

DORIANO CASTALDINI (*), FRANCESCO CAREDIO (**) & ALBERTO PUCCINELLI (***)

GEOMORFOLOGIA DELLE VALLI DEL RIO DELLE POZZE E DEL TORRENTE MOTTE (ABETONE, APPENNINO TOSCO-EMILIANO)

ABSTRACT: CASTALDINI D., CAREDIO F. & PUCCINELLI A., *Geomorphology of the Rio delle Pozze and Torrente Motte valleys (Abetone, Tuscan-Emilian Apennines)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

An accurate knowledge of present and past geomorphological processes in an area of the Tuscan-Emilian Apennines near Abetone was achieved in this study, also by elaborating a geomorphological map at a 1:10,000 scale. In this territory, prevalently characterised by arenaceous rock types and, secondarily, by argillaceous and silty ones, the landforms listed below were recognised.

– Structural landforms: the most evident are located near the Apennines watershed, where the slope face corresponds to the stratum surface of the Macigno Sandstones and where there are structural scarps more than 30 m high.

– Glacial landforms and deposits: they include cirques, overdeepened hollows, roches moutonnées and moraine ridges.

– Cryogenic and nivation landforms and deposits: among these, block fields, nivation hollows, avalanche tracks and cones, protalus ramparts, block streams and gelifluction deposits should be mentioned.

– Gravity-induced slope landforms and processes: besides the presence of particularly developed scree slopes, various types of mass movements have been recognised, such as earthflows, falls and topples, translational slides, rotational and roto-translational slides, as well as deep-seated gravitational slope deformations (Dgsd), the latter characterised by a dominant structural control (NW-SE and SW-NE oriented faults).

– Landforms, processes and deposits due to running waters: slopes affected by rill wash, colluvial and alluvial fans, related to concentrated running waters, are present together with swampy deposits filling small structural depressions; moreover, two orders of alluvial terraces, badland forms, debris flows and small waterfalls have been surveyed. Since the hydrographic network is in a deepening stage, present alluvial deposits are found only upstream of the numerous weirs that dam the courses of the Pozze and Motte torrents.

– Anthropogenic landforms and deposits: among Man's activities which modify the landscape, the construction of large parking areas and ski tracks should be mentioned; these kinds of activities have produced slope cuts and filling of some small swampy areas.

The data acquired allowed geomorphological events to be reconstructed starting from late Upper Pleistocene. In particular, in this sector of the Northern Apennines glacial traces ascribable only to the glaciation known in the Alps as Würm III were found. An attempt to reconstruct a relative chronology of the stadial phases was also carried out, thus identifying forms related to Apennines Stage I, which was characterised by two distinct stages with snow limits respectively of 1,611 and 1,663 m a.s.l., and Apennines Stage II, also characterised by two phases with a snow limit ranging between 1,770 and 1,836 m. Apennines Stage III did not leave any trace since, according to the previous authors, its permanent snow limit would be found at heights superior to those of the Apennine peaks of this area.

In general, the action of the various morphogenetic agents in the evolutive history of these valleys was strictly conditioned by the structural characteristics of the area.

KEY WORDS: Geomorphology, Abetone, Tuscan-Emilian Apennines.

RIASSUNTO: CASTALDINI D., CAREDIO F. & PUCCINELLI A., *Geomorfologia delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte (Abetone, Appennino Tosco-Emiliano)*. (IT ISSN 0391-9838, 1998).

Il presente studio ha permesso, anche attraverso l'elaborazione di una carta geomorfologica a scala 1:10.000, un'accurata conoscenza dei fenomeni geomorfologici attuali e non in un'area dell'Appennino Tosco-Emiliano nei pressi dell'Abetone. In particolare, in questo settore, dove affiorano prevalentemente litologie arenacee e secondariamente litologie argilliche e siltitiche, sono state riconosciute le forme di seguito elencate.

– Forme strutturali: le più evidenti si trovano in prossimità del crinale, dove il pendio corrisponde alla superficie di strato delle arenarie del Macigno e dove risaltano imponenti scarpate.

– Forme e depositi glaciali: essi comprendono circhi, conche di sovrascavazione, rocce montonate e cordoni morenici.

– Forme e depositi crionivali: tra questi si ricordano campi di pietre, nicchie di nivazione, canali e coni di valanga, nivomorene, colate di blocchi e depositi di geliflusso.

– Forme e depositi gravitativi di versante: oltre a falde detritiche particolarmente sviluppate, sono stati rilevati fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (Dgpv), caratterizzate da un predominante controllo strutturale (faglie orientate NW-SE e SW-NE), e fenomeni franosi di varia tipologia (colate, crolli e ribaltamenti, scorrimenti planari, scorrimenti rotazionali e roto-traslativi);

– Forme e depositi per acque correnti superficiali: assieme al ruscellamento diffuso e concentrato, che ha dato luogo a coni colluviali e di deiezione, sono diffusi depositi palustri, che vanno a riempire piccole depressioni d'influenza strutturale; sono stati rilevati inoltre due ordini di terrazzi alluvionali, forme calanchive, *debris flows* e piccole cascate; essendo il reticolo idrografico in fase di approfondimento, non sono presenti allu-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Modena.

(**) Cnr, Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Pisa.

(***) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Pisa.

Lavoro eseguito con fondi Murst 60% (resp. prof. D. Castaldini presso l'Università di Pisa e Prof. A. Puccinelli), con fondi GNDCI (resp. prof. R. Nardi) e con il patrocinio dell'Amministrazione Comunale di Abetone (PT).

vioni attuali, se non a monte delle numerose briglie, che sbarrano i corsi del Rio delle Pozze e del Torrente Motte.

– Forme e depositi antropici: rientrano nell'attività antropica di modificazione del paesaggio la costruzione di ampie aree di parcheggio e delle piste da sci; una tale attività ha comportato tagli di versante e colmamento di alcuni piccoli bacini palustri.

I dati acquisiti hanno consentito la ricostruzione degli eventi geomorfologici a partire dal tardo Pleistocene superiore. In particolare in questo settore dell'Appennino Settentrionale sono state trovate soltanto tracce glaciali appartenenti alla glaciazione conosciuta nelle Alpi come Würm III. In quest'ambito è stata tentata una cronologia relativa delle fasi stadiali, che ha portato all'individuazione di forme riferibili al I Stadio Appenninico, caratterizzato da due fasi distinte con un limite nivale di 1.611 e 1.663 metri e al II Stadio Appenninico, caratterizzato anch'esso da due fasi con un limite nivale variabile di 1.770 e 1.836 metri. Il III stadio Appenninico non ha lasciato tracce, perché, in accordo con precedenti autori, il limite permanente delle nevi si troverebbe ad una quota superiore a quella delle cime appenniniche di quest'area.

In generale, l'azione dei vari agenti morfogenetici nella storia evolutiva dell'area è stata comunque strettamente condizionata dalle caratteristiche strutturali dell'area stessa.

TERMINI CHIAVE: Gcomorfologia, Abetone, Appennino Tosco-Emiliano.

PREMESSA

L'alto Appennino Emiliano, dopo il pregevole studio di Losacco (1949b), riproposto poi in forma più organica nel 1982, sugli antichi ghiacciai, è stato oggetto negli anni '80 di ricerche geomorfologiche di dettaglio con elaborati cartografici.

Infatti, il Gruppo di Ricerca Geomorfologia Cnr (1982) ha studiato il territorio tra il Monte Cusna e il Fiume Secchia (Appennino Reggiano), Federici & Tellini (1983) l'altra Val Parma, Carton & Panizza (1988) un ampio settore compreso tra la Val Trebbia (Appennino Piacentino) ad Ovest e la valle del T. Ospitale (Appennino Modenese) ad Est.

Il presente lavoro si propone di fornire un ulteriore contributo alle conoscenze geomorfologiche dell'alto Appennino Settentrionale; in particolare, per il settore in oggetto: la descrizione dei caratteri geomorfologici, sia generali che di dettaglio, la ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica, l'elaborazione di una carta geomorfologica a grande scala.

LINEAMENTI D'INSIEME

Inquadramento geografico-fisico

L'area di studio ricade nell'Appennino Tosco-Emiliano, in prossimità del Passo dell'Abetone, parte in provincia di Pistoia e parte in provincia di Modena.

In dettaglio, essa comprende le valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte che sono tributari del sistema idrografico T. Scoltenna - F. Panaro, appartenente al versante adriatico della catena appenninica (fig. 1).

Facendo riferimento alla cartografia dell'Istituto Geografico Militare Italiano, il settore di ricerca è rappresentato nel F. 97 «S. Marcello Pistoiese» a scala 1:100.000 (tavola F.97 III NE «Abetone» e, in minima parte, estremità

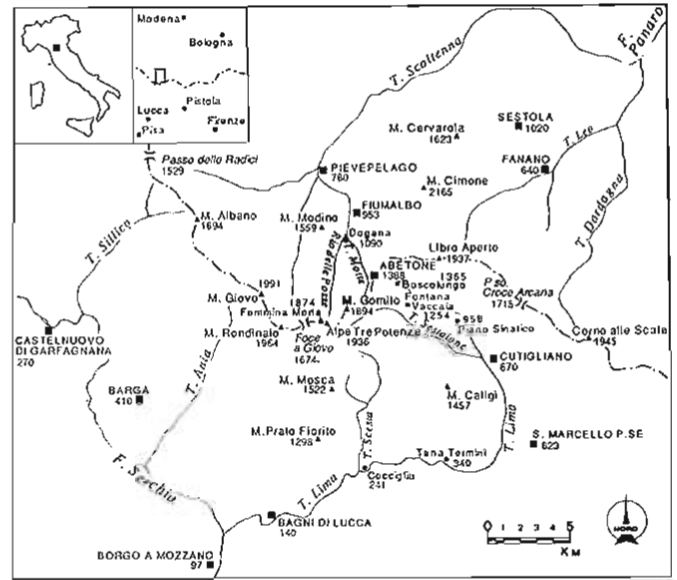


FIG. 1 - Ubicazione dell'area di studio.

FIG. 1 - Location of the study area.

Nord, nel F.97 IV SE «Pievepelago»). Per quanto concerne la Cartografia Tecnica Regionale (CTR), essa è rappresentata nelle seguenti sezioni in scala 1: 10.000: «250080 «Abetone» e 250040 «Fiumalbo» della Regione Emilia Romagna e della Regione Toscana.

Si precisa che dal confronto tra le cartografie suddette risultano delle differenze per quanto riguarda i punti quotati e la toponomastica. Nella descrizione del lavoro si farà riferimento alla Ctr, che è la base cartografica del lavoro.

L'area in oggetto si sviluppa, esposta a bacio, dalla zona del crinale appenninico compreso tra la cima Femmina Morta e il passo dell'Abetone a Sud, alla confluenza tra il Rio delle Pozze e il torrente Motte presso Dogana a Nord. In dettaglio, il crinale appenninico interessato si estende in direzione NW-SE dalla cima Femmina Morta (1.874 m) all'Alpe Tre Potenze (1936 m) e, in direzione SW-NE, dall'Alpe Tre Potenze al Rifugio Selletta (1.713 m) attraverso il Monte Gomito (1894 m); a partire dal Rifugio Selletta, indicato in carta solo con il toponimo «Rifugio», esso presenta una virgazione verso Nord che giunge al Passo dell'Abetone (1.388 m) attraverso il Balzo dell'Abetone.

Dal crinale si dipartono tre contrafforti montuosi ad esso ortogonali: all'estremità occidentale dell'area la dorsale Femmina Morta - Balza della Rosa (1.741 m) - M. Modino (1.557 m); nel settore centrale la dorsale Monte Gomito - Dogana (1.090 m) che costituisce lo spartiacque tra il Rio delle Pozze e il Torrente delle Motte; infine nel settore orientale dell'area la dorsale che si sviluppa tra la cima di Reniccione (1.492 m) e la località di Ronco Vecchio (1.126 m).

La valle Rio delle Pozze si sviluppa in direzione S-N dalla Val di Luce (termine turistico con cui viene chiamata l'ampia conca scolpita tra il M. Gomito e Femmina Morta, corrispondente all'alta valle del Rio delle Pozze) sino nei

pressi di Dogana; è in gran parte stretta, profondamente incisa dall'omonimo corso d'acqua e presenta versanti simmetrici abbastanza acclivi. Essa è praticamente disabitata, poichè, oltre ad alcuni gruppi di case, gli unici insediamenti abitativi sono rappresentati dalle strutture alberghiere della Val di Luce.

La valle del Torrente Motte (fig. 2) si sviluppa in direzione SSE-NNW, all'incirca dall'Abetone sino nei pressi di Dogana; è anch'essa profondamente incisa dal torrente che la percorre ma, per fattori strutturali, litotipi diversi con differente giacitura sui due versanti, risulta asimmetrica con il versante sinistro meno inclinato e moderatamente acclive. Lungo la valle, percorsa sul versante sinistro dall'importante strada statale n. 12 dell'Abetone e del Brennero, si trovano diversi centri abitati di piccole dimensioni: Abetone e Faidello di sopra in provincia di Pistoia, Faidello e Dogana in provincia di Modena.

Dalla confluenza tra il Rio delle Pozze e il Torrente Motte, all'estremità settentrionale dell'area, nasce il Rio S. Rocco, che a Fiumalbo si versa nel Torrente Scoltenna.

Per quanto riguarda l'aspetto climatico, è preliminarmente opportuno ricordare come la catena appenninica, ostacolo alla penetrazione verso Sud-Ovest delle masse d'aria fredda proveniente dal Nord e sbarramento verso Nord-Est alle masse d'aria calda e umida provenienti dal Mar Tirreno, determini condizioni climatiche marcatamente diverse tra il versante tirrenico ed il versante adriatico. Rapetti & Vittorini (1989) documentano chiaramente come il secondo sia più arido e continentale del primo. Nell'area di studio, per l'aspetto climatico sono teoricamente disponibili i dati della stazione pluviometrica di Dogana (1.072 m). In considerazione, però, della recente installazione della stazione (1984), dell'inerzia nella pubblicazione delle rilevazioni da parte dell'Ufficio Idrografico e Mareografico di Parma (1961-1986), e della mancanza di alcuni dati nelle osservazioni pubblicate, i dati reperibili si riducono a quelli del triennio 1984-1986 e quindi non sono possibili considerazioni climatiche. Ci si limita pertanto a

citare i dati riportati per il triennio suddetto. La piovosità è oscillata da 2.304 a 1.651 mm/anno con i massimi nel periodo Autunno-Inverno. Il mese più piovoso è risultato Marzo (media di 275 mm), quello più secco Luglio (circa 18 mm). Per quanto concerne il manto nevoso le rilevazioni si limitano addirittura al solo 1986: Febbraio è risultato il mese più nevoso (179 cm) con 15 giorni di precipitazioni nevose e 28 giorni di permanenza di neve al suolo.

Per quanto riguarda le temperature l'unica stazione nei dintorni fornita di termometro è quella di Fiumalbo (943 m), località ubicata pochi chilometri a valle dell'area di studio, le cui rilevazioni sono iniziate nel 1943. Comunque, poichè i dati di tale stazione non vengono pubblicati e nemmeno il Servizio Meteorologico della Regione Emilia Romagna ha stazioni nell'area di studio, per le caratteristiche climatiche dell'area di studio ci si deve rifare ai dati generali reperibili in bibliografia, ed in particolare a Piacente (1976), Rapetti & alii (1988), Rapetti & Vittorini (1989, 1994), Ferrari & Panizza (1992) e Servizio Meteorologico Regionale dell'Emilia-Romagna (1995).

La distribuzione delle isoiete, elaborate da Ferrari & Panizza (1992) per il cinquantennio 1921-1970, mostra un andamento che segue a grandi linee quello del crinale dove si raggiungono e si superano i 2.000 mm di pioggia all'anno.

Tale indicazione concorda con quanto rappresentato dal Servizio Meteorologico Regionale dell'Emilia Romagna (1995) che ha analizzato i dati nel periodo 1951-1994 (fig. 3).



FIG. 2 - La valle del Torrente Motte e, a destra, l'abitato dell'Abetone in corrispondenza dell'omonimo passo.

FIG. 2 - The Torrente Motte valley and, on the right side, the hamlet of the Abetone in correspondence with the homonymous pass.

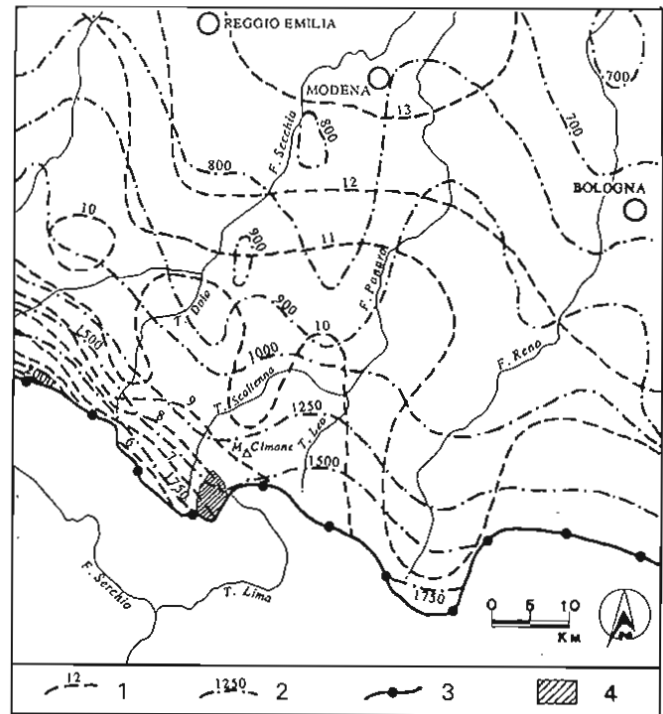


FIG. 3 - Carta delle temperature e delle precipitazioni medie annue nel periodo 1951-1994 (da Servizio Meteorologico Regione Emilia-Romagna, 1995, ridis.). 1) isoterme; 2) isoiete; 3) crinale appenninico; 4) area di studio.

FIG. 3 - Map of the annual mean values of temperature and rainfall in the period 1951-1994 (by Servizio Meteorologico Regione Emilia-Romagna, 1995, with modifications). 1) isotherm; 2) contour line of the rainfall; 3) Apennines watershed; 4) study area.

È da osservare tuttavia come la stazione del M. Cimone nel periodo 1961-1980 abbia registrato un totale pluviometrico annuo di appena 747,7 mm. Secondo Rapetti & Vittorini (1989) tale valore, il più basso tra quelli da loro considerati, rappresenta una situazione singolare che non può essere adeguatamente analizzata per l'assenza di stazioni intermedie nell'intervallo altimetrico esistente tra le più elevate stazioni dei due versanti e il M. Cimone.

Secondo Ferrari & Panizza (1992), l'Autunno è la stagione più piovosa (anche 600 mm alle quote più elevate) seguita dalla Primavera, dall'Inverno e dall'Estate (difficilmente si superano i 300 mm). In seguito alla distribuzione suddetta l'area di studio ricade nel tipo di clima sub-litoraneo appenninico.

Le medie annuali dei giorni piovosi variano da un minimo di 80 ad un massimo di 125. Da Rapetti & Vittorini (1994), risulta che la zona del crinale supera i 105 giorni piovosi all'anno con oltre 15 mm/g.p.

Di notevole interesse sono, ovviamente, anche i dati inerenti le precipitazioni nevose e la permanenza della neve al suolo. Nel settore di Appennino considerato l'innevamento è molto variabile da un anno all'altro, sia per quanto riguarda la quantità di neve caduta sia per il periodo di permanenza al suolo.

In generale, oltre i 1.200 m la neve resta al suolo per 100 giorni e sul M. Cimone si registrano valori medi anche di 190 giorni. La permanenza del manto nevoso al suolo è di circa i 2/3 di ogni mese durante il periodo invernale, con un massimo nel mese di Gennaio. Anche all'inizio della Primavera il numero di giorni di neve al suolo ha una certa importanza poiché, pur senza apporti notevoli, il manto nevoso riesce a conservarsi favorito da basse temperature, da venti e da condizioni di esposizione favorevoli.

Secondo il Servizio Meteorologico Regionale dell'Emilia-Romagna (1995) nel settore di crinale esaminato la temperatura media annua risulta dell'ordine dei 6°-7°C (fig. 3). Sulla base di Ferrari & Panizza (1992) a quote superiori ai 1.000 m nei mesi di Dicembre e Gennaio (quest'ultimo è il mese più freddo) la temperatura media si mantiene di poco sotto lo zero mentre nel periodo estivo si aggira intorno ai 15°C. L'escursione termica annua è valutabile intorno ai 15°C. I giorni di gelo, cioè quelli nei quali la temperatura minima è inferiore a 0°C, raggiungono valori significativi solo alle quote più elevate e limitatamente al periodo invernale: tali giorni, nei mesi di Gennaio e Febbraio, possono costituire più della metà dei giorni del mese. Il gradiente altimetrico medio del versante settentrionale dell'Appennino è dell'ordine di 0,55°/100 m (0,47°/100 m secondo Rapetti & Vittorini, 1989). Da Rapetti & Vittorini (1994) risulta che nella zona di crinale vi sono 6-7 mesi freddi all'anno.

I dati della radiazione solare, relativi al Monte Cimone, indicano per i mesi invernali valori intorno ai 100 ly/g, che diventano 4 volte maggiori nei mesi estivi. Sempre per questa stazione di vetta il numero di ore di insolazione passa da poco più di 100 ore nei mesi invernali ad oltre 250 ore nei mesi estivi.

Inquadramento geomorfologico

L'Appennino Settentrionale si presenta nel suo insieme come una catena montuosa orientata NW-SE. Il crinale tuttavia, come ben noto, presenta la particolarità di non svilupparsi sempre lungo un ininterrotto allineamento ma di essere in più luoghi segmentato e spostato verso Est lungo una serie di rilievi vicarianti e allineati sempre secondo una stessa direzione. Come sottolineato nel paragrafo precedente, nella zona dell'Abetone il crinale si sposta di 8-9 km verso Nord-Est: dall'allineamento M. Albano - M. Rondinaio si passa a quello Libro Aperto - Corno alle Scale (fig. 1).

Nel complesso il crinale si presenta, come accennato in precedenza, come una catena assiale dalla quale si dipartono delle dorsali disposte a pettine.

Il profilo trasversale della dorsale appenninica risulta asimmetrico con il lato tirrenico molto acclive e dirupato perchè modellato in strati generalmente a reggipoggio e quello adriatico più dolce e regolare perchè scolpito in strati frequentemente a franapoggio.

Nell'area in esame l'influenza strutturale sulla morfologia dei versanti è particolarmente evidente nell'alta valle del Rio delle Pozze (o Val di Luce) e sul versante NE del Monte Gomito, tanto da condizionarne il modellamento. Nel settore del crinale infatti affiora esclusivamente la formazione del Macigno, costituita da alternanze di grossi banchi di arenarie con intercalazioni di siltiti e argilliti, disposta a franapoggio. L'assetto a franapoggio ha condizionato sia la morfologia dei versanti, che risultano inclinati come gli strati e corrispondono quindi a superfici strutturali, sia la tipologia dei fenomeni franosi che sono in prevalenza scivolamenti traslazionali. La maggior erodibilità delle intercalazioni argillitiche e siltitiche ha inoltre determinato, in corrispondenza delle testate di strato, il modellamento di gradini e scarpate strutturali a monte dei quali si sono formati ristagni d'acqua, la maggior parte dei quali è stata colmata da depositi palustri.

Nell'area di studio sono evidenti tracce glaciali rappresentate sia da forme d'erosione (circhi glaciali e rocce montonate) che di deposito (morene e cordoni morenici), riferite da tutti gli studiosi precedenti (vedi cap. successivo) ad una glaciazione corrispondente al periodo glaciale noto nelle Alpi con il nome di Würm; non sono state invece rilevate testimonianze di glaciazioni precedenti come riscontrato in altre zone dell'Appennino Settentrionale (Federici, 1977; Gruppo Ricerca Geomorfologica Cnr, 1982; Federici & Tellini, 1983).

È da rilevare che nell'area di studio in particolare, e in generale in tutto l'Appennino Settentrionale, il riconoscimento dei depositi di sicura origine glaciale è reso talora incerto e difficoltoso dal fatto che la loro originaria disposizione può essere stata modificata da eventi franosi o da altri fenomeni erosivi. Inoltre i prodotti del disfacimento della formazione del Macigno, che affiora in tutto l'Appennino Tosco-Emiliano ed estesamente nell'area di studio, costituiti da un insieme di massi sub-arrotondati immersi in un matrice prevalentemente sabbiosa, presentano convergenza composizionale e tessiturale con gli accumuli gla-

ciali. La difficoltà di riconoscimento dei depositi morenici è accentuata dalla mancanza delle tipiche striature di trasporto glaciale, sia perché cancellate dall'alterazione, sia per il modesto trasporto subito dai clasti.

Altre forme, legate all'azione dei processi crionivali (periglaciali) generalmente successivi, ma in alcuni casi anche contemporanei all'ultima glaciazione, sono rappresentate da nicchie di nivazione, nivomorene, depositi di geliflusso, campi di pietre, colate di blocchi, canali e coni di valanga. Tali forme, che richiedono ovviamente particolari condizioni climatiche come l'alternanza gelo-disgelo e la presenza della neve per lunghi periodi, sono attualmente caratteristiche della zona più prossima al crinale.

Le forme di versante più tipiche derivanti dalla disgregazione delle rocce per l'azione del crioclastismo, peraltro molto diffuse ed in parte ancora attive, sono le falde e i coni di detrito, ubicati ai piedi delle numerose scarpate rocciose di influenza strutturale.

Le zone di spartiacque sono in alcuni tratti caratterizzate da doppie creste, trincee e da versanti con concavità e contropendenze. Tali forme sono state qui interpretate come indizi geomorfologici di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (Dgpv) e, in un caso, come dovute a uno scivolamento planare ad uno stadio incipiente. In corrispondenza delle piccole depressioni determinate da tali concavità, doppie creste e trincee, si rinvengono piccoli ristagni d'acqua in parte colmati da depositi palustri.

Fenomeni franosi generalmente ben determinabili sono presenti in tutta l'area di studio e particolarmente lungo la valle del Torrente Motte. Il versante destro della suddetta valle, costituito da litotipi argillosi, è quasi completamente interessato da frane, prevalentemente di scivolamento rotazionale e roto-traslativo.

Forme e depositi legati all'azione delle acque correnti superficiali sono costituiti soprattutto da fossi e da coni di ruscellamento concentrato, da depositi di *debris-flow*, molto diffusi nella zona della Val di Luce, e da vallecole a V e a fondo piatto che allo sbocco nelle due valli principali del Rio delle Pozze e del Torrente Motte hanno determinato la deposizione di numerose conoidi alluvionali di modeste dimensioni; lungo i suddetti corsi d'acqua principali sono presenti anche scarpate di erosione torrentizia e terrazzi alluvionali non attuali di modesta estensione.

I corsi d'acqua sono generalmente incassati nella roccia, denotando una chiara tendenza all'approfondimento dell'alveo; depositi alluvionali attuali si rilevano solo a monte delle briglie, installate per contrastare il processo suddetto.

Sono diffuse anche forme antropiche legate soprattutto allo sviluppo del turismo invernale che si è particolarmente accentuato negli ultimi decenni. Tale espansione ha infatti comportato nella Val di Luce e all'Abetone una serie di sbancamenti e spianamenti che hanno alterato a luoghi la morfologia originaria. Inoltre la realizzazione delle piste da sci ha esposto le aree disboscate a processi di erosione per dilavamento. Una corretta manutenzione, legata ad interventi di inerbimento artificiale e di regimazione delle acque superficiali, ha comunque limitato decisamente il fenomeno.

Inquadramento geologico

Tra i vari Autori che si sono occupati in maniera più significativa della geologia di questo settore dell'Appennino, si ricordano: Gunther & Rentz (1968), Servizio Geologico d'Italia (1968), Autori vari (1980), Nardi & alii (1981), Abbate & Bruni (1987) e Gelmini (1992). Si rimanda a questi Autori per avere un quadro di riferimento più dettagliato della geologia regionale.

Facendo riferimento allo schema tettonico della fig. 4, si può osservare che la zona dell'Abetone è compresa nell'area di affioramento della formazione del Macigno e dei termini ad esso superiori, appartenenti alla Successione Toscana non metamorfica (= Falda Toscana Auctt.). I rap-

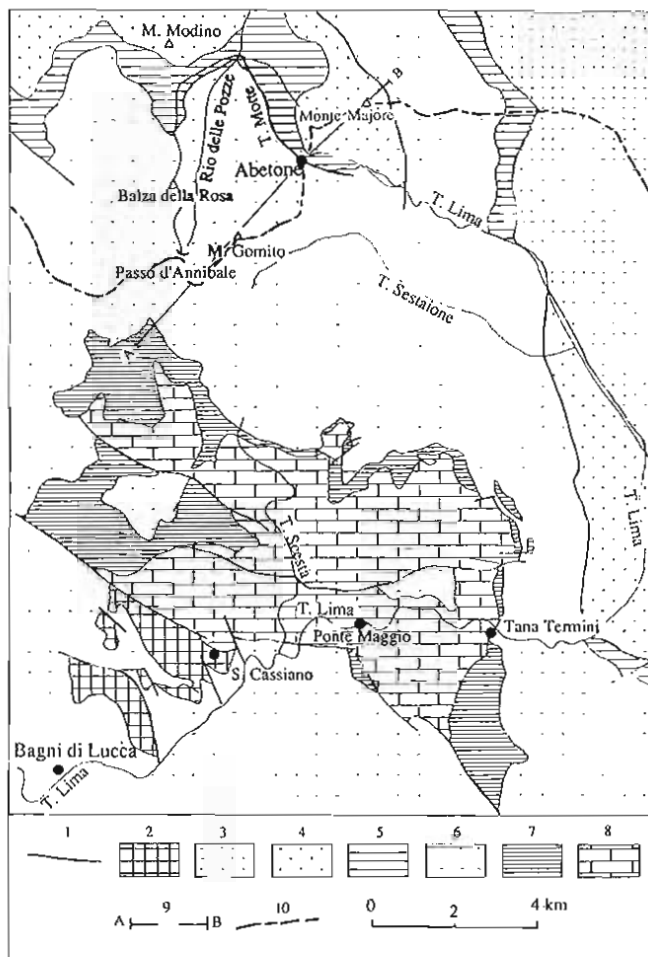


FIG. 4 - Schema tettonico della zona dell'Abetone e della Valle del Torrente Lima. 1) faglia; 2) Liguridi s.l.; 3) Arenarie di M. Cervarola; 4) Arenarie di M. Modino e Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre; 5) Olistostroma basale; 6) Macigno; 7) Scaglia Rossa toscana; 8) calcari mesozoici; 9) traccia della sezione geologica di fig. 5; 10) crinale appenninico. Il grisè indica l'area di studio.

FIG. 4 - Tectonic sketch of the Abetone area and of the Torrente Lima valley. 1) Fault; 2) Ligurian Units; 3) M. Cervarola Sandstones Formation; 4) M. Modino Sandstones Formation and Fiumalbo Shales-Le Piastre Marlstones Formation; 5) shales and marlstones of the Olistostroma basale; 6) Macigno Formation; 7) Tuscan Scaglia Rossa Formation; 8) mesozoic limestones; 9) Trace of the geological section of fig. 5; 10) Apennines watershed. The grey sector indicates the study area.

porti tra i termini mesozoici della Successione Toscana e quelli cretaceo-oligocenici (Scaglia e Macigno) sono espunti in maniera assai evidente nel versante tirrenico lungo tutto il bordo dell'alto tettonico che affiora in tutto il medio tratto della Val di Lima tra S. Cassiano e Tana Termini. Il nucleo mesozoico della Val di Lima forma nel suo complesso una grande struttura polifasata (Baldacci & *alii*, 1982): alla 1^a fase deformativa appartengono i contatti tettonici che caratterizzano il passaggio Maiolica-Scaglia, dove sono coinvolti vari lembi di Macigno, e la grande piega coricata affiorante nel Torrente Scesta, alle strette di Cociglia e a Ponte Maggio; ad una seconda fase deformativa appartengono i ripiegamenti che coinvolgono i contatti tettonici Maiolica-Scaglia e il fianco normale ed inverso della piega più antica, dando luogo a sinformi ed antiforimi. Il contatto di base Macigno-Scaglia è dunque di natura tettonica, come si può osservare, per facilità di accesso, nei pressi di Tana Termini. Spostandoci verso Nord-Est, lungo il versante tirrenico dell'Appennino, il Macigno forma una monoclinale immergente verso la Pianura Padana; tale monoclinale lungo l'allineamento Abetone - M. Maggiore è tagliata da due faglie dirette, tra loro contrapposte, che danno luogo ad una depressione tettonica dove affiorano i termini soprastanti della Successione Toscana (Olistostro-ma basale e Argilliti di Fiumalbo - Marne di Le Piastre) (figg. 4 e 5). Ancora più verso Est il Macigno si accavalla sulle Arenarie di Monte Modino e sulle Arenarie del Monte Cervarola¹ (Nardi & *alii*, 1981).

STUDI PRECEDENTI

Gli studi in questo settore dell'Appennino Tosco-Emiliano, iniziati alla fine dell'800, si sono interessati prevalentemente delle forme legate al glacialismo appenninico e le prime ricerche di un certo rigore scientifico sul glacialismo vennero sviluppate nell'ultimo ventennio del secolo scorso, particolarmente da De Stefani (1874; 1883; 1887) e da Sacco (1891; 1892) che descrivono i depositi morenici, i laghetti vallivi e i circhi presenti nell'area.

Pantanelli (1886; 1887), pur riconoscendo l'esistenza di ciottoli striati ed altre forme di origine dubbia, tentò di spiegare la morfogenesi appenninica come esclusivamente dovuta a processi di versante.

La prima sintesi organica sul glacialismo appenninico, pur con alcune lacune ed inesattezze, si trova invece nel lavoro di Sacco (1893), che presenta anche un tentativo di analisi quantitativa delle superfici glacializzate.

Altri contributi, per lo più descrittivi, sono stati forniti da Brian (1898; 1924), Anfossi (1915), Sacco (1924; 1939; 1941), Masini (1927), Sestini (1936), Suter (1937), Losacco (1939; 1940, 1942, 1948, 1949 a).

¹ Per una più completa rassegna dei risultati degli studi degli Autori che negli ultimi cinquant'anni hanno contribuito a ricostruire la storia evolutiva dell'Appennino Settentrionale in generale e di questo tratto di catena in particolare, si rimanda a Dallan & *alii* (1981).

Losacco (1949 b) ha fornito una nuova descrizione sintetica del glacialismo quaternario di questo tratto di catena; lavoro del resto riproposto alcuni decenni più tardi (Losacco, 1982) in forma più organica e arricchito di nuovi dati.

In generale questi ultimi lavori, assieme a Desio (1927), sono gli unici, tra tutti quelli citati, a dare una visione abbastanza accurata e completa delle tracce glaciali dell'Appennino Settentrionale.

In particolare, per quanto riguarda l'area di studio, le descrizioni si riferiscono ai depositi morenici di Dogana Nuova e di Faidello, riconosciuti per primo da De Stefani (1887) «...al ponte di Picchiasassi e alla Dogana sopra Fiumalbo sono abbondanti ghiaie calcaree striate provenienti dalla parti di Boscolungo con ghiaie d'arenarie del Monte delle Tre Potenze...» ed in seguito anche da altri Autori (Sacco 1892, 1893; Desio, 1927; Losacco 1949b, 1982); ai «resti di un cordone morenico, forse appartenente ad una morena di ritiro» nei pressi del ponte sul Rio delle Pozze (Desio, 1927); al Lago Piatto (De Stefani, 1883; Desio, 1927; Losacco 1949b, 1982) e più in generale alle forme del gruppo montuoso Femmina Morta-M. Gomito (Losacco 1949b, 1982).

Desio (1927) dà una completa descrizione del Lago Piatto, indicandone le caratteristiche principali e segnalando la «bassa soglia rocciosa rivestita di materiale morenico attraverso la quale si scarica il piccolo emissario»; descrive inoltre le morene della Val di Pozze e della Val di Motte come composte da «blocchi grossi e piccoli di arenaria più o meno arrotondati e tipicamente striati, immersi in un limo sabbioso abbondante, di colore bruno-giallastro». Lo stesso Autore tentò anche di ricostruire la geometria della massa glaciale della Val di Luce, considerando come depositi frontali quelli presso Dogana Nuova: calcolò così per quel ghiacciaio una lunghezza di 5 km, una larghezza di circa 750 m ed uno spessore fino a 150 m, fissando, con il metodo di Kurowski (1891), il limite delle nevi permanenti a q. 1583 m, nel periodo di massima espansione.

Scriveva invece Losacco (1982) a proposito della Valle delle Pozze: «Questa valle presenta una spiccata morfologia glaciale, ben riconoscibile specialmente nella parte più alta della testata. Tutta la parte di questa fra la Femmina Morta e l'Alpe delle Tre Potenze, ha forma di ampio e bel circo, costituito da due minori recinti facenti rispettivamente capo alle due cime ricordate. (...) Sul fianco destro della valle, nel versante Ovest del monte Gomito, si apre un bel circo erboso, con pareti ripide e fondo ben conservato». Losacco (1982) ricalcolò inoltre, con il metodo di Kurowski (1891), il limite delle nevi permanenti della Val di Luce abbassandolo a q. 1520 m.

Per quanto riguarda la Val Motte, Desio (1927), dopo aver descritto i depositi morenici di Faidello, affermava che «pare probabile che anche dal M. Gomito scendesse un piccolo ghiacciaio fino nei pressi di Faidello». Losacco (1982) fa notare che «il versante NNE del M. Gomito non presenta sicure forme glaciali, ma solo una accentuata concavità, che può corrispondere ad un antico imperfetto recinto circoide alterato dalle frane e dall'erosione: esso ad ogni modo non sembra mai aver posseduto una forma tipi-

ca». Lo stesso Autore ipotizza che la massa glaciale del M. Gomito (lunga almeno 3,6 km) si sia spinta sino a Faidello unendosi, forse, nel periodo di massima espansione con il ghiacciaio della valle delle Pozze: il limite nivale sarebbe stato di 1.521 m.

Altri studi in aree limitrofe sono stati effettuati negli ultimi decenni da Federici & Scala (1966), Federici (1977; 1980), Gruppo Ricerca Geomorfologia Cnr (1982), Federici & Tellini (1983), Bertolini & Trevisan (1984), Briaschi & alii (1986), Carton & Panizza (1988).

L'importanza di alcuni di questi lavori è data soprattutto dal contributo che la cartografia geomorfologica di dettaglio dà alla conoscenza dei processi morfogenetici e dai metodi adottati per tentare una cronologia del glacialismo appenninico.

Le tracce glaciali dell'Appennino Settentrionale infatti erano state precedentemente sempre attribuite ad una sola glaciazione, correlabile a quella würmiana delle Alpi: nei lavori dagli anni '70 in poi sono invece citati depositi glaciali che per posizione, morfologia, litologia, grado di alterazione etc. possono essere giustificati solo inquadrando in una glaciazione precedente (Federici 1977, 1980; Gruppo Ricerca Geomorfologia Cnr, 1982; Federici & Tellini, 1983; Briaschi & alii, 1986).

GEOLOGIA DELL'AREA

L'area studiata è compresa tra la porzione sommitale della formazione del Macigno, l'Olistostroma basale, le Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre e la base delle Arenarie di Monte Modino. Per quanto riguarda la posizione del limite tra la formazione del Macigno e quella delle Arenarie di Monte Modino si è preferito far riferimento a quanto proposto da Dallan & alii (1981) e da Nardi & alii (1981) i quali lo ponevano in corrispondenza dell'Olistostroma basale o delle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre.

Recentemente Abbate & Bruni (1987) e Bruni & Pandeli, (1992), sulla base di studi sedimentologici, hanno sug-

gerito di spostare il limite Macigno- Arenarie di M. Modino alcune centinaia di metri più in basso e di considerare l'olistostroma come un'intercalazione nelle Arenarie di Monte Modino; lo spessore del Macigno quindi si ridurrebbe a circa 1.600 metri. Nell'area di studio questa soluzione non è tuttavia di facile applicazione.

Anche per quanto riguarda la natura del contatto tra il tetto del Macigno e la base delle Arenarie di Monte Modino non c'è unità di vedute: secondo Zanzucchi (1963), Paganì & Zanzucchi, (1970), Plesi (1974; 1975), Reutter & Groscurth (1978) detto limite è di natura tettonica; in particolare Chicchi & Plesi (1990) ribadiscono la natura meccanica del contatto sia per la presenza di strie tra il Macigno e le Argilliti di Fiumalbo sia per la diversa età delle due formazioni, rilevata con i nannofossili calcarei (Aquitani per il tetto del Macigno; Oligocene superiore per la base delle Arenarie di Monte Modino).

Nell'area di studio tale limite è di natura tettonica nella zona orientale, perché il Macigno, attraverso una faglia diretta di direzione appenninica ed immergente verso NW, localizzata grossomodo nel fondovalle del Torrente Motte, viene a contatto con la soprastante formazione (Olistostroma basale). Nel settore Nord-occidentale tale contatto è invece di natura stratigrafica: il tetto del Macigno passa stratigraficamente, con l'interposizione dell'Olistostroma basale e delle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre (= Argilliti di Fiumalbo e Marne di Marmoreto di Regione Emilia Romagna, 1992), alle Arenarie di Monte Modino, come del resto era già stato osservato da Dallan & alii (1981) in aree contigue.

La zona studiata si colloca, in massima parte, sul lato occidentale della depressione tettonica Abetone-Monte Maggiore (fig. 4); in tale depressione, limitata da faglie dirette, con asse di direzione appenninica ed immergenti verso NW e verso NE, affiorano l'Olistostroma basale e le Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre.

Nel complesso si ha una struttura monoclinale (fig. 5) con generale immersione degli strati verso NNE, localmen-

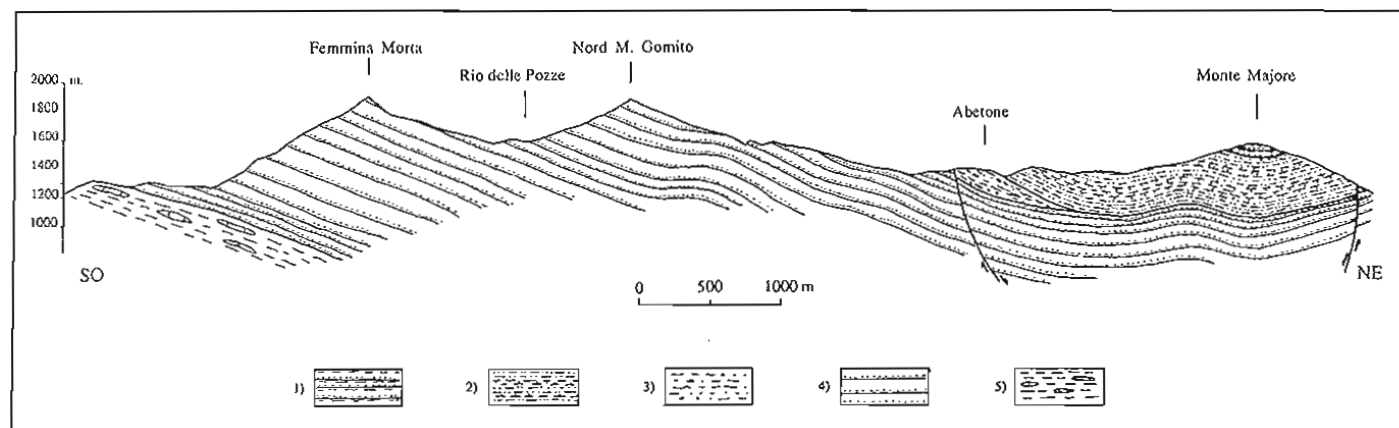


FIG. 5 - Sezione geologica tra Femmina Morta e Monte Maggiore (la traccia della sezione è indicata in fig. 4). 1) Arenarie di M. Modino; 2) Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre; 3) Olistostroma basale; 4) Macigno; 5) Scaglia Rossa Toscana.

FIG. 5 - Geological section between Femmina Morta and Monte Maggiore (section trace is shown in fig. 4). 1) M. Modino Sandstones Formation; 2) Fiumalbo Shales-Le Piastre Marlstones Formation; 3) Shales and marlstones of the Olistostroma basale; 4) Macigno Formation; 5) Tuscan Scaglia Rossa Formation.

te verso NW (Fosso della Sega e Fosso dei Francesi). In alcune aree Nord-occidentali (a Sud di Lagadello di là e a Nord della Balza della Rosa, lungo un affluente di sinistra del Rio delle Pozze) si individuano delle pieghe a stretto raggio di curvatura, con asse disposto NW-SE.

Vengono qui di seguito descritte le formazioni geologiche affioranti nell'area esaminata.

Macigno: arenaria quarzoso-feldspatica, micacea, torbiditica con strati gradati, caratterizzati da una granulometria più grossolana alla base e più fine al tetto (presenza di livelli argillitici, siltitici, siltitico-marnosi); sono presenti alla base degli strati controimpronte dovute sia a corrente sia a carico. Comprende sequenze di Bouma uguali o assai prossime al 100% (Bruni & Pandeli, 1992). Le arenarie, considerate come delle *graywackes* feldspatiche o delle litoareniti, sono costituite da quarzo (molto abbondante), feldspati (frequentissimi), biotite, muscovite, clorite, granato, zircone, tormalina; tra i litici si riconoscono rocce metamorfiche, rocce vulcaniche e rari granuli di rocce sedimentarie. Il colore dell'arenaria è grigio-chiaro su superfici fresche, giallo-rossiccio su quelle alterate. Per Dallon & alii (1981), l'età della formazione è compresa tra il Chattiano medio-superiore e il Chattiano superiore, età questa che contraddistingue la base delle Arenarie di Monte Modino ad esso soprastanti. Altri Autori (Catanzariti & alii 1991; Costa & alii. 1992) sostengono che il tetto del Macigno, sulla base dello studio di nannofossili calcarei, arrivi finì all'Aquitano. Tenendo conto delle datazioni suddette, si ritiene che l'età del Macigno sia compresa tra l'Oligocene medio/superiore e il Miocene inferiore (?).

Lo spessore della formazione si aggira intorno ai 2000 metri; secondo Bruni & Pandeli (1992), per i motivi visti prima, esso non supera i 1.600 metri.

La formazione interessa quasi interamente l'area studiata, essendo limitata a Est dal Torrente Motte e a Nord-Ovest dall'allineamento costituito dagli abitati di Lagadello di là e Lagadello di qua.

Olistostroma basale: comprende argilliti nere con pezzame litoide, costituito in prevalenza da calcari riferibili a litofacies appartenenti alle serie liguri e subliguri del Cretaceo e dell'Eocene (Unità di Ottone S.Stefano e Unità di Canetolo). L'età di messa in posto è da riferirsi all'Oligocene superiore, in quanto esso presenta rapporti stratigrafici con la formazione soprastante; per di più in alcune località della provincia di Pistoia, poste più a Sud (S. Marcello, Migliorini, Piteglio), si osservano lenti di marne e siltiti, del tutto simili a quelle della formazione soprastante, intercalate nell'olistostroma; l'età di queste intercalazioni è stata riferita all'Oligocene superiore e dubitativamente al Miocene inferiore (Perilli, 1994).

L' Olistostroma si estende a Est del Torrente Motte e a Nord-Ovest del Rio delle Pozze; il suo spessore si aggira intorno ai 200 m.

Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre: comprendono marne, marne siltose e siltiti con la tipica sfaldatura a «sa-

ponetta»; sono frequenti intercalazioni di olistostromi, anche di dimensioni decimetriche; sono assai meno frequenti sottili livelli di arenarie e di argilliti cinerine o varicolori. All'esame microscopico le peliti mostrano di avere la stessa composizione mineralogica del Macigno: quarzo, feldspati, biotite, clorite. L'età, sulla base dei foraminiferi planctonici, è riferibile all'Oligocene superiore non sommitale (Dallon & alii, 1981); Catanzariti & alii (1991) sostengono invece che l'età della successione, corrispondente alle Argilliti di Fiumalbo di Dallon Nardi & Nardi (1974), è compresa tra l'Oligocene medio e il limite Oligo-Miocene; anche in Regione Emilia-Romagna (1992) le Argilliti di Fiumalbo vengono attribuite al Bartoniano/Priaboniano-Rupeliano superiore e le Marne di Marmoreto al Rupeliano?-Aquitano inferiore. Studi inediti condotti nell'ambito della cartografia geologica (Progetto Carg '88, F. 250 - Castelnuovo Garfagnana) hanno attribuito a questa formazione, sulla base di associazioni a nannofossili calcarei, un'età compresa tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (?).

Esse affiorano all'estremità orientale dell'area di studio, a Nord dell'abitato dell'Abetone; lo spessore si aggira intorno ai 300 metri.

Rimandando a pubblicazioni che trattano argomenti specifici di neotettonica in aree dell'appennino settentrionale (Carton & alii 1978; Bartolini & alii 1982; Ambrosetti & alii 1983; Federici & Mazzanti 1988) ed in aree della Garfagnana in particolare (Bartolini & Bortolotti 1971; Nardi & alii 1987; Puccinelli 1987 e 1991; D'amato & Puccinelli 1989 b; Dallon & alii 1991; Bartolini & Fazzuoli 1997), in questo lavoro vengono presi in considerazione solo i lineamenti essenziali dell'evoluzione recente del bacino idrografico Serchio-Lima.

A partire dal Ruscignano-Villafranchiano inferiore questo settore dell'Appennino è stato interessato, in conseguenza della distensione tirrenica, da una tettonica di tipo disgiuntivo, dando luogo a una depressione tettonica; descritta prima come Graben (Nardi 1961), è stata poi considerata (Eva & alii 1978) come un Semigraben, limitato ad Est da una *master fault* immergente a occidente, contro cui si attestano le faglie antitettoniche a immersione orientale (Boccaletti & Coli 1985). Nelle aree più depresse sono contenuti sedimenti lacustri di età compresa tra il Ruscignano e il Villafranchiano superiore (bacino di Castelnuovo-Pieve di Fosciana a Nord, bacino di Barga-Ghivizzano a Sud, separati dalla soglia di Monte Perpoli). Successivamente (Pleistocene medio-superiore?), si ha il sollevamento della dorsale appenninica, per cui le depressioni vengono definitivamente colmate da cospicui depositi alluvionali di corsi d'acqua in rapido approfondimento. Tali movimenti di sollevamento sono continuati anche in tempi assai recenti come si può dedurre dal generalizzato approfondimento dei corsi d'acqua, dalla dislocazione e dall'inclinazione dei suddetti depositi alluvionali del Pleistocene medio-superiore (?). L'area studiata si trova sui pilastri che delimitano a oriente la depressione garfagnina e presenta quei caratteri tipici di aree in rapido sollevamento, come ad esempio l'elevata energia del rilievo e l'intensa attività sismica.

CARTA GEOMORFOLOGICA

Metodologia e criteri di elaborazione

La carta geomorfologica allegata alle presenti note² è stata realizzata sulla base di campagne di rilevamento svoltesi nel periodo 1993-1997 e mediante l'interpretazione delle foto aeree, sia nelle fasi preliminari di individuazione dei problemi geomorfologici, sia per la visione d'insieme delle forme rilevate.

Più in dettaglio, la carta geomorfologica, a scala 1:10.000, è stata eseguita secondo i criteri e la legenda proposti dal Gruppo di Lavoro Cartografia Geomorfologica (1994). Tuttavia si è anche tenuto conto dei più recenti studi a carattere geomorfologico svolti in aree limitrofe (Gruppo di Ricerca Geomorfologia Cnr, 1982; Federici & Tellini, 1983; Carton & Panizza, 1988) e, in altre aree, dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia Cnr (1986; 1993).

Ad esempio, sulla base di questi ultimi studi, le aree interessate da geliflusso generalizzato e dai lobi di geliflusso sono state inserite tra le forme e i processi crionivali anziché tra quelle di versante, come indicato dal Gruppo di Lavoro Cartografia Geomorfologica (1994).

La base topografica della carta geomorfologica, la stessa della carta di lavoro, è rappresentata dall'assemblaggio fotomeccanico delle seguenti sezioni in scala 1:10.000 della Ctr della Regione Emilia-Romagna e della Regione Toscana: sez. 250040 Fiumalbo e sez. 250080 Abetone.

Le caratteristiche litologiche dell'area di studio sono state indicate distinguendo il substrato dai depositi superficiali. Le formazioni del substrato sono state ripartite in categorie litologiche sulla base del loro grado di resistenza ai processi di degradazione ed erosione. In particolare, i litotipi affioranti sono stati raggruppati nelle seguenti classi: a) rocce arenacee, a cui appartiene la formazione del Macigno; b) litotipo argillitico caotico senza assetti strutturali definiti, a cui appartiene l'Olistostroma basale; c) litotipi marnoso-argillitico-siltitico-arenacei, con prevalenza dei termini pelitici (rapporto arenaria/pelite inferiore a 1) a cui appartiene la formazione delle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre.

Sono stati indicati anche i principali elementi strutturali quali faglie, fratture e giaciture degli strati.

Per evitare l'uso abbinato di più colori, alle forme e ai depositi superficiali è stato attribuito il colore assegnato al principale e più significativo agente morfogenetico che li ha generati e che continua a condizionarne l'evoluzione attuale.

Non avendo compiuto nessuna determinazione cronologica sui depositi e relative forme, le età indicate in carta sono state desunte su base bibliografica e sulla base dei dati di rilevamento sul terreno.

Da un punto di vista morfodinamico, forme e depositi sono stati distinti in attivi, cioè in evoluzione per processi

attivi o riattivabili, e non attivi, cioè non più in evoluzione e non riattivabili nelle condizioni morfoclimatiche attuali, sotto l'azione dello stesso agente morfogenetico.

Dalle suddette distinzioni di attività sono state ovviamente escluse le forme strutturali e quelle antropiche.

Sono state inoltre precisate con opportune simbologie alcune indicazioni morfometriche quali l'altezza delle scarpate e lo spessore dei depositi superficiali distinto in inferiore e superiore al metro.

Infine sono state indicate le caratteristiche idrografiche dell'area di studio.

Vengono qui di seguito descritti in dettaglio i contenuti della carta geomorfologica.

FORME STRUTTURALI

Nell'area in esame, come specificato in dettaglio nel capitolo relativo alla geologia, affiora estesamente la formazione arenacea del Macigno con gli strati disposti a frangipoggio.

In generale l'assetto a monoclinale del Macigno ha condizionato la morfogenesi, predisponendo lo sviluppo di un profilo decisamente asimmetrico dei due versanti dell'Appennino Settentrionale: quello emiliano moderatamente inclinato in quanto coincidente con la superficie di strato; quello toscano assai più acclive poiché risultante dalla erosione di testate degli strati.

Nell'alta valle del Rio delle Pozze (fig. 6) e sul versante sinistro della valle del Torrente Motte i versanti, coincidendo con la superficie di strato, corrispondono in gran parte a superfici strutturali. Molte di queste superfici sono ben riconoscibili sul terreno poiché prive di copertura in quanto soggette ad intenso dilavamento superficiale.



FIG. 6 - Versante strutturale nella zona di Femmina Morta (alta valle del Rio delle Pozze). Sono evidenti le contropendenze prodotte dalla maggior erodibilità delle intercalazioni pelitiche tra i banchi arenacei in corrispondenza delle testate di strato.

FIG. 6 - Slope corresponding to structural surface in the Femmina Morta area (upper part of the Rio delle Pozze valley). The higher erodibility of the clayey and silty intercalations between the sandstones strata has determined the modelling of reverse slopes.

² Si ringraziano il Dr. C. Baroni e i proff. P.R. Federici, M. Panizza, G.B. Pellegrini e M. Pellegrini per le osservazioni critiche e i suggerimenti per la realizzazione del lavoro.

Sono altresì ben evidenti numerosissime scarpate strutturali in gran parte rimodellate da processi di degradazione (fig. 7) o di frana.

La disposizione a franapoggio e la presenza di intercalazioni pelitiche alternate a grossi banchi arenacei ha altresì comportato, per la maggior erodibilità delle prime rispetto ai secondi («morfoselezione»), la formazione di gradini e scarpate in contropendenza, corrispondenti alle testate degli strati. Forme strutturali di questo tipo sono particolarmente diffuse lungo il versante che scende dal tratto di crinale tra l'Alpe Tre Potenze e Femmina Morta (fig. 6).

In vari punti, all'interno dei banchi arenacei del Macigno, sono state rinvenute cavità semisferiche con diametro di alcune decine di centimetri (30-40 cm), già osservate e descritte da Desio (1927); egli scriveva «... sono state spiegate come 'marmitte dei giganti', ma non mi pare che abbiano tale origine nella nostra regione. ... Si tratta molto probabilmente delle cosiddette "pietre a scodella" o "mortai" dovute alla degradazione del macigno e alla presenza in esso di nuclei più friabili». La spiegazione data da Desio è senz'altro veritiera perché la degradazione selettiva avviene in corrispondenza di porzioni rotondeggianti di arenaria poco cementata, a granulometria più fine di quella presente all'intorno, dando appunto luogo alla formazione di cavità a scodella.

Infine, per quanto riguarda i rapporti tra litologia del substrato e morfologia va ricordato come la presenza di litotipi argillosi sul versante destro della Val di Motte e all'estremità NW dell'area di studio ha comportato un modellamento legato soprattutto a fenomeni di frana (per scivolamento rotazionale e per colamento) e, a luoghi, a dilavamento (aree a calanchi).

Più in generale, come già detto, l'evidente asimmetria della Valle del T. Motte (versante sinistro molto meno acclive e assai più sviluppato di quello destro) è dovuto essenzialmente alla presenza della formazione arenacea del



FIG. 7 - Balzo delle Pozze (alta valle del Rio delle Pozze). Scarpate d'influenza strutturale con ai piedi un'estesa falda di detrito rimodellata da fenomeni di debris flow.

FIG. 7 - Balzo delle Pozze (upper part of the Rio delle Pozze valley). Structural scarp and, at its foot, a wide scree slope rimodelled by debris flows.

Macigno disposta a franapoggio sul versante sinistro e all'affioramento di litotipi argillitici e caotici su quello destro.

IDROGRAFIA

Le caratteristiche idrografiche dell'area di studio sono state indicate evidenziando gli specchi d'acqua e le sorgenti e distinguendo i corsi d'acqua in perenni e temporanei.

I due torrenti principali (Rio delle Pozze e Torrente Motte) in prossimità di Dogana confluiscono uno nell'altro e vanno a formare il Rio S. Rocco. In essi scorre l'acqua tutto l'anno, mentre i loro tributari, rappresentati da impluvi di secondaria importanza (fossi e vallecole), hanno generalmente una portata intermittente.

La rete idrografica lungo la valle del Rio delle Pozze è poco sviluppata e praticamente questo riceve affluenti di una certa rilevanza sia da destra che da sinistra solo nel tratto medio-basso del suo corso.

La rete idrografica della valle del Torrente Motte, denota un assetto particolare; infatti il torrente principale scorre da SSE verso NNW mentre i suoi affluenti, essenzialmente di sinistra (tra cui i più sviluppati sono il Fosso del Gomito, il Fosso dei Francesi, il Fosso della Sega, il Fosso della Mandria e il Fosso Fontanella dei Birri), disegnano un *pattern* di tipo «parallelo», ortogonale al torrente stesso. Tale *pattern* è condizionato da fattori strutturali: il T. Motte si è impostato lungo una faglia a direzione appenninica, che limita a Ovest la depressione dell'Abetone e mette a contatto le arenarie (in sinistra orografica) con le argilliti dell'Olistostroma basale (in destra); gli affluenti di sinistra ad andamento antiappenninico, seguono la direzione di massima pendenza del pendio, perpendicolare alla direzione di strato del Macigno.

Per il particolare assetto strutturale (fig. 5) le sorgenti si collocano tutte sul versante padano; facendo riferimento alla classificazione di Civita (1972) esse si originano sia per limite di permeabilità definito sia per limite di permeabilità indefinito.

Nel primo caso, in relazione alle particolarità litostratigrafiche e giaciture della formazione del Macigno, che, come è stato descritto, presenta alternanze di peliti e di arenarie a franapoggio, le emergenze sono localizzate tutte nella porzione superiore dei bacini del Rio delle Pozze e del Torrente Motte, là dove i livelli pelitici, che fungono da *aquiclude* agli acquiferi costituiti dagli orizzonti arenacei, sono tagliati dalla superficie topografica. La loro portata nei periodi estivi è molto modesta e generalmente inferiore a 1 l/sec per la ridotta area del bacino di alimentazione.

Nel secondo caso le sorgenti sono ubicate al contatto tra copertura quaternaria (morene, detriti, accumuli di frana, ecc.) e le arenarie del Macigno, che hanno un grado di permeabilità più basso dei depositi soprastanti. Anche in questo caso la portata delle sorgenti è inferiore a 1 l/sec., per le ridotte estensioni delle aree di ricarica.

Una serie di emergenze, probabilmente sepolte dalle coperture quaternarie (alluvioni, frane, detriti, morene), può essere ipotizzata lungo il Torrente Motte dove le acque circolanti nell'acquifero del Macigno sono sbarrate, per soglia sovrainposta, dalle argilliti dell'Olistostroma ba-

sale in corrispondenza di una faglia diretta. Tali emergenze andrebbero ad alimentare il Torrente Motte che mantiene infatti una discreta portata anche nel periodo estivo.

Quasi tutte le sorgenti più importanti risultano captate per permettere lo sfruttamento sia per uso idropotabile sia per la produzione di neve programmata.

Sono presenti pochi specchi d'acqua, di cui il più esteso è il Lago Piatto; esso, a forma grossomodo rettangolare con lati di 90 m per 40 m, è ospitato sul fondo del circo glaciale dell'Alpe Tre Potenze. Ubicato a quota 1.795 m s.l.m., rappresenta il bacino lacustre più elevato dell'Appennino Settentrionale (fig. 8).

Il lago è limitato a monte da un pendio ripido ricoperto da detrito, in parte di versante e in parte accumulato artificialmente, che giunge sino allo specchio d'acqua; a valle il bacino è sbarrato da una soglia rocciosa, alta un ventina di metri e in parte reincipa, corrispondente a più testate di strato, chiaramente smussate dall'azione glaciale.

Uno specchio d'acqua, creato da uno sbarramento artificiale, si rileva lungo il Fosso della Sega. Tale invaso, non indicato in carta per le modeste dimensioni, rappresenta una delle riserve idriche dell'acquedotto ad uso plurimo, ovvero civile, antincendio e per la produzione di neve programmata del Comune di Abetone.

FORME E DEPOSITI GLACIALI

In gran parte del territorio in esame sono rinvenibili tracce glaciali sia d'erosione che di deposito, interpretate come pleistoceniche dai precedenti autori.

Nel presente lavoro si è cercato di sistemare, integrare e reinterpretare quanto finora era già noto, in armonia con nuove forme e nuovi depositi glaciali rinvenuti: in modo abbastanza generale si può affermare che nella zona prossima al crinale sono presenti forme d'erosione, mentre al di sotto di quota 1.700 m circa si rinvengono depositi morenici e relative forme.



FIG. 8 - Il Lago Piatto all'interno della conca di sovraescavazione glaciale ai piedi dell'Alpe Tre Potenze. Il Lago Piatto, 1.795 m s.l.m., è il bacino lacustre più elevato dell'Appennino Settentrionale.

FIG. 8 - The Lago Piatto is located in the glacial overdeepened hollow at the foot of the slope of Alpe Tre Potenze. The Lago Piatto, 1,795 m a.s.l., is the highest lake of the Northern Apennines.

Per comodità di descrizione le forme e i depositi glaciali delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte saranno descritti separatamente.

Nell'alta valle del Rio delle Pozze, in corrispondenza dello spartiacque appenninico, sono visibili un paio di forme circoidi, già descritte da Losacco (1982), più o meno conservate e rimodellate.

La prima, molto ampia, si sviluppa fra Femmina Morta e l'Alpe Tre Potenze (fig. 9). Secondo Losacco (1982) tale concavità è composta da due circhi minori, facenti capo alle cime suddette e «il circo di dimensioni maggiori corrisponde probabilmente al periodo di massima espansione, mentre le due nicchie glaciali testimoniano una fase di minor espansione».



FIG. 9 - Il circo glaciale tra l'Alpe Tre Potenze e Femmina Morta.

FIG. 9 - The glacial cirque between the Alpe Tre Potenze and Femmina Morta.

Nel presente lavoro, pur concordando con Losacco (1982) nell'individuazione del grande circo tra Femmina Morta e l'Alpe Tre Potenze, si ritiene che le nicchie minori citate dallo stesso autore non possano essere classificate come circhi glaciali, anche se ovviamente in fasi glaciali tardive esse furono occupate da nevi perenni.

Il versante al piede del grande circo corrisponde all'inclinazione delle superfici di strato, che sono state chiaramente levigate dall'azione del ghiacciaio; tuttavia solo in pochi luoghi sono state rilevate strie glaciali, peraltro mal conservate, come ad esempio sulla soglia rocciosa che sbarrava il Lago Piatto.

Ai piedi delle nicchie glaciali di Femmina Morta e dell'Alpe Tre Potenze sono presenti due cripto-depressioni sbarrate a valle da testate di strato. Quella ai piedi dell'Alpe Tre Potenze è occupata dal suddetto Lago Piatto (fig. 8), mentre quella ai piedi di Femmina Morta è stata riempita da depositi palustri, testimoni di un altro piccolo bacino lacustre ora estinto (fig. 10).

Secondo Desio (1927) le soglie di entrambe le cripto-depressioni sarebbero in parte costituite da materiale morenico, che invece nel presente studio non è stato rilevato.



FIG. 10 - Conca di sovraescavazione glaciale colmata da depositi palustri ai piedi di Femmina Morta. In secondo piano le piste da sci che scendono da Monte Gomito.

FIG. 10 - The glacial overdeepened hollow at the foot of the slope of Femmina Morta which is filled by palustrine deposits. In the background the ski tracks of the Monte Gomito.

È comunque doveroso precisare che le soglie stesse sono state rimodellate da lavori connessi alle piste da sci ed agli impianti di risalita, che possono aver rimosso od obliterato eventuali depositi glaciali.

L'origine delle cripto-depressioni è stata indubbiamente influenzata dalla struttura, anche se l'erosione glaciale, è stata determinante, in entrambi i casi, nell'accentuare la concavità a monte delle testate di strato; le cripto-depressioni in oggetto pertanto sono state definite come «conche di sovraescavazione glaciale».

Va notato come la differenza di quota tra la cripto-depressione al piede di Femminamorta (1.667 m) e quella al piede di Alpe Tre Potenze (Lago Piatto, q. 1.795 m) comporti che quest'ultima sia stata liberata dai ghiacciai posteriormente alla prima.

Più in generale, come aveva già notato Losacco (1982), tutto il versante che scende dal tratto di crinale Femmina Morta-Alpe Tre Potenze è modellato a gradinata da numerosi ripiani sovrapposti occupati da depositi palustri, talora con pozze, e sbarrati a valle da dorsi rocciosi corrispondenti all'affioramento delle testate degli strati. (fig. 6).

Un'altra forma circoide è riconoscibile nel versante occidentale del M. Gomito. Da Losacco (1982) viene descritta come un «bel circo erboso, con pareti ripide e fondo ben conservato posto a quota 1.650 m. A valle del ripiano segue un nuovo gradino dominante un vasto piano, occupato da cumuli detritici, dossi rocciosi e massi; una parte del materiale sembrerebbe di origine morenica».

A parere degli scriventi, si tratta di una forma di erosione glaciale solo parzialmente conservata, poiché l'orlo di circo è sviluppato solo ad W e a NW del M. Gomito dove il versante erboso, assai ripido, è peraltro interessato da processi di degradazione e di ruscellamento. Il lato sud-occidentale del Monte Gomito è invece vistosamente coin-

volto in una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (Dgpv), di cui si dirà in seguito. Il gradino ai piedi del versante occidentale del M. Gomito descritto da Losacco (1982) come «occupato da cumuli detritici in parte di origine morenica» è stato qui interpretato, sulla base delle caratteristiche dell'accumulo costituito da clasti arenacei di dimensioni varie, praticamente privi di matrice, come una frana per scivolamento rotazionale.

In questo settore non sono stati rinvenute né rocce montonate, né depositi glaciali.

Depositi di sicura origine glaciale sono invece ben visibili lungo sezioni artificiali presso la partenza della seggiovia per il Passo di Annibale (fig. 11) e lungo la pista da sci «Monte Gomito»: si tratta di depositi spessi vari metri costituiti da clasti sub-spigolosi di arenaria con dimensioni dai massi alla ghiaia immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa di color grigio-ocraceo (*diamicton* massivo



FIG. 11 - Alta valle del Rio delle Pozze: depositi morenici messi in luce da un taglio artificiale di versante presso la partenza della seggiovia per il Passo d'Annibale.

FIG. 11 - Upper part of the Rio delle Pozze valley: moraine deposits outcropping in an artificial slope cut near the departure of the chairlift to Passo d'Annibale.

a supporto di matrice). A luoghi sono rinvenibili anche grossi massi appartenenti alla formazione del Macigno definibili come «massi erratici».

Altri depositi morenici con la tipica morfologia a concavità e convessità sono rinvenibili praticamente lungo tutta la valle del Rio delle Pozze sino poco a Sud di Dogana.

In particolare alcuni affioramenti con caratteristiche del tutto simili a quelle appena descritte sono rilevabili lungo la strada che costeggia il lato destro della valle.

Begli esempi di cordoni morenici sono invece visibili nel tratto inferiore della valle del Rio delle Pozze. Un evidente dosso morenico, lungo circa un km e largo qualche decina di metri, si sviluppa, in sinistra valle, a luoghi interrotto dall'erosione fluviale, tra Lagadello di là e Lagadello di qua (fig. 12). In destra valle, il cordone morenico omologo a quello appena descritto si sviluppa in direzione N-S per circa 400 m ad Ovest di C. di Giorgio.

I depositi morenici allo sbocco della valle del Rio delle Pozze sono noti da tempo e descritti da numerosi Autori, ma sono stati qui cartografati per la prima volta con la loro forma.

I cordoni di Lagadello e quelli ad Ovest di C. di Giorgio e i depositi ad essi associati sono stati indicati in recenti cartografie geologiche alla scala 1:10.000 (Regione Emilia-Romagna, 1992) rispettivamente come affioramenti di Macigno o depositi di frana. I cordoni in oggetto, ubicati tra la quota 1.225 e la quota 1.200 m circa, sono stati sicuramente depositati dal ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze durante la fase di massima espansione.

Alla stessa fase glaciale sono probabilmente riferibili il cordone segnalato in sinistra valle tra quota 1.350 m e 1.410 m che si attraversa procedendo lungo la strada che da Casa Coppi sale sul versante sinistro della valle delle Pozze (anche questo deposito è del tutto ignorato dalla cartografia suddetta che riporta solo l'affioramento del Macigno) e il piccolo cordone indicato poco più a monte a circa q. 1.440 m.



FIG. 12 - Cordone morenico pleniglaciale nel tratto inferiore della valle del Rio delle Pozze ad Est di Lagadello di là.

FIG. 12 - Pleniglacial moraine ridge to east of Lagadello di là (lower part of the Rio delle Pozze valley).

Lungo la valle del Rio delle Pozze sono visibili in più luoghi anche rocce montonate, come ad esempio nel tratto di bassa valle, dove il torrente stesso incide profondamente il Macigno, dando luogo ad una forra; nel tratto in oggetto si rinvencono su entrambi i versanti superfici strutturali modellate a «dorso di cetaceo».

Poco a monte di Casa Coppi sul lato destro della valle è visibile la forma di un cordone morenico frontale, lungo un centinaio di metri, già segnalato da Desio (1927) che scriveva: «Intorno al ponte quotato 1.357 m sul fondovalle si notano i resti di un cordone morenico».

Un altro cordone morenico è stato qui cartografato per la prima volta, in sinistra valle, sempre a monte di Casa Coppi. Questo cordone, di modesta lunghezza (circa 200 m), è reso evidente, oltre che dalla forma convessa e allungata, da un fosso che, prima di confluire nel Rio delle Pozze, corre parallelamente alla valle principale. In considerazione delle sue quote (1.350-1.400 m) e della sua morfologia ben si correla a quello frontale appena descritto.

I due cordoni di Casa Coppi costituiscono i resti di un apparato morenico frontale che secondo Losacco (1982) testimonia la prima fase stadiaria.

Resti di un arco morenico, non segnalato in letteratura e appartenente ad una successiva fase di ritiro, sono stati individuati presso il ponte della strada principale che attraversa il Rio delle Pozze a quota 1.455 m. Si tratta di un piccolo dosso in sinistra idrografica lungo un centinaio di metri su cui passa la strada per la Val di Luce.

Un'ulteriore fase di ritiro corrisponde allo stadio di circo testimoniata dal materiale morenico rinvenuto da Desio (1927) e da Losacco (1982) sulle soglie delle due cripto-depressioni ai piedi di Femmina Morta e dell'Alpe Tre Potenze (depositi peraltro non rilevati nel presente studio).

Secondo Losacco (1982) il materiale morenico che si trova sul piano di q. 1.700 m nei pressi del «nuovo» albergo (ora abbandonato) rappresenta le tracce della «terza fase stadiaria», mentre non considera «veramente stadiarie» le tracce glaciali del L. Piatto.

In sintesi, lungo la valle del Rio delle Pozze sono stati individuati, a quote diverse, alcuni argini morenici che testimoniano varie fasi nell'evoluzione del relativo ghiacciaio di cui si dirà nel paragrafo successivo.

Passando ora alla valle del T. Motte, è opportuno premettere che tracce glaciali si rinvencono solo in sinistra idrografica.

Il versante Nord-Est del M. Gomito presenta, come aveva già notato Losacco (1982), un accenno di forma concava senza però che la stessa possa essere definita come circo glaciale; nella parte più alta, dove è chiara la sua corrispondenza con le superfici di strato, la roccia affiorante appare in più luoghi levigata dall'azione glaciale, anche se solo raramente si rinvencono strie o solchi di esarazione.

Tra le quote 1650 e 1550 m, sullo stesso versante, si rilevano depositi morenici di modesto spessore, mediamente inferiore al metro, che ricoprono le arenarie del Macigno.

La parte più bassa del versante, al di sotto di q. 1.550 m circa, è ricoperta da estesi depositi morenici spessi alcuni metri, su cui ha attecchito un fitto bosco; questi sono incisi

da numerosi fossi che scendono dal M. Gomito e che mettono a nudo il Macigno sottostante.

La morfologia del versante è caratterizzata da concavità e convessità, tipiche dei depositi morenici, anche se in più punti è stata rimodellata dall'azione antropica per la costruzione delle piste da sci. L'aspetto del deposito morenico, di cui si possono vedere alcuni affioramenti in corrispondenza dei tagli delle piste da sci, è del tutto simile a quello descritto nella valle del Rio delle Pozze. Non sono mai stati rinvenuti ciottoli striati contrariamente a quanto segnalato da Desio (1927).

Le uniche forme di deposito glaciale sono riconoscibili nella bassa valle in due cordoni morenici in apparente continuità tra loro, che si sviluppano in direzione SSE-NNW, a monte della strada statale dell'Aberone e del Brennero. Quello più a monte, ubicato presso Faidello, è lungo circa 150 m e si sviluppa tra le q. 1.210 e 1.180 m; quello più a valle è lungo circa 300 m e si snoda tra C. di Giorgio e Dogana (tra q. 1.150 e 1.125 circa).

Nella parte di versante più vicina al fondovalle, praticamente lungo la strada statale dell'Aberone e del Brennero a monte di Faidello, il deposito morenico risulta coinvolto in numerosi fenomeni franosi. Questi fenomeni gravitativi hanno inevitabilmente compromesso la conservazione di altre eventuali forme di deposito glaciale sul fondovalle.

Sulla base dei caratteri delle tracce glaciali riscontrate sul versante sinistro della valle del T. Motte, si concorda con Losacco (1982) nell'ammettere che la massa glaciale del M. Gomito doveva essere relativamente ampia ma poco potente; si può inoltre aggiungere che si fosse trattato, nelle fasi stadiali (di cui però non sono state rinvenute tracce), di un ghiacciaio di pendio. Inoltre, i cordoni morenici individuati tra Faidello e Dogana, sub-paralleli e poco distanti dal cordone ubicato sul versante destro della valle del Rio delle Pozze, confermano l'ipotesi, formulata dubitativamente dal suddetto Autore, che nel periodo di massima espansione il ghiacciaio della valle del Torrente Motte si univa con quello della valle del Rio delle Pozze nei pressi di Dogana, per giungere con un'unica lingua più a valle sino a Fiumalbo.

Come si è detto, non sono state reperite tracce a testimonianza della fasi di ritiro.

Dinamica glaciale

Anche se nella descrizione delle forme e dei depositi glaciali è già stata fatta qualche considerazione sull'evoluzione dei ghiacciai, in questo paragrafo si cercherà di ricostruirne in modo organico la dinamica nelle valli del Rio delle Pozze e del T. Motte (fig. 13).

Nel periodo di massima espansione (corrispondente al Würm III della catena alpina) le caratteristiche dei ghiacciai in oggetto erano quelle di classici ghiacciai alpini di I ordine provvisti di un'area di accumulo (comprendente la zona tra Femminamorta-Alpe Tre Potenze-versante occidentale di M. Gomito per il ghiacciaio della Val di Pozze e il versante NE del M. Gomito per il ghiacciaio della Val di Motte) e di una lingua ben definita che si sviluppava lungo le valli suddette.

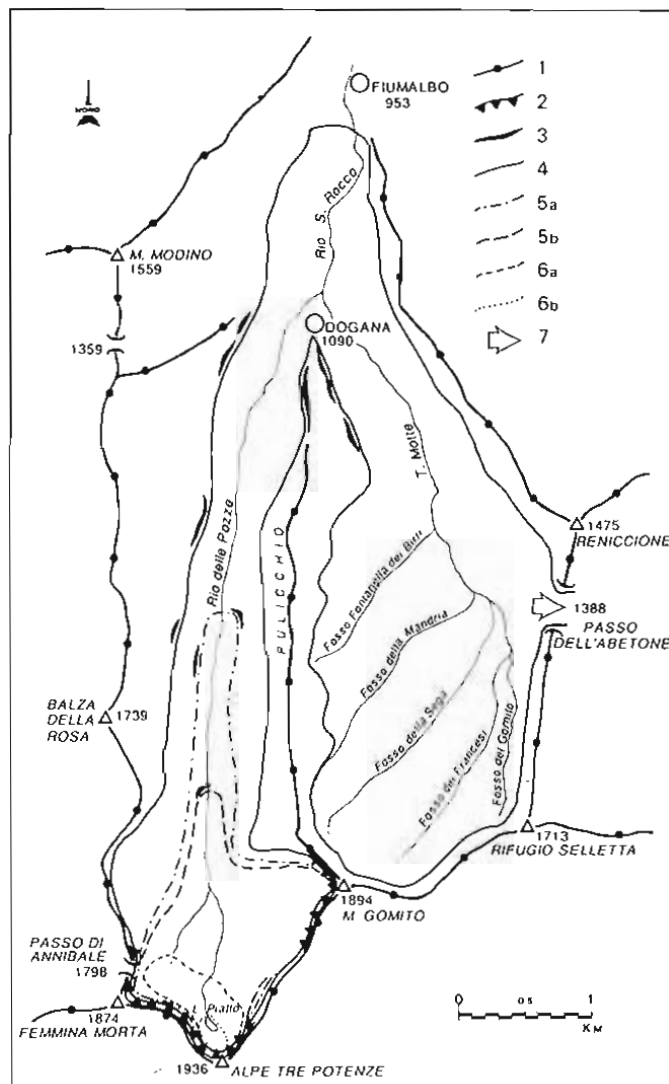


FIG. 13 - Schema dell'evoluzione glaciale delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte. 1) Spartiacque; 2) orlo di circo glaciale; 3) cordone morenico; 4) limite dei ghiacciai durante il pleniglaciale Würm III; 5a e 5b) limite del ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze durante le fasi (1 e 2) del I° Stadiale Appenninico; 6a e 6b) limite del ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze durante le fasi (1 e 2) del II° Stadiale Appenninico; 7) confluenza.

FIG. 13 - Scheme of the evolution of the glaciers of the Rio delle Pozze and Torrente Motte valleys. 1) Watershed; 2) edge of glacial cirque; 3) moraine ridge; 4) boundary of the glaciers of the Rio delle Pozze and Torrente Motte valleys during the pleniglacial stage known in the Alps as Würm III; 5a and 5b) boundary of the glacier of the Rio delle Pozze valley during the 1st and 2nd phase of the Apennines Stage I; 6a and 6b) boundary of the glacier of the Rio delle Pozze valley during the 1st and 2nd phase of the Apennines Stage II; 7) transfluence.

I cordoni morenici rilevati a Ovest di C. di Giorgio e tra Faidello e Dogana testimoniano che le due lingue glaciali dovevano unirsi alla confluenza delle due valli per dar luogo ad un'unica lingua che proseguiva a valle, al di fuori dell'area di studio, fino nei pressi di Fiumalbo.

Non si può escludere che, in questo periodo il ghiacciaio della valle di Motte transfluiva attraverso il passo dell'Aberone nella contigua Val di Lima. L'intensa antro-

pizzazione nella zona del passo non ha permesso di riscontrare eventuali indizi che avvalorino l'ipotesi suddetta. Tuttavia gli imponenti depositi morenici e le relative forme rilevabili nella zona di Boscolungo, nell'alta Val di Lima, non sembrano spiegabili solo con l'azione del modesto ghiacciaio di versante che scendeva, come indicato anche da Losacco (1982), lungo il versante di Prataccio ubicato ad Est del Balzo dell'Abetone.

Per quanto riguarda il limite delle nevi permanenti relativamente al pleniglaciale, Losacco (1982), applicando il metodo di Kurowski (1891)³, indica il valore di 1.520 m per il ghiacciaio della Valle delle Pozze e di 1.525 m per quello della Val di Motte. Da notare che l'Autore per il primo ghiacciaio ha utilizzato come quota della fronte il valore di 1100 m dei depositi di Fiumalbo, mentre per il secondo ha utilizzato il valore di 1200 m, riferito alla quota dei depositi di Faidello, in pratica ritenendo che i ghiacciai in oggetto non si unissero, come invece egli stesso aveva ipotizzato.

Tuttavia, tenendo conto delle indicazioni di Federici (1979), si è preferito ricalcolare tale limite seguendo il metodo di Höfer (1922)³: si è utilizzato come quota della fronte, per entrambi i ghiacciai, il valore di 1.100 m indicato da Losacco (1982) per i depositi di Fiumalbo e come quote della linea di cresta i valori tratti dalla Ctr.

Per il calcolo del limite nivale si utilizzano le quote attuali mentre sarebbe invece più corretto fare riferimento alle quote effettive del Würm III, sottraendo un dislivello ricavato dal tasso di sollevamento medio dell'Appennino Settentrionale. Poiché tale limite porterebbe ad un fattore di correzione dell'ordine dei 10-20 m che non cambierebbe i termini del problema, per semplicità di calcolo ed anche per un più agevole confronto con i dati pubblicati in precedenza, sono state utilizzate le quote attuali.

Dalle operazioni suddette risulta un limite delle nevi permanenti (l.n.p.) di 1.483 per il ghiacciaio della Valle delle Pozze (tab. 1) e di 1.482 m per il ghiacciaio della Valle delle Motte. Si tratta dunque di un limite di una quarantina di metri più basso rispetto a quello calcolato da Losacco (1982), ma in linea con i valori di Federici & Tellini (1983).

Il miglioramento climatico del tardo-Pleistocene, caratterizzato da un'alternanza di periodi caldi e di periodi freddi, ha condizionato la dinamica dei ghiacciai in oggetto che si sono ritirati a tappe con un meccanismo di tipo stadiale che ne marca le fasi di sosta.

Le testimonianze di tali tappe sono rilevabili però unicamente lungo la valle del Rio delle Pozze e pertanto le note a seguire riguarderanno soltanto l'evoluzione del relativo ghiacciaio.

La prima fase stadiale è testimoniata, concordamente a quanto ritenuto da Losacco (1982, tab. IV, pag.182), dall'archetto morenico presso Casa Coppì ubicato a q. 1.357

circa e dalla morena laterale poco più a monte, qui segnalata per la prima volta. Losacco (1982) per questo primo stadio indica un limite nivale di 1.648 m. Applicando il metodo di Höfer (1922), il limite risulta invece di 1.611 m con un innalzamento di 128 m rispetto a quello di massima espansione, identico a quello calcolato da Losacco (1982).

Questo stadio (fig. 13) si può correlare, utilizzando la variazione del limite nivale, secondo quanto indicato da Federici (1979), al I Stadio Appenninico e che forse corrisponde alla fase a Dryas I secondo Federici & Tellini (1983).

Della seconda fase stadiale Losacco (1982) non fornisce indicazioni, non avendone individuate le tracce nella zona in oggetto ed inoltre non fornisce, nemmeno della prima, un inquadramento cronologico nell'ambito delle fasi alpine.

Una seconda tappa di ritiro è invece testimoniata dall'archetto morenico ubicato in sinistra valle alla quota di circa 1460 m presso il ponte che attraversa il Rio delle Pozze a q. 1.455 m in Val di Luce. A questa fase corrisponde un l.n.p. di 1.663 m, con un innalzamento di 52 m rispetto al limite precedente e di circa 180 rispetto a quello del massimo glaciale (tab. 1).

TABELLA 1 - Tabella riassuntiva delle variazioni del limite delle nevi permanenti per il ghiacciaio della valle del Rio delle Pozze (quote s.l.m.)

TABLE 1 - Table of the variations of the permanent snow limit for the glacier of the Rio delle Pozze valley (altitude a.s.l.).

	LOSACCO (1982)	PRESENTE LAVORO
	Metodo Kurowski (1891)	Metodo Höfer (1922)
Quota dei depositi	1100 m (Fiumalbo)	1100 m (Fiumalbo)
Limite nevi permanenti	1520 m	1483 m
Fase	Würm III alpino	Würm III alpino
Quota dei depositi	1357 m (C. Coppì)	1357 m (C. Coppì)
Limite nevi permanenti	1648 m	1611 m
Innalzamento l.n.p.	128 m	128 m
Fase	I fase stadialia	I Stadio Appenninico
Quota dei depositi	—	1460 m (ponte Val di Luce)
Limite nevi permanenti	—	1663 m
Innalzamento l.n.p.	—	180 m
Fase	II fase stadialia	I Stadio Appenninico
Quota dei depositi	1700 m (ripiano Albergo)	1680 m (soglia Albergo)
Limite nevi permanenti	1820 m	1770 m
Innalzamento l.n.p.	300 m	287 m
Fase	III fase stadialia	II Stadio Appenninico
Quota dei depositi	1800 m (L. Piatto)	1821 m (soglia L. Piatto)
Limite nevi permanenti	1870 m	1836 m
Innalzamento l.n.p.	350 m	353 m
Fase	—	II Stadio Appenninico

L'aumento del l.n.p., rispetto al valore della massima espansione, è sì in linea con i valori medi di innalzamento della seconda fase stadialia (162-253 m) indicati da Losacco (1982) per altri ghiacciai limitrofi, ma ricade anche nell'ambito della fascia di incremento (110-240 m) che secondo Federici (1979) caratterizza ancora il I Stadio Appenninico. Pertanto da un punto di vista cronologico quest'archetto morenico dovrebbe corrispondere ad una seconda fase dello stesso stadio appenninico (fig. 13).

Una terza fase stadialia, che corrisponde allo stadio di circo, secondo Losacco (1982) «... è rappresentata dal ma-

³ Metodi di calcolo del limite delle nevi permanenti: - metodo di Kurowski (1891): media aritmetica tra l'altitudine della fronte e la massima altitudine della linea di cresta che circonda il bacino alimentatore; - metodo di Höfer (1922): media aritmetica tra l'altitudine della fronte e la media delle elevazioni che compongono la cresta del recinto montuoso.

teriale morenico che si trova nel piano di q. 1.700, nei pressi del nuovo albergo» e per la quale viene indicato un l.n.p. di 1.820 m, con un innalzamento di 300 m rispetto al massimo glaciale; questa fase viene fatta corrispondere dallo stesso autore allo stadio alpino di Bühl.

Tentando di ricalcolare il l.n.p. tenendo conto dei suddetti depositi morenici rilevati da Losacco (1982) sulla soglia della conca di sovraescavazione presso l'albergo ai piedi di Femmina Morta (1.680 m circa) (fig. 10) e delle quote massime delle nicchie del circo che fa capo a Femmina Morta e all'Alpe Tre Potenze, si ricava un l.n.p. di circa 1770 m con un innalzamento di 287 m rispetto al pleniglaciale (tab. 1).

Traccia di un'ultima fase glaciale viene riconosciuta da Losacco (1982) «nel fondo della nicchia del Lago Piatto», per la quale calcola un limite nivale di 1.870 m. Utilizzando per il calcolo del l.n.p. le quote della nicchia dell'Alpe Tre Potenze e come quota della fronte quella della soglia del Lago Piatto (fig. 8), secondo Desio (1927) «rivestita di materiale morenico», si ricava un valore di 1836 m, con un innalzamento di 353 m rispetto al pleniglaciale.

È ovvio che il tentativo di calcolo del l.n.p. negli ultimi due casi citati è criticabile, poiché si sono utilizzate, come prova di depositi glaciali sulle soglie delle conche di sovraescavazione, solo le testimonianze di Desio (1927) e Losacco (1982). D'altronde il fatto di non aver rilevato nel presente studio tali depositi morenici può essere giustificato con i lavori effettuati per la costruzione di piste da sci.

Per quanto riguarda il circo del M. Gomito non sono state rinvenute tracce di soste glaciali ai suoi piedi. Infatti l'accumulo detritico rilevabile sul fondo del circo, indicato da Losacco (1982) come materiale in parte di origine morenica, è stato qui interpretato come un accumulo di frana.

Incrementi dell'ordine di quelli calcolati per le due ultime fasi glaciali sono coerenti con l'incremento di circa 300 m che secondo Federici (1979) caratterizzano il II Stadio Appenninico, fase corrispondente, secondo Federici & Tellini (1983), al Dryas II. Quindi queste ultime due fasi rappresenterebbero due soste glaciali nell'ambito di un unico pluristadio (fig. 13).

Infine si concorda con questi ultimi Autori nel ritenere che la successiva fase (III Stadio Appenninico) non abbia potuto lasciare tracce nell'area di studio. Infatti il III Stadio Appenninico, che prevede un innalzamento di circa 600 m del l.n.p. rispetto a quello della massima avanzata e quindi un l.n.p. ben oltre i 2.000 m, non avrebbe consentito la conservazione di masse glaciali in una zona con quote massime di poco superiori ai 1.900 m.

La successione degli eventi glaciali è stata esposta con un criterio cronologico relativo, in quanto per una datazione assoluta, che esula dagli scopi della presente ricerca, sarebbero state necessarie analisi polliniche o datazioni radiometriche.

FORME E DEPOSITI CRIONIVALI

L'area dell'Abetone è chiaramente interessata anche da fenomeni dovuti a morfogenesi periglaciale: alcune forme e depositi sono in evoluzione, mentre altri appaiono ereditati

sia da fasi tardiglaciali che da fasi climatiche oloceniche più fredde delle attuali.

Tra i fenomeni attivi sono da segnalare i «campi di pietre», detti anche «versanti di massi» o «caos rocciosi». Essi comprendono depositi crioclastici su versanti di modesta acclività (fino a 25°) costituiti da massi spigolosi di taglia grossolana che non hanno subito alcun trasporto. Sono stati rinvenuti «campi di pietre» all'interno della conca M. Gomito - Alpe Tre Potenze - Femmina Morta (fig. 14) e sul versante orientale del M. Gomito. Essi sono ovunque ubicati a quote superiori ai 1.700 m e risultano costituiti da blocchi arenacei di Macigno, con taglia variabile da alcuni decimetri al metro, privi di matrice e lichenizzati; la loro forma è allungata secondo la linea di massima pendenza del versante. I campi di dimensioni maggiori sono stati rinvenuti nella zona del M. Gomito, poiché si sono sviluppati su versanti in roccia molto fratturata e conseguentemente più attaccabile dalla gelifrazione. Questi accumuli, secondo Ferrari & Panizza (1992), sono da attribuire all'Olocene antico. Per Federici & Tellini (1983), il fatto che i campi di pietre siano spesso «colonizzati da una brughiera a mirtilli» potrebbe essere «messo in relazione con l'età della loro messa in posto, sembrando logico che la colonizzazione vegetale abbia avuto luogo su depositi più antichi»; essi pertanto erano stati indicati come non attivi. Nel presente lavoro i campi di pietre sono stati invece ritenuti in evoluzione sulla base del loro aspetto: non sono colonizzati dalla vegetazione e la superficie di fratturazione dei blocchi appare a luoghi assai fresca (fig. 14).

Sono stati segnalati anche alcuni casi di fenomeni crioclastici localizzati, in particolare lungo il crinale tra Alpe Tre Potenze e M. Gomito, dove l'azione di gelifrazione ha portato alla formazione di torri di roccia isolate e di grandi blocchi squadrati.

Nell'alta Val di Luce, a quote superiori ai 1.700 m, sui versanti esposti a Nord, dove la neve invernale tarda a sciogliersi, si notano alcune caratteristiche nicchie di nivazione. Queste si presentano come intagli semi-circolari, dello sviluppo di qualche decina di metri, con una base a forma concava. Sono state tutte indicate come forme attive in



FIG. 14 - Campo di pietre sul versante NE di Femmina Morta.

FIG. 14 - Block field on the NE slope of Femmina Morta.

quanto il detrito di gelifrazione che si rinviene alla base, non sempre cartografabile, presenta caratteri di freschezza, desunti soprattutto dalla mancanza di copertura vegetale.

Nella stessa zona, lungo i versanti, si rinvengono diversi conetti determinati dall'accumulo di materiali trasportati dalle valanghe che seguono percorsi preferenziali. Si tratta in genere di depositi di dimensioni modeste, riconoscibili di solito dal caratteristico sovrastante canalone di valanga, lungo il quale avviene il movimento. I corridoi di valanga sono generalmente di forma rettilinea e sezione semi-circolare; spesso coincidono con i «solchi di ruscellamento» (infatti in assenza di neve sono percorsi dalle acque di ruscellamento) e nel tratto inferiore incidono i depositi di versante.

Gli accumuli sono costituiti da clasti di dimensioni decimetriche giustapposti su coperture detritiche di versante e, come accennato in precedenza, spesso organizzati in piccoli conetti. Poiché in questi accumuli sono stati rinvenuti rami, arbusti e pezzi di cotiche erbose, le forme corrispondenti sono state considerate attive.

Nell'alta Val di Luce, ma anche nell'alta Val di Motte, a quote superiori ai 1.600 m e generalmente al piede di estese falde detritiche, si rinvengono anche accumuli di blocchi di taglia variabile da decimetrica a metrica, praticamente privi di matrice, disposti in forma allungata (larghezza di poche decine di metri e lunghezza anche di oltre un centinaio) secondo le linee di impluvio con una morfologia a lobi. Tali accumuli sono stati classificati come «colate di blocchi» (fig. 15) in cui il materiale detritico si è mobilizzato per slittamento su neve o su ghiaccio o per geliflusso. L'aspetto di queste colate, ricoperte da patine di alterazione, lichenizzate e generalmente colonizzate dalla vegetazione, porta a ritenerle non in evoluzione. L'unica sezione di questi depositi, osservata presso l'Alpe Tre Potenze in corrispondenza di un taglio artificiale per una pista da sci, mostra uno spessore di un paio di metri e un graduale aumento di matrice limoso-sabbiosa dall'alto verso il basso. Depositi simili sono stati recentemente descritti da Pappalardo & Putzolu (1995).

Lungo il versante poco a Nord del Passo di Annibale sono presenti un paio di accumuli pietrosi di forma arcuata

con concavità verso monte, che si prolungano per qualche decina di metri e che sono stati interpretati come nivomorene (fig. 16). Si tratta di blocchi spigolosi di dimensioni da qualche decimetro al metro costituenti argini detritici che formano una netta contropendenza al piede del versante. La fitta vegetazione arbustiva che li ricopre suggerisce che si tratta di forme non in evoluzione.



FIG. 16 - Nivomorena sul versante a Nord del Passo di Annibale.

FIG. 16 - Protalus rampart on the slope to the north of the Passo di Annibale.

Sul versante a NNE della Balza della Rosa è stato rilevato un esteso deposito, messo a giorno da alcuni fossi di ruscellamento, formati in corrispondenza di piste di servizio. Si tratta di un accumulo composto da gelifratti spigolosi di dimensioni centimetriche immersi in una matrice limo-argillosa e, a luoghi, disposti ordinatamente a formare livelli pseudo-stratificati. Le incisioni suddette consentono di valutare sia lo spessore del deposito (sempre maggiore di un metro) che la roccia madre (arenarie del Macigno); l'accumulo è disposto su un versante uniforme di modesta pendenza (20% circa) (fig. 17).

Si ritiene che si tratti di detrito eluviale prodotto per gelifrazione e rimobilizzato per processi di geliflusso e forse di ruscellamento diffuso in condizioni climatiche più fredde delle attuali (Tardiglaciale) e non di deposito morenico come indicato in Regione Emilia-Romagna (1992). Il versante in oggetto è attualmente interessato da fenomeni di soliflusso e di ruscellamento concentrato ed è localmente coinvolto in una frana per colata.

Poiché nell'area di studio non sono stati rinvenuti elementi per una determinazione assoluta, l'età delle forme e dei depositi crionivali non attivi può essere fatta risalire, in congruità con gli altri studi eseguiti in questo settore dell'Appennino (Gruppo Ricerca Geomorfologia Cnr, 1982; Federici & Tellini, 1983; Carton & Panizza, 1988), all'Olocene antico e forse al tardo Pleistocene superiore.

Più in generale, per quanto riguarda la distribuzione di forme e depositi crionivali, attivi e non, si può notare come questi siano di gran lunga più diffusi nell'alta valle del Rio



FIG. 15 - Colata di blocchi nell'alta valle del Rio delle Pozze.

FIG. 15 - Block stream in the upper part of the Rio delle Pozze valley.



FIG. 17 - Versante NNE della Balza della Rosa: il solco da ruscellamento concentrato mette in evidenza un deposito per processi di geliflusso.

FIG. 17 - NNE slope of the Balza della Rosa: gelifluction deposit outcropping in a gully.

delle Pozze piuttosto che nell'alta valle del T. Motte. Ciò è indubbiamente in relazione alle diverse condizioni morfologiche e di esposizione delle due zone; infatti, mentre la prima è una valle relativamente stretta ed esposta a Nord, l'alta Val di Motte è ampia ed esposta a NE.

FORME E DEPOSITI GRAVITATIVI DI VERSANTE

Sono stati compresi in questa categoria i fenomeni in cui l'azione di gravità è od è stata dominante rispetto agli altri agenti morfogenetici. Forme e depositi di questo tipo sono ampiamente diffusi in tutta l'area studiata.

Lungo quasi tutta la valle del Rio delle Pozze i processi gravitativi, che mobilizzano i prodotti d'alterazione di rocce arenacee fratturate e quindi facilmente disgregabili per effetto del crioclastismo, hanno dato luogo ad una notevole diffusione di coperture detritiche di versante, frequentemente sotto forma di coni e falde. La distinzione tra forme attive ed inattive si è basata essenzialmente sullo stato di alterazione dei clasti affioranti e sul grado di stabilizzazio-

ne del deposito, testimoniato dalla copertura di suolo e vegetazione.

Estese falde detritiche sono presenti alla base delle scarpate strutturali, a luoghi alte anche oltre 30 m. La falda più evidente è quella ai piedi della ripida scarpata del Balzo delle Pozze (Val di Luce), che risulta in parte stabilizzata dalla copertura boschiva (fig. 7).

Il deposito, privo di matrice, è costituito da clasti spigolosi di dimensioni variabili dai massi alle ghiaie. La falda, localmente in evoluzione, è incisa verso l'alto da solchi di *debris flow* che nella parte terminale hanno lasciato i loro depositi sottoforma di lobi (fig. 7).

I *debris flows*, classificati, secondo l'indicazione di Gruppo di Lavoro Cartografia Geomorfológica (1994), tra le forme dovute alle acque correnti superficiali, vengono descritte per comodità in questo paragrafo. Quando innescati, questi fenomeni, che sono l'espressione di un trasporto in massa di una miscela di fango, elementi litici, aria ed acqua di notevole densità (Castiglioni, 1988), richiedono presenza di materiale detritico, apporto fluido sufficiente ed una pendenza adeguata per la mobilitazione del materiale; essi si muovono rapidamente verso il basso con formazione di un canale tipico, laddove hanno la capacità di incidere il versante, e di un caratteristico lobo di deposizione nella zona di accumulo.

Nel caso specifico sono stati rilevati una mezza dozzina di *debris flows*, che hanno lasciato tracce di notevoli dimensioni: canali profondi oltre un metro e larghi alcuni metri e lobi lunghi oltre 100 m e larghi varie decine di metri.

I depositi di *debris flow* sono ben distinguibili da quelli per gravità, dove si ha pezzatura minore, presenza di matrice e classazione inversa. Altri coni di *debris flow*, di dimensioni nettamente minori, ma ugualmente sovrapposti a depositi di versante si rinvencono a quote superiori a Nord del Balzo delle Pozze.

Le falde e i coni di detrito, che bordano con continuità i versanti del tratto medio della valle del Rio delle Pozze, presentano per lo più forme non in evoluzione, colonizzate dal bosco e sovrapposte alla base ai depositi morenici. Di dimensioni particolarmente rilevanti sono alcuni coni ubicati sul versante destro nel tratto mediano della valle. La loro larga diffusione, le dimensioni dei depositi e il settore in cui si sviluppano inducono a ritenere che si siano formati in condizioni morfoclimatiche più fredde delle attuali forse nel Tardiglaciale.

Nella valle del Torrente Motte, in considerazione delle diverse condizioni morfologiche e di esposizione, il detrito di versante è assai meno diffuso che nella valle del Rio delle Pozze e comprende generalmente coltri di depositi non attivi.

Una caratteristica falda detritica borda invece la lunga scarpata del Balzo dell'Abetone al limite orientale dell'area di studio.

In entrambe le valli studiate, dove il detrito costituisce una copertura superficiale di modesto spessore, i versanti sono interessati da processi di soliflusso generalizzato, che in alcuni casi danno luogo a colate di soliflusso.

Il soliflusso generalizzato interessa anche i versanti costituiti da argilliti (affioranti al limite Nord occidentale del-

l'area e sul versante destro della Val di Motte) e il pendio costituito da depositi di geliflusso a NNE della Balza della Rosa (quest'area è caratterizzata da una serie di increspature nella cotica erbosa che tende a lacerarsi e a dar luogo a fenomeni di decorticamento in placche).

Le colate di soliflusso sono state rilevate per lo più sulle coperture detritiche del versante Ovest dell'alta valle del Rio delle Pozze, dove danno luogo a lingue larghe qualche decina di metri e lunghe oltre un centinaio di metri.

Per quanto riguarda i movimenti di massa, in tre aree della valle del Rio delle Pozze sono state rilevati sdoppiamenti di cresta, trincee, concavità e contropendenze che, dopo un'attenta analisi dei caratteri strutturali, sono stati interpretati come espressione superficiale di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (Dgpv).

Tali particolari evidenze geomorfologiche erano già state notate da Desio (1927) che scriveva: «... vi sono delle cavità doliniformi assai curiose ed interessanti che si incontrano per solito sui crinali; ... sono delle conche scodelliformi o a imbuto, ma un po' allungate». Aggiungeva inoltre: «... esse si trovano costantemente al di sopra delle zone che furono coperte dai ghiacciai per cui non c'è da pensare all'azione erosiva di questi». L'Autore però attribuiva l'esistenza di tali «conche» essenzialmente a due processi: 1) a processi erosivi in litologie arenacee con «intercalazioni argillose», che possono agire diversamente sui due litotipi; 2) a processi carsici, che localmente si sviluppavano per la presenza di cemento calcareo nelle suddette arenarie («arenarie calcarifere»).

Le Dgpv rilevate ricadono nelle aree di affioramento del Macigno a quote superiori ai 1.600 m e vengono di seguito descritte brevemente, poiché per una trattazione più ampia si rimanda a Caredio & alii (1997).

Le Deformazioni Gravitative Profonde del versante sinistro della valle del Rio delle Pozze

Le Dgpv in oggetto presentano non solo gli stessi caratteri geomorfologici, ma sono condizionate anche dagli stessi sistemi di faglie di tipo distensivo. Tali faglie, individuate nella parte superiore del pendio, hanno due direzioni fondamentali, una appenninica ed una antiappenninica, che incrociandosi formano un angolo di circa 90°-100°. La direzione appenninica, compresa tra N170° e N140°, è la più importante e diffusa di tutto l'Appennino Settentrionale; la direzione antiappenninica, compresa tra N30° e N60°, è invece meno diffusa. I piani di faglia, come si può rilevare presso la Balza della Rosa, sono all'incirca subverticali e dall'esame delle strie presenti su di essi se ne deduce un movimento di tipo distensivo, a prevalente componente verticale.

Gli indizi geomorfologici di entrambe le Dgpv, rilevati nella parte superiore del pendio, sono costituiti da trincee, concavità, sdoppiamenti di cresta e contropendenze (fig. 18) che si allineano parallelamente ai due suddetti sistemi tettonici che hanno direzione NW-SE e NE-SW. Anche la direzione dei crinali, che assumono un andamento a dente di sega, risentono di questo condizionamento.



FIG. 18 - Indizi morfologici della Deformazione Gravitativa Profonda sul versante orientale della Balza della Rosa.

FIG. 18 - Geomorphological features of the deep-seated gravitational slope deformation on the eastern slope of the Balza della Rosa.

Lungo tali discontinuità tettoniche si sono svincolate porzioni di pendio, i cui caratteri geomorfologici sopra descritti sono osservabili all'incirca tra quota 1.730 e quota 1.650 (presso la Balza della Rosa) e tra quota 1.770 e quota 1.660 (in corrispondenza della Dgpv ubicata 1 km circa più a Sud). Sulla base della distribuzione areale degli indizi geomorfologici, quest'ultima sembra interessare una porzione di versante maggiore di quella coinvolta presso la Balza della Rosa.

Inoltre, nella prima delle due suddette deformazioni non sembra esserci alcun segno di attività, dal momento che le trincee sono tutte riempite da depositi per gravità e ruscellamento, mentre nella seconda la presenza di alcune trincee beanti lasciano supporre che la deformazione sia ancora in evoluzione.

Per l'ampiezza e lo spessore delle masse rocciose coinvolte, per la mancanza di una superficie di separazione netta tra la roccia coinvolta e quella non coinvolta, per le modeste dimensioni delle dislocazioni in rapporto alle dimensioni dei corpi coinvolti, per la presenza nella parte alta del pendio di trincee, doppie creste, concavità e contropendenze e per la particolare struttura geologica, i due fenomeni esaminati sono definibili, sulla base di quanto indicato da Dramis & Sorriso-Valvo (1994) e Bisci & alii (1996), come «colate di roccia» (*Rock flows*).

In entrambi i casi, nella parte inferiore del pendio, l'intensa copertura vegetale e detritica non consente di rilevare quei particolari segni distintivi, come per esempio la presenza di superfici di taglio suborizzontali alla base di pieghe con asse parallelo alla direzione della valle, che in altre aree alcuni Autori (D'Amato & alii, 1995) hanno attribuito a pendii interessati da deformazioni di tipo compressivo. Per tale motivo il limite inferiore dei fenomeni descritti non è stato indicato nella carta geomorfologica.

Deformazione Gravitativa Profonda del versante destro della valle del Rio delle Pozze (versante Sud-Ovest di Monte Gomito)

La presenza nella parte superiore del pendio di trincee, sdoppiamenti di cresta e concavità, accompagnata da fattori strutturali favorevoli, è stata imputata anche in questo caso a movimenti di tipo gravitativo, riconducibili a Dgpv. La deformazione qui osservata si origina nella parte alta, in corrispondenza di una faglia diretta, orientata SW-NE; inoltre essa sembra limitata verso NW da un'altra faglia normale a direzione NW-SE; si ritiene pertanto che le dislocazioni suddette abbiano consentito lo svincolo della porzione superiore del versante Sud-Ovest di Monte Gomito; anche il clivaggio, orientato SW-NE e quindi parallelo al versante, ha rappresentato senz'altro un fattore favorevole.

Le evidenze geomorfologiche di questa deformazione, sono comprese all'incirca tra quota 1.870 e quota 1.800 e, poiché alcune trincee sono beanti, il movimento sembra tuttora in evoluzione.

Nella parte inferiore del pendio non è stato possibile fare alcuna osservazione a causa dei depositi superficiali (costituiti da depositi di frana e detrito di versante) e della mancanza di affioramenti significativi.

Anche questa deformazione, sulla base dei dati strutturali e degli elementi geomorfologici osservati, confrontabili con quelli del versante sinistro della valle del Rio delle Pozze descritti in precedenza, e facendo riferimento a Dramis & Sorriso-Valvo (1994) e Bisci & alii (1996), è da definirsi come «colata di roccia» (*Rock flow*).

Per quanto riguarda i fattori morfogenetici dei fenomeni appena descritti, è noto che le Dgpv sono dei fenomeni sicuramente complessi, poiché controllati sia da fattori geodinamici connessi con l'attività endogena ed esogena che da fattori strutturali relativi alla natura e all'assetto delle rocce coinvolte (cfr. Sorriso-Valvo, 1984; 1987; 1989; 1995; Dramis & alii, 1987; D'Amato & Puccinelli 1989a; Menotti & alii, 1990; lavori citati in Pasuto & Soldati, 1990; Soldati & Pasuto, 1991; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Crescenti & Sorriso-Valvo, 1995; Bisci & alii, 1996).

Nell'area di studio sono presenti i fattori favorevoli allo sviluppo di questi fenomeni. Essi sono:

I caratteri strutturali: nei casi osservati le deformazioni sono fortemente controllate dalle strutture. Sul versante sinistro della valle del Rio delle Pozze i movimenti alle quote superiori del versante, relativi allo svincolo del pendio, avvengono lungo i piani di due sistemi di faglie distensive, che incontrandosi formano un angolo compreso tra 90° e 100°; in prossimità del vertice di detto angolo, in un'area quindi piuttosto ristretta, si sviluppano i fenomeni gravitativi descritti, muovendosi secondo la direzione di massima pendenza del pendio, corrispondente alla bisettrice di detto angolo. Sul versante destro della valle del Rio delle Pozze (versante SW del Monte Gomito) il movimento è controllato da due faglie dirette tra loro ortogonali e dal clivaggio parallelo al versante.

Forti spessori di litologia competente: nell'area di studio affiorano esclusivamente arenarie appartenenti alla for-

mazione del Macigno, costituita da alternanze di livelli pelitici e banchi arenacei, che in questa parte dell'Appennino raggiunge uno spessore di circa 2.000 metri; considerando che nell'area studiata, tra il Monte Gomito e la Balza della Rosa, si è quasi al tetto della formazione si può senz'altro ammettere che lo spessore del Macigno nell'area di studio abbia una potenza di almeno 1.600 metri.

La grande energia del rilievo: i dislivelli che si riscontrano sono il risultato di sollevamenti che si sono verificati, come specificato in precedenza, a partire dal Pleistocene medio/sup.(?) e si continuano tuttora, come si può dedurre dall'approfondimento in atto del reticolo idrografico.

Intensa sismicità: essa è documentata da numerosi sismi che si sono verificati in epoca storica (Postpischl, 1985); anche recentemente (il 24-8-95) si è verificato un sisma con epicentro nella zona del Passo dell'Abetone (intensità 5,5 MCS e magnitudo 4,1) (Stucchi & alii, 1996). Inoltre la zona è prossima alla Garfagnana, una delle aree sismicamente più attive di tutto l'Appennino Settentrionale; a questo proposito si ricordano il sisma del X grado Mcs della Garfagnana e Lunigiana del 7 Settembre 1920 e gli altri superiori al VII-VIII grado (1481, 1767, 1837, 1939); scosse di VI grado sono state registrate anche il 7-6-1980, il 23-1-1985 e il 10-2-1987.

Deglaciazione: il ritiro dei ghiacciai e la loro definitiva scomparsa, dopo il periodo glaciale corrispondente al Würm alpino, hanno determinato un rilassamento dei versanti, che hanno reagito per ripristinare le condizioni d'equilibrio.

Tra i suddetti fattori, che possono aver contribuito in maniera diversa sia singolarmente sia sovrapponendosi gli uni agli altri all'insorgere e all'evoluzione delle Dgpv, si ritiene, nel caso specifico, che un ruolo determinante sia stato giocato dai fattori strutturali, e in particolare da sistemi di faglie di tipo distensivo.

Le frane costituiscono un elemento fondamentale nella definizione della morfologia di un pendio. Esse sono diffuse un po' ovunque anche se risultano particolarmente concentrate sul versante orientale del Torrente Motte, dove il torrente esercita un'intensa azione erosiva sui litotipi argillitici e siltitici. Facendo riferimento alla distribuzione dei fenomeni franosi in rapporto alle litologie, sono stati distinti tre gruppi diversi: frane nelle arenarie del Macigno, frane nelle argilliti e siltiti dell'Olistostroma basale e delle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre e frane nei materiali sciolti delle coperture quaternarie.

Frane nelle arenarie del Macigno

Lungo la valle del Rio delle Pozze, pur in assenza di una fenomenologia franosa molto diffusa, una tipologia abbastanza frequente è il crollo, in qualche caso il ribaltamento, che si esplicano in particolar modo lungo pareti di faglia, come ad esempio nel tratto di crinale tra il Passo di Annibale e la Balza della Rosa (fig. 19); in questi casi la parte rialzata della faglia diretta, assai prossima alla verticale, trovandosi in equilibrio instabile, tende a crollare o a ribaltarsi. Frane di crollo o ribaltamento sono state rinvenute



FIG. 19 - Frana per ribaltamento nelle arenarie del Macigno, lungo il versante tra il Passo di Annibale e la Balza della Rosa.

FIG. 19 - Toppling in the sandstones of the Macigno Formation on the slope between the Passo di Annibale and the Balza della Rosa.

te anche lungo il tratto intermedio del Rio delle Pozze, al piede di scarpate verticali con influenza strutturale. In particolare, sul versante destro, a SE di Casa Coppi, è stato osservato un fenomeno di ribaltamento, dove l'accumulo comprende anche un enorme blocco.

Alcuni scivolamenti traslazionali sono ubicati sul versante a monte della zona residenziale della Val di Luce. Fenomeni di scorrimento rotazionale sono stati rilevati sul versante occidentale del Monte Gomito, dove la porzione superiore del pendio si è messa in moto lungo i piani di frattura disposti in direzione antiappenninica, e sul versante sinistro della valle nel tratto inferiore del Rio delle Pozze.

Lungo la valle del Torrente Motte sono abbastanza diffusi gli scorrimenti planari e, più precisamente, essi sono stati rilevati sul versante orientale dello spartiacque Val di Motte - Valle delle Pozze.

In un caso, a NE del Balzo delle Pozze, uno scorrimento planare di modesta entità ha consentito la conservazione in blocco della parte di versante traslata.

Un fenomeno particolare (descritto in modo più dettagliato in Caredio & alii, 1997) è stato individuato a Est di Monte Gomito, dove sono stati rilevati gli stessi indizi geomorfologici, che accompagnano le Dgpv della valle del Rio delle Pozze descritte in precedenza. Nella parte superiore del versante Est di Monte Gomito, infatti, dove il crinale assume una forma ad arco, la cui corda sottesa è parallela alle direzioni di strato, sono stati individuati sdoppiamenti di cresta, trincee, concavità e contropendenze. Nonostante che alcune trincee siano state colmate recentemente con materiale di riporto per la creazione di piste da sci, la loro presenza rimane molto evidente; una caratteristica geomorfologica saliente è anche rappresentata dalle numerose contropendenze. Complessivamente, gli indizi geomorfologici sono rilevabili a partire dal crinale (1.870 m circa) sino alla quota di 1.750 m.

La direzione delle trincee e delle contropendenze si dispone parallelamente alla direzione di strato della formazione del Macigno, che qui è disposta all'incirca tra N100° e N110°. In questo settore gli strati del Macigno sono disposti a franapoggio con la stessa inclinazione del pendio per cui i versanti corrispondono a superfici strutturali e in particolare a giunti di strato.

Sulla base delle caratteristiche strutturali, rapportate agli indizi geomorfologici, si ritiene che questo versante sia soggetto ad un movimento verso NNE, secondo la linea di massima pendenza del pendio.

Il movimento si origina lungo le discontinuità litologiche della formazione del Macigno, in corrispondenza dei livelli pelitici, che formano delle superfici preferenziali di scorrimento della massa rocciosa soprastante.

Nella parte inferiore del pendio il bosco e la copertura quaternaria, costituita da depositi morenici e di versante, su cui si è sviluppato un cospicuo spessore di suolo, impediscono osservazioni di dettaglio.

Tuttavia è condizione necessaria che nella parte inferiore del pendio il Macigno cambi pendenza, altrimenti intorno alla quota 1.670 metri esso avrebbe una pendenza superiore a quella del pendio, non permettendone quindi lo svincolo; è dunque ragionevole ipotizzare che intorno alla quota suddetta gli strati di Macigno siano meno inclinati del pendio, in modo da ottenere così le condizioni strutturali necessarie per consentirne il distacco. Sulla base delle caratteristiche strutturali descritte, il fenomeno in oggetto è stato definito come scivolamento traslativo di roccia (*Rock slide*) (Sorriso-Valvo & Gullà, 1996) piuttosto che come Dgpv (cfr. Dramis & Sorriso-Valvo, 1994 e Sorriso-Valvo, 1995).

Tuttavia, poichè la superficie di scivolamento non è evidente e le masse rocciose appaiono in parte ancora vincolate, si ritiene che si possa trattare di una frana ad uno «stadio incipiente» (cfr. Sorriso-Valvo, 1995).

Poichè questo scivolamento traslativo di roccia (*Rock slide*) ad uno stadio incipiente presenta gli stessi indizi geomorfologici delle Dgpv della Valle del Rio delle Pozze, si può parlare di un esempio di «convergenza geomorfologica». Generalmente gli esempi di «convergenza geomorfologica» sono riferiti a forme simili di diversa genesi (Panizza & Piacente, 1976; Panizza, 1988; Castiglioni, 1988); nel caso specifico si tratta, nell'ambito dei processi gravitativi di versante, di forme simili in fenomeni di tipologia diversa.

Tra le cause che possono aver generato le varie frane nelle arenarie del Macigno, si ritiene che un ruolo determinante sia stato giocato dai fattori strutturali.

E in particolare, nel caso degli scivolamenti traslazionali, il movimento è avvenuto lungo i giunti di strato, che corrispondono alle discontinuità litologiche (alternanza di arenarie e di peliti), secondo la direzione di massima pendenza del pendio. In tali situazioni, oltre all'assetto giacitura a franapoggio, un ruolo importante è stato giocato anche dalle condizioni meteorologiche. Infatti, poichè i dati meteo-climatici indicano che la piovosità nella zona del crinale raggiunge e supera i 2.000 mm/anno e che la neve resta al suolo per circa 100 giorni, è evidente che le precipitazioni e l'acqua proveniente dallo scioglimento della neve

possono favorire il movimento lungo gli strati pelitici del Macigno.

Frane nelle argilliti e nelle siltiti

Queste litologie, appartenenti all'Olistostroma basale e alle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre, sono comprese nel settore nord-occidentale dell'area di studio e nel versante orientale del Torrente Motte, dove la franosità è molto diffusa.

La tipologia di frana di gran lunga più frequente è lo scivolamento rotazionale e/o roto-traslativo associata a colamenti superficiali.

Relativamente alla definizione di queste frane, la sola osservazione sulle fotoaeree e il rilevamento sul terreno porterebbe ad individuare fenomeni di tipo rotazionale nella zona di coronamento e di tipo colamento nella parte medio-bassa del corpo di frana. In altre aree dell'Appennino Tosco-Emiliano, pur in presenza di colamenti superficiali rilevabili nella parte medio-bassa dell'accumulo di frana, sulla base di dati inclinometrici, è stato constatato che a valle dei distacchi rotazionali del coronamento si instaurano in profondità dei movimenti roto-traslativi d'insieme (Bertolini, 1997; Gottardi & alii, 1998).

Si è ritenuto di aver individuato sul versante orientale del Torrente Motte le caratteristiche resté descritte, classificando quindi le frane come scivolamenti rotazionali e roto-traslativi.

Le frane sicuramente per colamento coinvolgono aree di estensione relativamente modesta con un alto rapporto tra lunghezza e larghezza.

Particolarmente rilevante risulta il complesso di frane, molte delle quali attive, che si sviluppa a NW di M. Rencione; la parte superiore del versante in frana è caratterizzato da evidenti contropendenze e trincee quasi del tutto colmate da depositi colluviali. Il corpo principale si sviluppa tra quota 1.300 e quota 1.150 circa ed ha una lunghezza reale media di 400 metri.

Le frane attive sono chiaramente indotte dall'erosione sia laterale sia verticale del Torrente Motte e dei fossi suoi affluenti. Per porre rimedio a questa situazione di dissesto, nel medio corso del Torrente Motte sono state costruite diverse briglie: ben otto in un tratto di appena 400 metri.

Numerose altre frane rotazionali hanno la zona di coronamento tra il Passo dell'Abetone e la località Trampolino, dove movimenti attivi hanno danneggiato il patrimonio edilizio.

Frane nelle coperture quaternarie

Queste frane sono relativamente diffuse e tutte localizzate sul versante occidentale della valle delle Motte, dove l'erosione torrentizia si esercita fino al substrato coinvolgendo anche i litotipi del Macigno e dell'Olistostroma basale.

Nei casi riscontrati i movimenti franosi, che si sviluppano nella roccia sottostante (dando luogo a scorrimenti planari, a scorrimenti rotazionali o a colate a seconda del litotipo e dell'assetto strutturale interessato) coinvolgono con-

seguentemente anche i depositi soprastanti. Pertanto non si può parlare di movimenti che interessano direttamente le coperture, ma di fenomeni indotti dall'instabilità della roccia sottostante (Macigno e Olistostroma basale).

I fenomeni franosi, che coinvolgono in più zone i depositi morenici, possono aver cancellato eventuali tracce di forme moreniche stadiali.

Forme e depositi dovuti alle acque correnti superficiali

Nell'area di studio si rinvenivano numerose forme e depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali sia attivi che non attivi.

L'inizio dell'attività dei fenomeni connessi con le acque superficiali può essere fatta risalire al Pleistocene medio quando presero inizio sollevamenti abbastanza generalizzati in tutto l'Appennino Settentrionale (Bartolini & alii, 1982; Ambrosetti & alii, 1983), anche se nell'area mancano testimonianze certe di tale attività. La genesi delle forme e dei depositi rilevati può essere riferita all'Olocene, in alcuni casi al tardo Pleistocene, quando il generale miglioramento climatico ha conferito alle acque, progressivamente meno cariche di detrito, un'alta capacità di erosione.

In generale, il reticolo idrografico in attivo approfondimento e la scarsità di depositi alluvionali attuali indicano una morfogenesi in cui l'erosione prevale sulla sedimentazione. Poiché i bacini del Rio delle Pozze e del Torrente Motte presentano, come indicato in precedenza, caratteristiche differenti, si procederà alla loro descrizione separatamente.

Nella parte alta della valle del Rio delle Pozze, vale a dire in Val di Luce, sono ben evidenti le forme connesse al ruscellamento sia diffuso sia concentrato.

Il ruscellamento diffuso agisce sui versanti corrispondenti a superfici strutturali costituite dalla formazione arenacea del Macigno, asportando la copertura eluviale.

Il ruscellamento concentrato ha prodotto numerosi solchi incisi nelle arenarie del Macigno; questi solchi hanno lunghezze variabili dal centinaio di metri al chilometro. Alla base di quelli più brevi si rinvenivano piccoli conii colluviali costituiti da depositi eluviali prevalentemente sabbiosi. I solchi di lunghezza maggiore, a tratti profondamente incisi, confluiscono direttamente nel Rio delle Pozze, delineando per la Val di Luce un reticolo di tipo centripeto.

Come accennato in precedenza, l'assetto strutturale del versante padano (giacitura a franapoggio della formazione del Macigno, costituito da alternanze di grossi banchi arenacei con intercalazioni di siltiti e argilliti) ha determinato, in corrispondenza delle testate di strato, un modellamento a gradini e scarpate in contropendenza, a monte dei quali si sono formati numerosi ristagni d'acqua che prosciugandosi hanno dato luogo a numerosi depositi palustri. Si tratta di aree pianeggianti di varia estensione (da poche centinaia a poche migliaia di mq), in cui ristagna l'acqua in concomitanza dei periodi piovosi. Il deposito arealmente più esteso è ubicato a 1.665 m e colma la conca di sovraescavazione glaciale al piede di Femmina Morta (fig. 10). Al colmamento di questa depressione hanno in parte contribuito

due coni proluviali (cfr. Panizza, 1988) di notevoli dimensioni (distanza apice - base di oltre un centinaio di metri) e con una granulometria variabile dai grossi blocchi alle ghiaie. L'area in oggetto è drenata da fossi di ruscellamento concentrato.

I depositi palustri, ove visibili in sezione naturale, sono costituiti da limi e argille con abbondante presenza di resti organici senza che però si possa parlare di sviluppo di torbiere in senso classico. Alcune delle aree palustri sono state parzialmente o totalmente obliterate dal tracciato di alcune piste da sci che scendono dall'Alpe Tre Potenze verso il fondovalle.

Sempre in Val di Luce, altre forme e depositi legati all'azione delle acque dilavanti sono rappresentati dai fenomeni di *debris flow* rilevati sul versante Ovest del Balzo delle Pozze e già descritti nel paragrafo precedente (fig. 7).

Il Rio delle Pozze in val di Luce ha un alveo stretto, poco inciso e condizionato dall'antropizzazione. Infatti evidenti modificazioni all'alveo del Rio delle Pozze sono state apportate in seguito alla realizzazione di strade e aree di parcheggio a servizio del villaggio turistico e degli impianti sciistici qui realizzati.

Depositi alluvionali attuali si rinvengono immediatamente a monte dell'archetto morenico che sbarrava la valle presso il ponte di quota 1.460. Essi comprendono grossi blocchi tipici di un corso d'acqua a regime torrentizio.

Immediatamente a valle del punto suddetto, il Rio delle Pozze si versa, tramite una cascata alta una decina di metri, in un alveo stretto e, a tratti, profondamente inciso nel Macigno, che mantiene sino a circa 1 km a monte di Dogana, dove si possono osservare una forra e, a quota 1.124, un'altra bella cascata. Lungo il percorso tra le due cascate il Rio delle Pozze non riceve praticamente affluenti ad eccezione di alcuni fossi di ruscellamento. In questo segmento anche la morfologia dell'alveo è caratterizzata dall'assetto a franapoggio del Macigno; poiché nei periodi di magra a fronte delle testate di strato permangono numerosi ristagni d'acqua, il torrente è stato chiamato Rio delle Pozze.

A valle della cascata di quota 1.124 la valle si allarga e la morfologia cambia nettamente. Si rinvengono infatti sia in destra che in sinistra due ordini di terrazzi fluviali costituiti da ghiaie monogeniche (arenarie) ben arrotondate, visibili a luoghi in superficie ma mai chiaramente esposte in sezione.

Sul terrazzo di primo ordine sono ubicate gli abitati di C.se Bruciate in sinistra idrografica (m 1.100 circa) e di Dogana in destra valle (m 1.090 circa). Il terrazzo di secondo ordine, su cui è ubicata in destra valle la località I Fossi (m 1.075 circa), è separato da quello di primo ordine da una scarpata alta oltre 10 metri. Il tracciato attuale del Rio delle Pozze ha inciso il terrazzo di secondo ordine sino al substrato, costituito dalle arenarie del Macigno e scorre incassato all'interno di scarpate, non cartografabili, alte pochi metri.

Nel suo tratto terminale l'alveo del Rio delle Pozze è largo meno di 10 metri e a tratti le sponde sono costituite da muretti artificiali. Il torrente è, anche in questo tratto,

in chiara fase erosiva, come testimoniato dalla piccola cascata e dalle marmitte di evorsione, visibili sotto il ponte di Dogana, modellate nelle arenarie del Macigno. Per rimediare a questa tendenza sono state realizzate alcune briglie che hanno determinato la deposizione di materiale alluvionale a monte delle stesse. Questi depositi, in genere non cartografabili, sono costituiti prevalentemente da ghiaie grossolane e da massi di natura esclusivamente arenacea.

Nei pressi di C.se Bruciate il Rio delle Pozze riceve, in sinistra, le acque di un modesto torrente che drena un piccolo bacino costituito in gran parte da argilliti, con blocchi di calcari intercalati, appartenenti alla formazione delle Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre. In questo settore si rinvengono numerosi fossi di ruscellamento concentrato e vallecicole a V che risultano anch'essi in intenso approfondimento; per correggere tale tendenza sono state costruite alcune briglie lungo il collettore principale. Nella parte alta del bacino sono presenti forme calanchive fissate dalla vegetazione.

Nei pressi di Lagadello di là è altresì evidente un'area pianeggiante costituita da depositi palustri incisi da un fosso di ruscellamento che drena le acque dalla parte superiore del bacino verso il Rio delle Pozze. Questi depositi palustri sono chiaramente correlabili ad un ristagno d'acqua dovuto allo sbarramento al deflusso delle acque del bacino in oggetto da parte del cordone morenico pleniglaciale che si sviluppa tra Lagadello di là e Lagadello di qua.

La successiva incisione della soglia morenica, avvenuta ovviamente dopo il ritiro della lingua pleniglaciale che si sviluppava lungo la valle del Rio delle Pozze, ha consentito il deflusso delle acque verso il torrente suddetto e la sedimentazione del conoide con apice presso C.se Bruciate. Questo conoide e l'altro rilevato poco più a monte in destra valle sono stati indicati non attivi sia perché la loro unghia è a livello del terrazzo di 2° ordine, di cui si è detto in precedenza, e sia perché risultano incisi da modesti torrenti che fanno capo a vallecicole a V in approfondimento.

Alla confluenza con il T. Motte è invece rilevabile un conoide di modeste dimensioni (un centinaio di metri di lunghezza) in fase attiva di deposizione.

Per quanto concerne la valle del T. Motte, la diversa situazione strutturale dei due versanti, già altrove menzionata, ha condizionato l'azione delle acque correnti superficiali e dunque le relative forme e depositi. Sul versante sinistro, nella parte alta della valle, dove affiora a franapoggio la formazione arenacea del Macigno analogamente a quanto si è visto per il bacino del Rio delle Pozze, si distinguono forme connesse al dilavamento. In prossimità del crinale il ruscellamento diffuso si esplica sui versanti corrispondenti a superfici strutturali; poco più a valle le acque correnti superficiali si concentrano in solchi di ruscellamento che a loro volta confluiscono in vallecicole generalmente a fondo piatto. La forma di queste vallecicole è conseguenza del fatto che le acque incanalate, dove hanno asportato la copertura morenica, scorrono in impluvi il cui fondo coincide con le superfici di strato per l'assetto a franapoggio del Macigno.

Il descritto sistema di solchi e vallecole a fondo piatto determina complessivamente sul versante sinistro della valle un *pattern* di tipo «parallelo».

Nella parte alta della valle si rinvengono inoltre alcuni piccoli conii colluviali e depositi palustri di modeste dimensioni a monte delle testate di strato (alcuni dei quali parzialmente o totalmente obliterati dal tracciato delle piste da sci). Piccoli depositi palustri si rilevano altresì nella parte media del versante che scende dal crinale di Pulicchio in corrispondenza di concavità nei depositi morenici.

Nella parte bassa del versante sinistro si rilevano depositi colluviali e alcuni conii di deiezione non attivi, poiché chiaramente incisi dai piccoli torrenti di cui si è detto.

Sul versante destro, dove affiorano i litoripi argillitici e marnosi, le forme e i depositi legati allo scorrimento delle acque correnti superficiali sono assai ridotte, anche se risultano attualmente in evoluzione. In particolare, si tratta di forme calanchive rilevabili sul ripido pendio nella parte alta del M. Renicione, di depositi colluviali accumulati a monte delle trincee che caratterizzano la frana che coinvolge un'estesa parte del versante e di alcuni solchi di ruscellamento molto incisi che si versano nel T. Motte con percorsi generalmente brevi e ripidi.

Da un punto di vista morfologico il fondovalle del T. Motte può essere schematicamente suddiviso in tre tratti: uno superiore, a monte di Casa Ballantini, uno mediano fino all'altezza del parallelo di Faidello ed uno inferiore sino alla confluenza con il Rio delle Pozze.

Nel tratto superiore, dove è indicato con il toponimo «Fosso delle Motte», il Torrente Motte scorre in un fondovalle ampio anche un centinaio di metri, incidendo due ordini di terrazzi. Del primo ordine restano esigui lembi presso le località di Casa Ballantini in destra e di Le Motte in sinistra (casa di m 1.237,8). Tali lembi risultano sospesi di alcuni metri sul terrazzo di 2° ordine che praticamente definisce la forma del fondovalle. Questi terrazzi sono costituiti da depositi prevalentemente ghiaiosi, provenienti da litologie arenacee, visibili in superficie, ma mai chiaramente esposti in affioramento. I terrazzi in oggetto, concordemente con quanto riscontrato per la valle del Rio delle Pozze, rappresentano due fasi di deposito e due fasi di erosione.

Il tratto mediano è caratterizzato da un fondovalle stretto e da versanti ripidi. Le numerose frane attive rilevate su entrambi i versanti sono innescate dall'azione di approfondimento ed erosione laterale esercitata dal Torrente Motte. Per correggere la tendenza erosiva del fiume, come specificato in precedenza, sono state costruite ben otto briglie in un tratto di appena 400 m.

Nel tratto inferiore il fondovalle a luoghi si allarga e i versanti, coinvolti in movimenti franosi non attivi, risultano meno acclivi. Anche nei pressi della confluenza con il Rio delle Pozze, l'alveo del Torrente Motte è caratterizzato dalla presenza di alcune briglie, costruite per contrastare l'intenso approfondimento in atto, consentendo così la sedimentazione di depositi alluvionali. Le alluvioni suddette sono costituite da ghiaie anche grossolane e da massi, caratteristici dei corsi d'acqua a regime torrentizio.

In generale si può affermare che la rete idrografica del-

l'area di studio è in chiara fase di approfondimento e che i depositi alluvionali attuali sono strettamente connessi alle briglie in alveo, installate per contrastare l'erosione in atto.

FORME E DEPOSITI ANTROPICI

La frequentazione antropica di questa parte dell'Appennino Tosco-Emiliano era anticamente legata alle attività pastorizie e di raccolta dei prodotti del bosco e del sottobosco. Fino all'apertura della strada che attraversa il passo dell'Abetone, collegando Lucca e Pistoia con Modena (1 Maggio 1781), i centri abitati maggiori presenti nella zona erano Fiumalbo sul versante adriatico e Cutigliano sul versante tirrenico. Per il resto l'urbanizzazione era limitata a piccoli villaggi e fattorie isolate che andavano a collocarsi dove migliori erano le possibilità di sfruttamento agricolo o dove potevano svolgere azione di guardia ai pascoli montani.

Con l'apertura della nuova arteria stradale, che metteva in comunicazione il Granducato di Modena con il Granducato di Toscana, in luogo della fitta foresta di faggi ed abeti che ricopriva il valico⁴ si svilupparono, insieme al paese dell'Abetone, anche altri centri come Dogana e Faidello (sul versante adriatico), Pianosinatico e Fontana Vaccaia (sul versante tirrenico), originariamente nati come centri logistici (punti di cambio dei cavalli, di controllo doganale o di ristoro dei molti viaggiatori tra i due Granducati).

Il maggior sviluppo urbanistico della zona, iniziato nel primo dopoguerra, è dovuto essenzialmente all'attività turistica: gli impianti da sci attirano nelle domeniche invernali fino a 40.000 visitatori, a fronte di una popolazione residente di circa 700 unità; attualmente il comprensorio sciistico Abetone Multipass comprende 40 piste per 50 km complessivi e 28 impianti di risalita.

Una tale organizzazione turistica non poteva non influire pesantemente sulle caratteristiche geomorfologiche dell'area; basti pensare che la realizzazione di una pista da sci prevede inevitabilmente l'abbattimento di vegetazione ad alto fusto (fig. 10), scavi in roccia e movimenti di terra per regolarizzarne il fondo e permettere la battitura della neve con mezzi meccanici.

In particolare, la costruzione delle piste ha comportato, sia tagli artificiali di versante (come ad es. alla partenza della seggiovia per il Passo d'Annibale, fig. 11) sia il colmamento di alcuni dei depositi palustri ubicati a monte delle testate di strato (come ad es. lungo il versante al piede del circo Femmina Morta - Alpe Tre Potenze).

Un caso in cui l'attività antropica ha dato luogo ad un evidente esempio di «impatto ambientale» (cfr. Panizza, 1992) è stato rilevato presso l'Alpe Tre Potenze. Qui infatti il detrito derivante dagli sbancamenti eseguiti per la costruzione della stazione di arrivo di una seggiovia e di una pista da sci è stato accumulato artificialmente lungo il pen-

⁴ Il Passo dell'Abetone è stato così denominato per ricordare un abete secolare di grandi dimensioni che venne tagliato nel 1778 nell'ambito dei lavori connessi al passaggio attraverso il valico appenninico della strada che metteva in comunicazione il Granducato di Modena con il Granducato di Toscana (Carandini, 1875).

dio e parte dell'accumulo è giunta sino al sottostante Lago Piatto. Sicuramente, nel caso specifico, lo smaltimento del detrito prodotto dagli sbancamenti suddetti poteva essere pianificato più oculatamente evitando il rischio di colmare, anche solo parzialmente, il Lago Piatto che rappresenta un «bene naturale» di notevole interesse per tutto l'alto Appennino Tosco-Emiliano.

In altri casi la costruzione di piste da sci, dove si può sfruttare la naturale predisposizione del pendio all'accumulo di neve, come ad esempio in corrispondenza della conca di sovraescavazione glaciale ai piedi di Femmina Morta, non ha prodotto significative modificazioni alla morfologia.

In generale, nella carta geomorfologica le numerose piste da sci sono state indicate con un sovrassegno sul simbolo litologico o morfologico.

Legati all'attività sciistica, in quanto a servizio degli impianti di risalita, vanno considerati anche le superfici antropizzate per la creazione di aree di parcheggio: nella carta geomorfologica sono comprese nelle «aree intensamente modellate»; sono state cartografate, per le loro dimensioni, quella del villaggio turistico della Val di Luce e quella della Stazione dell'Ovovia ai lati della strada statale dell'Abetone e del Brennero.

In località Trampolino con la stessa simbologia è stata indicata anche l'ampia area spianata destinata a maneggio.

Infine, tra gli interventi antropici si ricordano le numerose briglie costruite sia in Val di Luce sia in Val di Motte descritte in precedenza.

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

Pur intuendo che i versanti possano essere stati modellati, soprattutto per opera della gravità e delle acque superficiali, anche in epoche precedenti a quella würmiana, tuttavia i dati acquisiti nella presente ricerca permettono una valida ricostruzione degli avvenimenti geomorfologici, solo a partire dal periodo glaciale, conosciuto nelle Alpi col nome di Würm III.

Nell'area in esame, a differenza di altre località dell'Appennino Settentrionale, non sono state rinvenute tracce di un periodo glaciale più antico di quello würmiano. Ciò si può spiegare con l'ipotesi che tracce glaciali precedenti possono essere state cancellate da eventi erosivi connessi con gli intensi sollevamenti che si sono verificati a partire dal Pleistocene medio/sup. (?) e si continuano tuttora, come testimoniato dalla notevole attività erosiva dei corsi d'acqua, che ha portato a rapidi approfondimenti del reticolo idrografico.

La morfogenesi glaciale dell'ultimo periodo freddo pleistocenico ha lasciato nell'area evidenti testimonianze, consistenti in forme di erosione (circhi glaciali, conche di sovraescavazione e rocce montonate) e di deposito (cordoni laterali e lembi di archi frontali) a luoghi ben conservati.

Alla fase pleniglaciale sono sicuramente riferibili i cordoni rilevati nella parte inferiore delle valli del Rio delle Pozze e del T. Motte che delimitano due lingue glaciali che confluivano presso Dogana e proseguivano in un corpo

unico almeno fino a Fiumalbo a circa 1.100 m di quota (cfr. Losacco, 1982). Il limite nivale, calcolato per questo periodo, è di circa 1.480 m.

Soltanto lungo la valle del Rio delle Pozze sono stati rinvenuti a varie quote apparati che testimoniano come il ritiro dei ghiacciai, dopo la fase di massima avanzata, sia avvenuto non in modo continuo, ma con alcune fasi di sosta.

In particolare, i lembi di morene frontali, rilevati presso Casa Coppi (m 1.357) e presso il ponte sul Rio delle Pozze (m 1.460), segnalato qui per la prima volta, possono essere riferiti entrambi, sulla base dell'innalzamento del limite nivale, rispetto al limite del pleniglaciale (128-180 metri), al I Stadio Appenninico di Federici (1979). Si tratterebbe quindi di un pluristadio, caratterizzato da due fasi distinte, come già riconosciuto in altra area da Federici & Tellini (1983).

Altre forme caratteristiche, che testimoniano un'ulteriore riduzione del ghiacciaio del Rio delle Pozze, sono le nicchie comprese tra Femmina Morta e l'Alpe Tre Potenze. Queste sono state riferite, sempre sulla base del tasso d'incremento del limite nivale (253 e 353, rispettivamente), al II Stadio Appenninico di Federici (1979), anch'esso marcato da due fasi.

Il III Stadio Appenninico non ha invece consentito nell'area di studio la conservazione di masse glaciali, poiché questo stadio, secondo Federici (1979), prevede un innalzamento del limite nivale di circa 600 metri rispetto a quello pleniglaciale e quindi sarebbe ad una quota di oltre 2.000 metri, superiore dunque a quelle delle cime più alte di questa porzione dell'Appennino.

Successivamente al ritiro delle lingue glaciali i versanti sono stati modellati dalla morfogenesi periglaciale, dalla gravità e dalle acque correnti superficiali.

L'area in studio appare diffusamente interessata dalla morfogenesi periglaciale, la cui attività si è manifestata sicuramente anche durante il Tardiglaciale. In condizioni di clima freddo, i versanti del tutto o parzialmente privi di vegetazione spontanea erano soggetti al crioclastismo che produceva abbondante materiale detritico, di natura quasi esclusivamente arenacea. I crioclasti venivano mobilizzati dal geliflusso, dalla neve (che agiva sia come superficie di scivolamento che come agente di trasporto tramite le valanghe) nonché dalla gravità e dal ruscellamento diffuso.

Ad un non meglio definibile Tardiglaciale potrebbero così risalire le coltri di depositi di geliflusso presenti sul versante a NNE della Balza della Rosa, gran parte delle colate di blocchi diffuse soprattutto nell'alta Val di Luce, le nivomorene a Nord del Passo di Annibale e gran parte delle estese falde detritiche fissate dalla vegetazione che bordano i fianchi del tratto medio della valle del Rio delle Pozze.

L'impostazione e lo sviluppo delle principali forme e depositi connessi alle acque correnti superficiali e alla gravità può comunque essere riferita all'Olocene. Infatti il generale miglioramento delle condizioni climatiche ha favorito il ripopolamento vegetale dei versanti ed ha conferito alle acque, meno cariche di detrito, un'alta capacità erosiva. Esse hanno inciso dapprima i depositi morenici accumulati

in precedenza nei fondovalle e successivamente anche il substrato.

Il processo di approfondimento è stato tuttavia intervallato da periodi a prevalenti processi deposizionali, poiché sia sul fondovalle del Rio delle Pozze sia su quello del T. Motte si osservano due ordini di terrazzi alluvionali e coni di deiezione reinciati. La sedimentazione di tali corpi può essere riferita a cause climatiche (fasi di clima freddo) o antropiche (il disboscamento a cui è stato soggetto tutto l'Appennino).

Accettando la prima ipotesi, le fasi di clima freddo possono essere collocate nell'Olocene, anche se non si può escludere che il terrazzo di I° ordine, più alto rispetto a quello del II° ordine di una ventina di metri, possa risalire ad una fase stadiale tardopleistocenica.

Il processo generale di erosione lineare, che va esaminato comunque non solo nell'ambito del miglioramento climatico, ma anche nel quadro del sollevamento tettonico della catena appenninica, ha portato alla formazione di vallecole, di forre, di cascate e, nelle aree a litologia argillosa, di calanchi e forme similari.

Per quanto riguarda la morfogenesi in atto, nella parte più elevata dell'area, oltre il limite del bosco, predomina l'azione crionivale. Si rinvengono infatti canaloni e coni di valanga, nicchie di nivazione e campi di pietre. Molto diffusa è altresì l'azione della gravità che si manifesta con coni e falde detritiche attive, con soliflusso (sia generalizzato sui versanti ricoperti di detrito che sottoforma di colate) e con Deformazioni Gravitative Profonde di Versante caratterizzate in alcuni casi da trincee e fessure beanti, nonché l'azione del dilavamento (diffuso e concentrato con anche fenomeni di *debris-flow*).

Nella parte media e bassa delle valli in studio dove affiora il Macigno prevalgono invece le forme connesse con il ruscellamento concentrato.

Nelle zone dove affiorano i litotipi argillosi sono invece predominanti i fenomeni di soliflusso e i movimenti di massa per scorrimento rotazionale e rototraslativo.

L'approfondimento della rete idrografica è tuttora in atto come testimoniato dai tracciati del Rio delle Pozze e del Torrente Motte e dei loro affluenti, che si sviluppano essenzialmente con l'incisione del substrato; per ostacolare tale azione erosiva sono state poste in alveo numerose briglie a monte delle quali si accumulano depositi alluvionali.

L'azione dei vari agenti morfogenetici nella storia evolutiva dell'area, è stata comunque strettamente condizionata dall'assetto strutturale del substrato. Infatti i versanti dell'alta Val di Luce e il versante NE del M. Gomito corrispondono a superfici strutturali, così come la maggior parte delle scarpate si sono impostate lungo faglie e diaclasi.

Non va inoltre dimenticata l'azione dell'uomo che qui ha modificato il paesaggio naturale con sbancamenti e riporti di materiale detritico per la costruzione di piste da sci.

CONCLUSIONI

Il presente studio, concretizzatosi in una carta geomorfologica a scala 1:10.000, elaborata secondo i più re-

centi criteri cartografici del Gruppo Nazionale di Geografia Fisica, ha portato alla definizione dei caratteri geomorfologici di dettaglio di un'area dell'alto Appennino Tosco-Emiliano.

Tra i risultati più interessanti si segnala il riconoscimento di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, lungo la valle del Rio delle Pozze, che da un punto di vista geomorfologico sono caratterizzate da sdoppiamenti di cresta, trincee, concavità e contropendenze. Simili morfologie rilevate nell'alta Val di Motte sono state invece interpretate come l'espressione superficiale di uno scivolamento traslativo di roccia ad uno stadio incipiente. Si tratta quindi di un esempio di «convergenza geomorfologica» nell'ambito dei processi gravitativi di versante.

Tra i risultati più significativi si annovera l'individuazione di cordoni morenici non rilevati in precedenza che hanno permesso di ridefinire il valore del limite delle nevi permanenti e di ricostruire in dettaglio le tappe evolutive del ghiacciaio «würmiano» della valle del Rio delle Pozze, anche se i dati acquisiti dovrebbero essere supportati da indagini di cronologia radiometrica.

In questo ambito, si segnala inoltre che i depositi sciolti, affioranti a NNE della Balza della Rosa, sono stati interpretati come depositi di geliflusso e non come depositi morenici come indicato nella cartografia geologica a scala 1:10.000 della Regione Emilia-Romagna.

Più in generale, i dati acquisiti hanno consentito di ricostruire l'evoluzione geomorfologica dell'area a partire dal tardo Pleistocene superiore.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord Appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 19-33.
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1983) - *Neotectonic map of Italy, scale 1:500.000*. Cnr, Quad. Ric. Scient., 114, 4, Roma.
- ANFOSSI G. (1915) - *Notizie su alcuni laghi dell'Appennino Parmense*. Riv. Geogr. Ital., 22, 377-398.
- AUTORI VARI (1980) - *Sezioni geologico-strutturali in scala 1:200.000 attraverso l'Appennino settentrionale*. Prog. fin. Geodinam. Sottoprog. 5 - Mod. Strutt. Gruppo Appennino Sett., Cnr.
- BALDACCI F., CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 88 (1981), 159-198.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., CASTALDINI D., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., FRANCAVILLA F., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI A. & VERCESI P.L. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale 1/400.000. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549.
- BARTOLINI C. & BORTOLOTTI V. (1971) - *Studi di geomorfologia e neotettonica, 1. I depositi continentali dell'Alta Garfagnana in relazione alla tettonica plio-pleistocenica*. Mem. Soc. Geol. It., 10, 203-245.
- BARTOLINI C. & FAZZUOLI M. (1997) - *Ruolo della tettonica e della morfoselezione nell'evoluzione dell'idrografia nel bacino del F. Serchio*. Il Quaternario, 10 (2), 417-426.
- BARTOLINI G. (1997) - *Progetto di consolidamento della paleofrana di Casoletta in comune di Vezzano sul Crostolo (prov. Reggio Emilia)*. Regione Emilia Romagna, Assessorato all'ambiente. Rapporto interno, 20 pp.

- BERTOLINI N. & TREVISAN L. (1984) - *Ghiacciai würmiani sul Monte Molinatico (Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 91, 181-187.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (sackung)*. In: Dikau R, Brundsen D., Schrott L. & Ibsen M.-L. (eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Wiley & Sons, Chichester, 150-160.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1985) - *La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione*. Mem. Soc. Geol. It., 25 (1983), 51-62.
- BRIAN A. (1898) - *Val di Cedra (Appennino Parmense)*. Boll. Cai, 31, 80-103.
- BRIAN A. (1924) - *Il Lago Santo e la sua origine glaciale*. Pubbl. a cura della sez. Enza del Cai, Freshing, Parma.
- BRASCHI S., DEL FREO P. & TREVISAN L. (1986) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 93, 203-219.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1992) - *Le torbidity oligomioceniche della Successione Toscana*. In: Bortolotti V. (a cura di). «Appennino Tosco-Emiliano. 12 Itinerari». A cura della Soc. Geol. It., BE-MA Ed.
- CARANDINI F. (1875) - *Al Monte Cimone*. Soc. Tip. Solian, Modena, 109 pp.
- CAREDDIO F., CASTALDINI D. & PUCCINELLI A. (1997) - *Gravitational slope deformations near Abetone (Tuscan-Emilian Apennines)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 19 (1996), 287-296.
- CARTON A. & PANIZZA M. (a cura di) (1988) - *Il paesaggio fisico dell'Alto Appennino Emiliano*. Grafis, Bologna, 182 pp.
- CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., PANIZZA M. & SPINA R. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 11 (M. Marmolada) e 97 (S. Marcello Pistoiese)*. Cnr, P.F. Geodinamica, pubbl. 155, 227-246.
- CASTIGLIONI G.B. (1988) - *Geomorfologia*. Utet, Torino, 436 pp.
- CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Età e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'Alto Appennino Reggiano-Modenese*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 46, p. 187 (Riassunto).
- CHICCHI S. & PLESI G. (1990) - *Sovrascorimenti e strutture associate dell'Alto Appennino emiliano tra il Passo di Lagastrello e il Cimone*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., 99-108.
- CIVITA M. (1972) - *Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., 12.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1992) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettonico-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 2°, Crop 1-1A, 229-248.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (eds.) (1995) - *Atti del IV Seminario del Gruppo Informale Cnr «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante»*. Boll. Soc. Geol. It., 50, 185 pp.
- DALLAN-NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Accad. Lunig. Sc., 42, 1-212.
- DALLAN L., NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1991) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella media Valle del Serchio (Lu)*. Carta geologica della franosità degli elementi «Sillano», «Corfino», «Fosciandora», «Coreglia». (scala 1:10.000). Boll. Soc. Geol. It., 110, 245-272.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 567-586.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989a) - *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in Val di Magra tra Aulla e Villafranca in Lunigiana*. Mem. Acc. Lunig. Sc., 57, 1987-1988, 7-26.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989b) - *La valle Villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 147-154.
- D'AMATO AVANZI G., MAZZANTI G. & PUCCINELLI A. (1995) - *Fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante in un'area a Nord-Ovest di Bagnone (Massa Carrara)*. Mem. Soc. Geol. It., 50, 109-121.
- DESIO A. (1927) - *Laghi di circo e tracce glaciali nei dintorni di Fiumalbo*. Natura, 18, 95-119.
- DE STEFANI C. (1874) - *Gli antichi ghiacciai dell'Alpe di Corfino ed altri dell'Appennino settentrionale e delle Alpi Apuane*. Boll. R. Comit. Geol. It., 5, 86-94.
- DE STEFANI C. (1883) - *I laghi dell'Appennino settentrionale*. Boll. Cai, 17, 99-140.
- DE STEFANI C. (1887) - *I depositi glaciali dell'Appennino di Reggio e di Modena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., 5, 206-211.
- DRAMIS F., MAIFREDI P. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia*. Geol. Appl. Idrogeol., 20 (2), 377-390.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations related landslides and tectonics*. Eng. Geol., 38, 231-243.
- EVA C., GIGLIA G., GRAZIANO F. & MERLANTI F. (1978) - *Seismicity and its relation with surface structures in North-Western Apennines*. Boll. Geof. Teor. Appl., 20, 263-277.
- FEDERICI P.R. (1977) - *Tracce di glacialismo prewürmiano nell'Appennino Parmense*. Riv. Geogr. It., 84, 205-216.
- FEDERICI P.R. (1979) - *Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell'Appennino Centrale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 196-202.
- FEDERICI P.R. (1980) - *On the Riss glaciation of the Apennines*. Zeit. f. Geomorph., 24, 1, 111-116.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1988) - *Paleogeographic features of drainage pattern in the Lower Arno Valley and the Serchio Valley in Tuscany (Italy)*. J. Meeting on Geom. Hazard, I.G.U., Boll. Soc. Geogr. It., Serie 11, 5, 573-615.
- FEDERICI P.R. & SCALA F. (1966) - *Il ghiacciaio würmiano del M. Gottero-Val Gotra (Appennino Parmense)*. Ann. Ric. St. Geogr., 22, 75-86.
- FEDERICI P.R. & TELLINI C. (1983) - *La geomorfologia dell'alta Val Parma (Appennino settentrionale)*. Riv. Geogr. It., 90, 393-428.
- FERRARI C. & PANIZZA M. (a cura di) (1992) - *Oltre il limite degli alberi*. Reg. Emilia Romagna. Bologna, pp. 270.
- GELMINI R. (1992) - *Profili geologici nell'Appennino Modenese tra il crinale e il margine padano. Eventi tettonici e implicazioni paleogeografiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 2°, Crop 1-1A, 251-258.
- GOTTARDI G., MALAGUTI C., MARCHI G., PELLEGRINI M., TELLINI C. & TOSATTI G. (1998) - *Landslide risk management in large, slow slope movements: an example in the Northern Apennines (Italy)*. In: Sivakumar M. & Chowdhury L. (eds.). *Environmental management*. vol. 2 Elsevier 950-962.
- GRUPPO DI LAVORO PER LA CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA (1994) - *Carta geomorfologica d'Italia - 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Serv. Geol. Naz. Quad., III, vol. 4, 47 pp.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio (Gruppo del Cevedale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9, 137-191.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR (1993) - *Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 16, 129-152.
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR (1982) - *Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M. Cusna e il F. Secchia (Appennino Emiliano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 286-360.
- GUNTHER K. & RENTZ K. (1968) - *Contributo alla geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino*. Aten. Parm., Acta Nat., 4 (1), 67-87.
- HÖFFER H. (1922) - *Die relative lage der Firnlinie*. Peterm. Geogr. Mitteil., 68, 57.
- KUROWSKI L. (1891) - *Die Höhe der Schneegrenze, mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-gruppe*. Geogr. Abh., 5, 119-160.
- LOSACCO U. (1939) - *Notizie su alcuni laghetti dell'Appennino settentrionale*. Riv. Geogr. It., 46, 127-161.
- LOSACCO U. (1940) - *Appunti sulla morfologia glaciale dell'Appennino settentrionale*. Boll. R. Soc. Geogr. It., ser. VII, 5, 86-107.
- LOSACCO U. (1942) - *Fenomeni pseudocarsici nell'Appennino settentrionale*. L'Universo, 23, 325-343.
- LOSACCO U. (1948) - *Tracce glaciali dell'Appennino modenese*. Boll. Sez. Fiorentina Cai, 25-28.
- LOSACCO U. (1949a) - *Il limite nivale pleistocenico dell'Appennino settentrionale*. Atti XIV Congr. Geogr. It., 378-382.
- LOSACCO U. (1949b) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale*. Riv. Geogr. It., 56, 1-142.
- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino settentrionale. Studio morfologico e paleogeografico*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, 113, 1-224.

- MASINI R. (1927) - *Sulla genesi dei due laghi Santi (modenese e parmense) e di altri minori dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc., 8, 105-144.
- MENOTTI R.M., PASUTO A., SILVANO S., SIORPAES C. & SOLDATI M. (1990) - *Guida alle escursioni del IV Seminario. Cortina d'Ampezzo (BL), 25-28 settembre 1990*. Cnr-Gruppo Informale Dgpn, Cnr-Istituto di Geologia Applicata-Padova, 22 pp.
- NARDI R. (1961) - *Geologia tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., 80, 257-334.
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M., (1987) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella media Valle del Serchio (Lu)*. Carta geologica della franosità degli elementi «Sillico», «Castelnuovo Garfagnana», «Cascio», «Castelvecchio Pascoli», «Galliciano», «Barga», «Fornaci di Barga» e «Ghivizzano», (scala 1:10.000). Boll. Soc. Geol. It., 106, 819-832.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Carta geologica e geomorfologica della Provincia di Pistoia con indicazioni di stabilità*. Scala 1:25.000. in 4 fogli, Selca, Firenze.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto tra il «Macigno» e l'«Unità delle argille e calcari»*. Ateneo Parmense, Acta Nat., 4 (1), 3-42.
- PANIZZA M. (1988) - *Geomorfologia applicata*. La Nuova Italia Scientifica, Roma, 342 pp.
- PANIZZA M. (1992) - *Geomorfologia*. Pitagora, Bologna, 389 pp.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1976) - *Convergenza geomorfologica di morfosculture eterogenetiche. Messa a punto concettuale per ricerche di neotettonica*. Gr. St. Quatern. Pad., 3, 39-44.
- PANTANELLI D. (1886) - *I cosiddetti ghiacciai Appenninici*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., 5, 142-148.
- PANTANELLI D. (1887) - *I cosiddetti ghiacciai Appenninici*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., 6, 268-269.
- PAPPALARDO M. & PUTZOLU P.P. (1995) - *Le «sassai» dei Monti Pisani: «colate di pietre» tipiche dell'ambiente periglaciale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 101, 323-342.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, 3, 131-140.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1996) - *Rock spreading*. In: Dikau R., Brunsden D., Schrott L. & Ibsen M.-L. (eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Wiley & Sons, Chichester, 122-136.
- PERILLI N. (1994) - *The Mt. Modino olistostrome Auctorum (Appennino Modenese): stratigraphical and sedimentological analysis*. Mem. Soc. Geol. It., 48, 343-350.
- PIACENTE S. (1976) - *Note di climatologia sull'alto Appennino Modenese*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 107, 33-46.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegrosso (Val Gotra) e lungo la trasversale «Cinque Terre - Pracchiola»*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 81, 121-151.
- PLESI G. (1975) - *La giacitura del complesso Bratica - Petriagnacola nella serie del rio di Roccaferara (Val Parma) e dei flysch arenacci tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 157-176.
- POSTPISCHL (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Cnr Prog. Fin. Geodin., Bologna, 240 pp.
- PUCCINELLI A. (1987) - *Un esempio di tettonica recente nella Valle del Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 94, 105-117.
- PUCCINELLI A. (1991) - *Nuovi aspetti dell'evoluzione paleogeografica e tettonica al Plio-Quaternario della Piana di Lucca (Toscana)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 171-177.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1989) - *Aspetti del clima nei versanti tirrenico ed adriatico lungo l'allineamento Livorno - Monte Cimone - Modena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser. A, 96, 159-192.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1994) - *Carta climatica della Toscana centro-settentrionale*. Pacini, Pisa.
- RAPETTI C., RAPETTI F. & VITTORINI S. (1988) - *Differenze termiche tra i versanti tirrenico e adriatico nell'Appennino settentrionale lungo l'allineamento Livorno - Modena*. Atti XX Congr. Int. Meteor. Alpina, Sestola (Mo).
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1992) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano romagnolo in scala 1:10.000, sezione 250040 «Fiumalbo»*. Selca, Firenze.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH S. (1978) - *The Pile of Nappes in northern Apennines, its unravelment and emplacement*. In: Coss H., Roeder D. & Schmidt (eds.), «Alps, Apennines, Hellenides», Scheizerbart, Stuttgart, 234-243.
- SACCO F. (1891) - *L'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 9, 731-956.
- SACCO F. (1892) - *L'Appennino dell'Emilia*. Boll. Soc. Geol. It., 10, 425-614.
- SACCO F. (1893) - *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino settentrionale*. Boll. Cai, 27, 263-282.
- SACCO F. (1924) - *Il lago Santo*. Pubbl. a cura della Sez. Enza del Cai, Fressching, Parma, 52-71.
- SACCO F. (1939) - *L'alta Italia durante l'Era Quaternaria*. L'Universo, 20, 77-86 e 187-207.
- SACCO F. (1941) - *Il glacialismo dell'Appennino*. L'Universo, 22, 569-602.
- SERVIZIO METEOROLOGICO REGIONALE DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1995) - *I numeri del clima*. Promodis Italia, Brescia, 305 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta geologica d'Italia a scala 1:100.000, F. 97 S. Marcello Pistoiese*.
- SESTINI A. (1936) - *Forme glaciali ed antico limite delle nevi nell'Appennino settentrionale*. Riv. Geogr. It., 43, 293-298.
- SOLDATI M. & PASUTO A. (1991) - *Some cases of deep-seated gravitational deformations in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites). Implications in environmental risk assessment*. In: Panizza M., Soldati M. & Coltellacci M.M. (eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology. Vol. 2 - Proceedings*. Istituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, 91-104.
- SORRISO-VALVO M. (ed.) (1984) - *Atti del I Seminario «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante»*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 667-729.
- SORRISO-VALVO M. (ed.) (1987) - *Atti del II Seminario «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante»*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 223-316.
- SORRISO-VALVO M. (ed.) (1989) - *Atti del III Seminario «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante»*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 369-451.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. In: Crescenti U. & Sorriso-Valvo M. (eds.), *Atti del IV Seminario del Gruppo Informale Cnr «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante»*. Mem. Soc. Geol. It., 50, 179-185.
- SORRISO-VALVO M. & GULLÀ G. (1996) - *Rock slide*. In: Dikau R., Brunsden D., Schrott L. & Ibsen M.-L. (eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Wiley & Sons, Chichester, 85-96.
- STUCCHI M., CAMASSI R. & MONACHESI G. (1996) - *Il Catalogo di «lavoro» del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti*. Rapporto interno Gndt.
- SUTER K. (1937) - *Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Nordapennins*. Der Schw. Geogr., 14, 141-151.
- UFFICIO IDROGRAFICO E MAREOGRAFICO DI PARMA (1961-1986) - *Annali idrologici*. Ist. Poligraf. dello Stato, Parma.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'Alta Val Parma*. Boll. Soc. Geol. It., 4, 131-167.