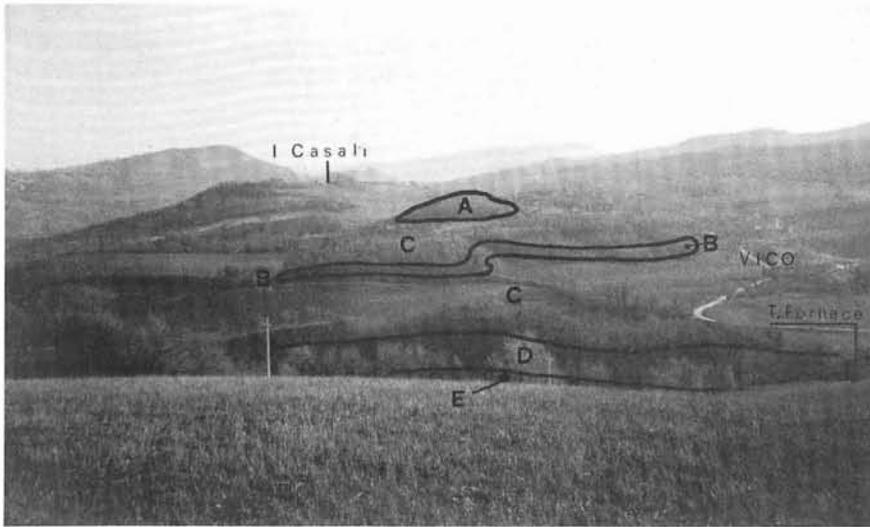


FIG. 4 - Aspetto morfologico dell'area. Scar-  
pate e ripiani, i cui affioramenti sono rappre-  
sentati da: A - associazione arenaceo-conglo-  
meratica; B - Bisciario; C - Scaglia cinerea;  
D - Scaglia variegata; E - Scaglia rosata.

e arenaceo-conglomeratici e superfici debolmente inclinate in corrispondenza delle quali affiorano terreni più francamente marnosi (fig. 4). La successione stratigrafica del sito in esame si differenzia da quella tipica per la presenza di rapporti anomali tra alcune unità litostratigrafiche e per i modesti spessori delle stesse. Pur non essendo visibili i contatti tra le diverse unità litostratigrafiche si riconoscono spessori sensibilmente ridotti sia per la formazione della Scaglia cinerea che per quella del Bisciario: infatti la prima mostra una potenza complessiva non superiore ai 50 m invece dei 150-200 m che la caratterizzano normalmente, mentre la seconda risulta spessa solo 20 m rispetto ai normali 80-100 metri.

Le analisi biostratigrafiche eseguite su alcuni campioni delle due formazioni hanno dimostrato trattarsi della

porzione superiore del Bisciario e di quella inferiore della Scaglia cinerea. Risultano quindi mancanti circa 60 m della porzione medio-bassa nel Bisciario e non meno di 100 m della parte alta nella Scaglia cinerea.

Sempre nella stessa località si assiste ad una più vistosa anomalia stratigrafica: una placca arenaceo-conglomeratica, dell'estensione di circa 20.000 m<sup>2</sup> e di 20-30 m di spessore, poggia direttamente sulla Scaglia cinerea (figg. 2-3-4-5). Una netta discordanza angolare ne caratterizza la sovrapposizione che avviene tra la parte alta della Scaglia cinerea, come risulta dalle analisi biostratigrafiche, e la porzione medio-bassa dell'«associazione arenaceo-conglomeratica», testimoniata dall'abbondante presenza di facies clastiche grossolane. Mancano quindi, nella successione stratigrafica di tale sito, i circa 300 m di sedimenti



FIG. 5 - Particolare della placca arenaceo-  
conglomeratica.

FIG. 6 - Massi e ciottoli dell'associazione arenaceo-conglomeratica giacenti sulla Scaglia cinerea in località I Casali.



rappresentati da Bisciario, Schlier ed «associazione pelitico-arenacea», che di norma sono interposti tra Scaglia cinerea e «associazione arenaceo-conglomeratica». Va segnalata infine la presenza, nelle località I Casali e Colle Fab-

bri, di numerosi massi e ciottoli appartenenti all'«associazione arenaceo-conglomeratica» e giacenti direttamente sulla Scaglia cinerea, nel primo caso (fig. 6), e sulla porzione basale dello Schlier, nel secondo caso.

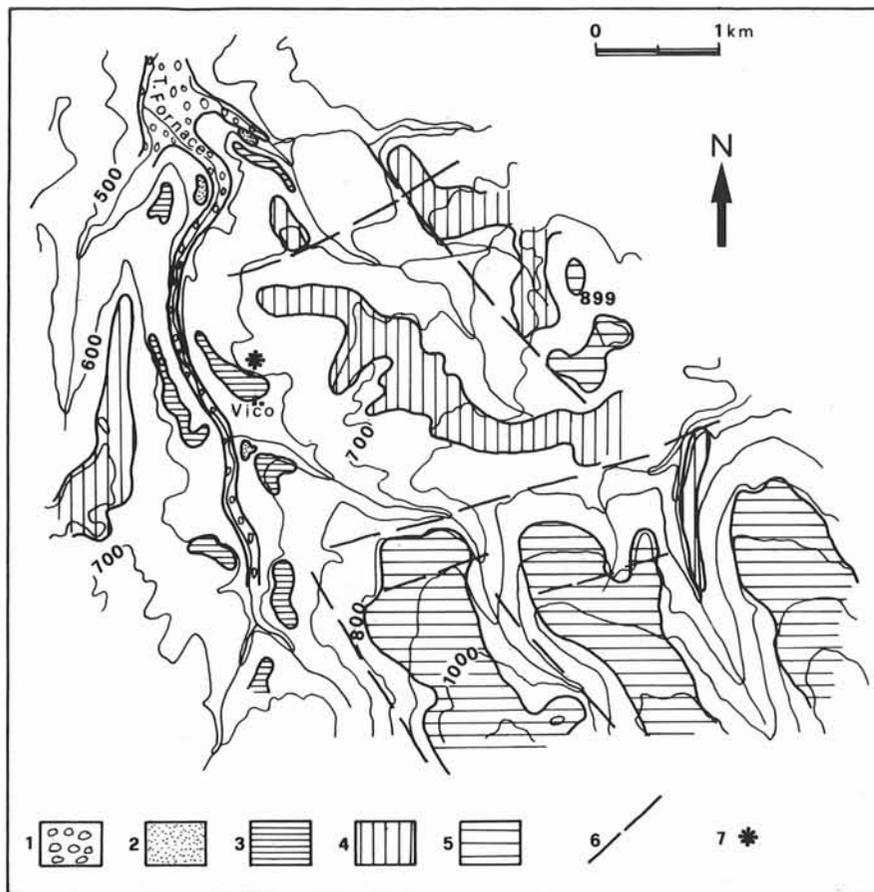


FIG. 7 - Paleosuperfici e alluvioni terrazzate del medio bacino del T. Fornace: 1 - depositi alluvionali del 3° ordine (Pleistocene superiore); 2 - depositi alluvionali del 2° ordine (Pleistocene medio); 3 - superficie di erosione fluviale correlabile alla base del 1° ordine di terrazzamento (Pleistocene medio); 4 - paleosuperficie intermedia; 5 - paleosuperficie sommitale; 6 - faglia; 7 - area in esame.



FIG. 8 - Panoramica dell'area (vista da Roccamai) mostrante la sequenza delle paleosuperfici (A - sommitale e B - intermedia) e della superficie di erosione fluviale (C) correlabile alla base del terrazzo di 1° ordine. Colle Fabbri e I Casali località nelle quali si rinvenivano massi e ciottoli dell'associazione arenaceo-conglomeratica.

## INTERPRETAZIONE GEOMORFOLOGICA

Il paesaggio locale agli inizi del Pleistocene era rappresentato, con ogni probabilità, da una superficie a debole energia di rilievo i cui resti, profondamente rimodellati, sono attualmente conservati nei lembi della paleosuperficie sommitale che degrada verso Nord-Ovest. Blande ondulazioni, corrispondenti per lo più a strutture sinclinali ed anticlinali, di direzione appenninica articolavano la superficie in direzione NE-SW. Con il proseguire del sollevamento si accentuavano i dislivelli, soprattutto per erosione selettiva, tra i terreni più erodibili delle sinclinali e quelli più resistenti delle strutture anticlinali. Si delineava così una seconda superficie di erosione (paleosuperficie intermedia), incassata nella precedente, e caratterizzata da valloni ampi e relativamente profondi degradanti sempre verso nord-ovest (fig. 7). Nell'area da noi esaminata, quest'ultima paleosuperficie modellata nella Scaglia cinerea (e subordinatamente nel Bisciario e nello Schlier) era rappresentata da un versante (destro) debolmente inclinato verso sud-ovest, ai piedi del quale si andava individuando l'ampia valle del T. Fornace (fig. 8). Con il proseguire dell'approfondimento del corso d'acqua, nella

paleosuperficie intermedia di delineava un'ampia depressione valliva, il cui fondo dovrebbe corrispondere alla base di un terrazzo (fig. 8) riferito genericamente al Pleistocene medio da ALESSIO & alii (1979).

Per effetto del rapido sollevamento tettonico verificatosi a partire dalla fine del Pleistocene inferiore e del conseguente approfondimento del Torrente Fornace, oltre che per l'attività di faglie dirette che producevano sollevamenti relativi (maggiori nella sua porzione orientale, figg. 2-3), si produceva un incremento del gradiente topografico, in direzione circa NE-SW, cui si associavano generali situazioni di squilibrio geomorfologico. Tali condizioni erano favorevoli all'attivazione di movimenti gravitativi di grandi dimensioni innescati, probabilmente, da forti terremoti che hanno interessato l'area in passato.

In base a quanto detto, le anomalie stratigrafiche rilevate possono essere interpretate come il risultato della successione di più fenomeni di scorrimento, verificatisi sulla paleosuperficie intermedia prima dell'individuazione della valle del T. Rio (fig. 3), di giganteschi blocchi provenienti dai termini litoidi (Bisciario e «associazione arenaceo-conglomeratica») posti alcune centinaia di metri più ad Est. Questi fenomeni franosi sviluppatasi in un paesaggio di-

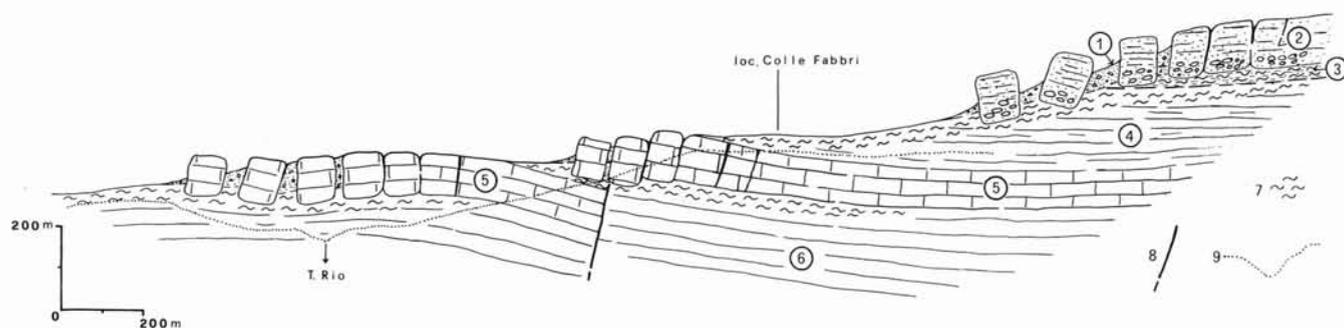


FIG. 9 - Tentativo di ricostruzione delle condizioni geomorfologiche dell'area nella fase iniziale del fenomeno franoso e ipotesi del meccanismo di scorrimento: 1 - detriti; 2 - associazione arenaceo-conglomeratica; 3 - associazione pelitico-arenacea; 4 - Schlier; 5 - Bisciario; 6 - Scaglia cinerea; 7 - deformazione e/o alterazione dei terreni marnoso-argillosi; 8 - faglia; 9 - profilo topografico attuale.

verso dall'attuale non presentano specifiche evidenze morfologiche. L'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica aveva infatti generato un versante che presentava tutte le condizioni favorevoli all'innescio di fenomeni di espansione laterale, quali:

- la sovrapposizione di masse rigide su livelli plastici, rappresentati rispettivamente da Bisciario su Scaglia cinerea e dall'«associazione arenaceo-conglomeratica» e Schlier;
- la presenza di masse rigide di spessore sufficiente a trasferire al sottostante livello plastico gli sforzi necessari alla sua deformazione ed a formare blocchi, la cui genesi veniva favorita dalla presenza di numerosi sistemi di frattura;
- la possibilità, per i livelli plastici, di dar luogo a deformazioni ed a fenomeni di espansione laterale (KAMENOV & alii, 1977; COPPOLA & alii, 1978; VARNES, 1978).

Le differenti caratteristiche dei terreni a contatto favorivano lo scorrimento di blocchi di Bisciario e dell'«associazione arenaceo-conglomeratica» sulla porzione deformata e alterata delle facies prevalentemente marnoso-argillose rappresentate dalla porzione superiore della Scaglia cinerea, nel primo caso, dal tetto dello Schlier e dai livelli pelitico-arenacei, nel secondo caso (fig. 9). Questi ultimi livelli risultano mancanti dalla base dei blocchi in parola in quanto elisi durante il movimento degli stessi.

Le zone di origine dei blocchi di Bisciario e dell'«associazione arenaceo-conglomeratica» dovevano essere poste rispettivamente nel settore centro-orientale ed orientale dell'area, vista l'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino da cui risulta come i sedimenti torbiditici siano stati fortemente confinati all'interno della struttura sinclinale, mentre la sedimentazione delle emipelagiti calcaree del Bisciario era molto più regolare ed estesa (figg. 3-9). La presenza dei numerosi clasti, rinvenuti in località Colle Fabri e I Casali, conferma l'ipotesi di uno scorrimento traslazionale di giganteschi blocchi arenaceo-conglomeratici, da ENE verso WSW, di cui gli stessi rappresentano dei frammenti residui. La definitiva messa in posto delle due placche dovrebbe essere avvenuta successivamente all'individuazione nella paleosuperficie intermedia della depressione valliva del T. Fornace, corrispondente al letto delle alluvioni di 1° ordine (figg. 3-7-8).

#### BIBLIOGRAFIA

ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowürmiani*

- nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano). Datazione al <sup>14</sup>C.* 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 e il Pleistocene medio.* Prog. Fin. Geodinamica, C.N.R., Pubbl. 356, 219-223.
- AMBROSETTI P., CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1981) - *Schema di evoluzione neotettonica dell'area umbro-marchigiana tra il Tronto ed il Metauro.* Rend. Soc. Geol. It., 4, 471-475.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979a) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 7) Il bacino di Camerino.* St. Geol. Camerti, 5, 67-82.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M. & ROMANO A. (1979b) - *Ricerche stratigrafiche sui sedimenti miocenici del bacino di Camerino (Marche centro-meridionali).* St. Geol. Camerti, 5, 83-110.
- CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & MICARELLI A. (1986) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area umbro-marchigiana dal Trias al Pleistocene.* St. Geol. Camerti, volume speciale «La Geologia delle Marche», 89-90.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., MICARELLI A., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 7) Il bacino della Laga tra il F. Potenza ed il F. Fiastrone - T. Fiastrone.* St. Geol. Camerti, 7, 17-59.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., LEONELLI M., MICARELLI A., PESARESI A., POTETTI M., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone - T. Fiastrone ed il T. Fluvione.* St. Geol. Camerti, 6, 81-115.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso.* Mem. Soc. Geol. It., 18, 135-170.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI 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., 93 pp.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) - *Modello strutturale umbro-marchigiano, correlazioni con le regioni adiacenti.* Boll. Serv. Geol. d'It., 93, 155-188.
- COPPOLA L., DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1978) - *Paleofrane nelle formazioni mesozoiche dell'Appennino umbro-marchigiano.* Mem. Soc. Geol. It., 19, 99-109.
- KAMENOV B., ILIEV I. & AVRAMOVA-TACHEVA E. (1977) - *Conditions for the origin. mechanism and dynamics of block landslides in Bulgaria.* Bull. I.A.E.G., 16, 98-101.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines.* Ristampa da: «Geology of Italy», P.E.S.L., Tripoli.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movement types and processes.* In: R. L. SCHUSTER & R. J. KRIZEK (eds.) «Landslides - Analysis and control», Transp. Research Board, Nat. Acad. Sc., Washington.