

24. Superfici intravallive

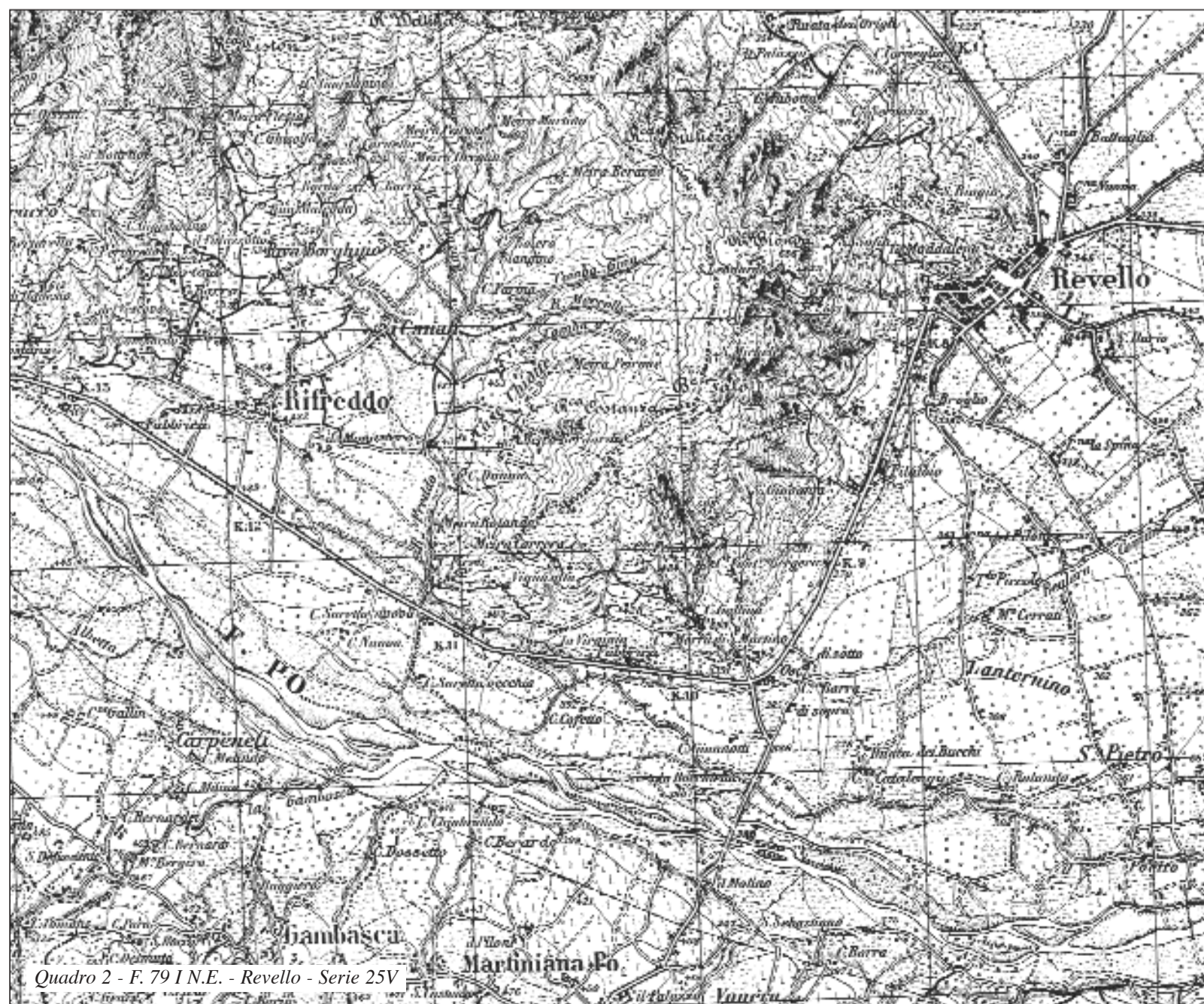
DORIANO CASTALDINI*

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

Una valle fluviale è un sistema assai complesso, la cui forma dipende da varie cause interagenti tra loro. In linea generale, come è noto, l'insieme delle forme delle valli fluviali dipende essenzialmente da cause legate al comportamento del corso d'acqua, ai processi di modellamento dei versanti circostanti, alla tettonica, alla struttura ed al fattore tempo che influisce sull'evoluzione.

Le superfici intravallive, intendendo con questo termine le superfici comprese tra uno spartiacque e un fondo valle, possono pertanto essere le più varie. Si possono avere valli fluviali a fondo piatto (sia in roccia sia in depositi alluvionali), con superfici laterali a ripiani (terrazzi di varia tipologia e genesi) e con superfici laterali asimmetriche (per cause strutturali, erosione laterale del fiume, deposizione di conoidi da parte di affluenti, ecc...).

Poiché le superfici intravallive più comuni risultano rappresentate e descritte in altre tavole (tavole 13. «Conoidi di deiezione», 17. «Terrazzi alluvionali climatici», 18. «Terrazzi alluvionali eustati-



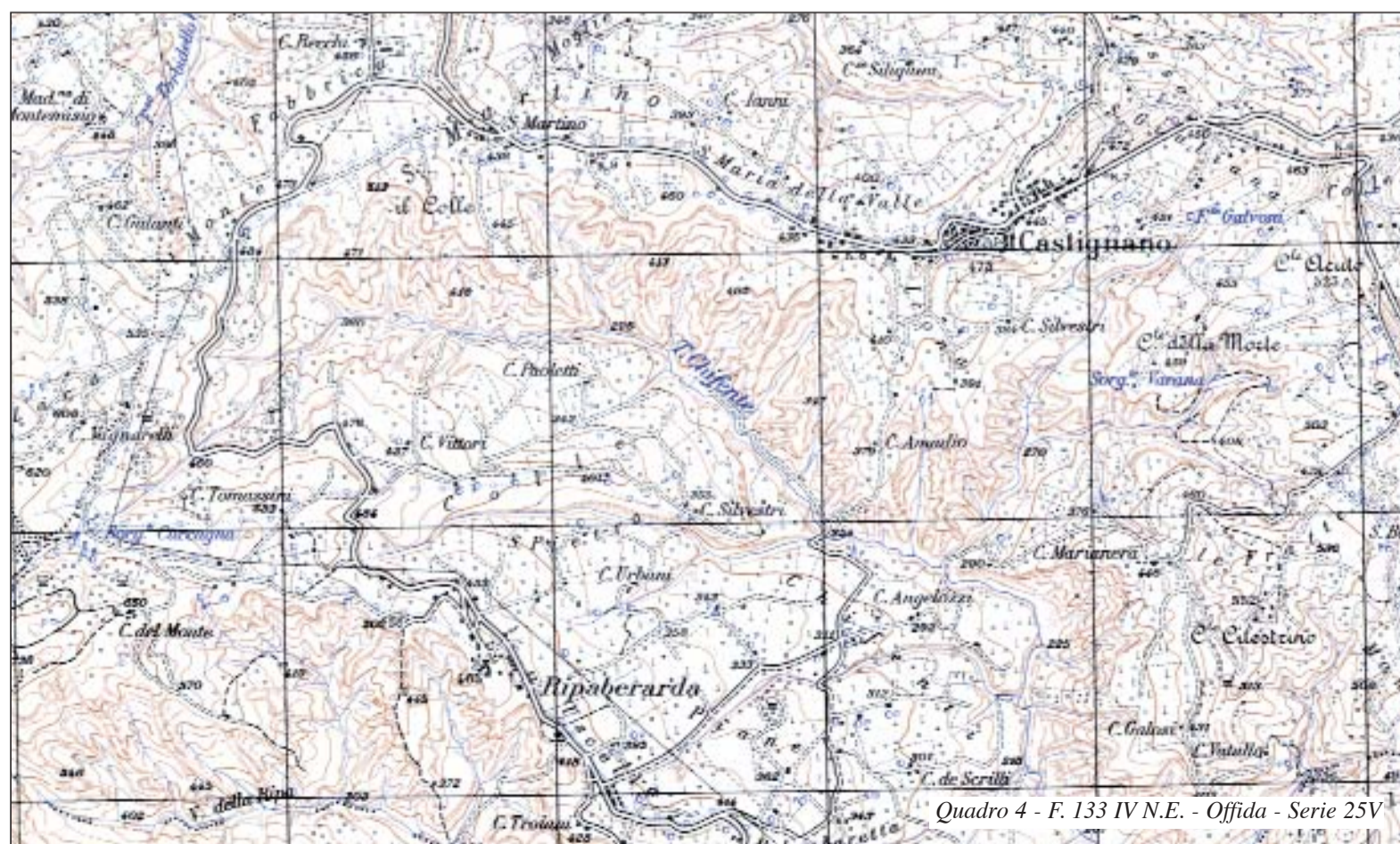
ci», ecc.), questa tavola si occupa delle superfici «a glaxis» che non figurano in altre parti di questo atlante e che non figuravano come tali nell'Atlante del Marinelli.

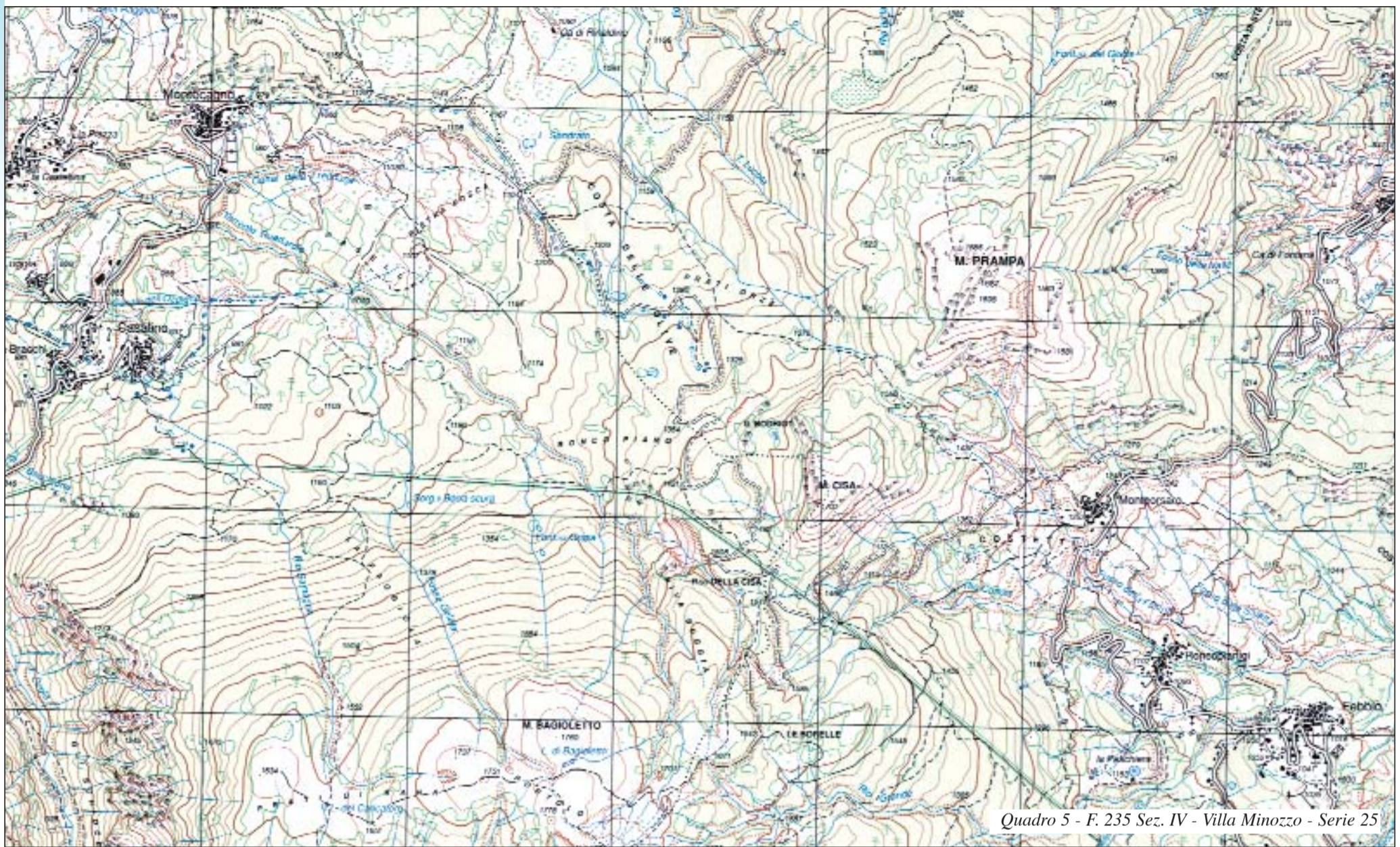
«Glaxis» è un termine di origine francese puramente descrittivo, che significa «piano debolmente inclinato» ed è pertanto sinonimo di una superficie topografica poco acclive. Da un punto di vista genetico si possono distinguere *glaxis* d'erosione, generalmente in roccia, e *glaxis* d'accumulo, in detrito; queste forme sono essenzialmente determinate dall'azione delle acque dilavanti, anche se sono stati individuati *glaxis* dovuti a processi periglaciali. Le forme a *glaxis* più estese e più rappresentative si trovano nelle zone pedemontane e ai fianchi delle depressioni tettoniche intermontane; tuttavia esse sono rinvenibili, con estensioni più limitate, anche all'interno delle valli come forme



di transizione dai versanti ai fondovalle e si presentano come superfici debolmente inclinate in genere terrazzate. La tavola in oggetto contiene stralci cartografici di alcuni significativi esempi di *glacis* vallivi nelle Alpi e negli Appennini.

Nella conca dell'Alpago, nelle Prealpi bellunesi (**quadro 1**), è ben riconoscibile un ripiano debolmente inclinato, terrazzato in più livelli, che dalla cerchia degli accumuli morenici würmiani, ubicati a ridosso dei rilievi, si sviluppa verso il centro della conca stessa. La forma in oggetto è costituita da depositi colluviali ed alluvionali litologicamente eterogenei del tardo-Würm ed Olocene inferiore e rappresenta un *glacis* d'accumulo (MANTOVANI *et alii*, 1976). La parte centrale e terminale di questa forma è compresa tra le valli del torrente Cantuna ad ovest e del torrente





Tesa ad est ed è caratterizzata, in relazione alla favorevole situazione morfologica, dalla presenza di numerosi centri (**quadro 1**).

La superficie intravalliva di Rifreddo (piccolo paese situato allo sbocco vallivo del fiume Po), è il residuo di un accumulo di frana per crollo del Pleistocene medio, successivamente rimodellato in superficie piana debolmente inclinata (**quadro 2**). L'evidenza topografica della frana è rappresentata dall'andamento arcuato dello spartiacque a monte di Rifreddo. L'accumulo di frana è stato rimodellato a *glacis* nel Pleistocene superiore dagli stessi processi di erosione areale che hanno dato luogo ai *glacis* pedemontani della pianura cuneese (BIANCOTTI, 1975).

Sul versante sinistro della media valle del torrente Serchio (ubicata nell'Appennino toscano tra le Alpi Apuane ad ovest ed il crinale appennico ad est) spiccano ampie superfici sub-pianeggianti, debolmente inclinate e terrazzate, che contrastano morfologicamente con l'accentuata acclività dei versanti circostanti (**quadro 3**). Esse risultano sospese di alcune decine di metri rispetto al fondovalle del fiume Serchio e il loro assetto morfologico è sottolineato da toponimi quali «Piano di Coreglia» e «Piano di Gragno». Queste superfici a *glacis*, costituite da depositi ciottolosi ad elementi di arenaria del «Macigno», sono definite in letteratura come «antiche spianate morfologiche di origine fluviale» o come «conoidi» di età pleistocenica media-superiore attualmente smantellate rispetto alla loro forma originaria (NARDI *et alii*, 1987; D'AMATO-AVANZI, PUCCINELLI, 1988).

Nell'Appennino marchigiano si possono osservare significativi esempi di *glacis* di accumulo, quasi unici nella fascia peri-adriatica dell'Italia centrale. Si tratta del *glacis* di accumulo, in parte eroso e smembrato (di oltre 10 kmq

di estensione e di spessore medio di circa 30 m) che si può osservare nella zona del monte dell'Ascensione (1000 m s.l.m.), il più elevato rilievo delle Marche meridionali. Il deposito, che risale al Pleistocene medio-Olocene, è costituito da clasti sub-arrottondati ghiaioso-ciottolosi e regolarizza in genere vallecule incise nelle argille grigio-azzurre plioceniche (GENTILI *et alii*, 1998). Il settore più orientale del *glacis* di accumulo del monte dell'Ascensione ricade sul versante destro della valle del Torrente Chifente: la morfologia «dolce» del *glacis* contrasta nettamente con quella «tormentata» dei calanchi (**quadro 4**).

Nell'alto Appennino emiliano, nella zona del monte Cusna, sono stati reperiti depositi a *glacis* che dai vecchi Autori venivano attribuiti a depositi morenici. In particolare, sul versante sinistro del torrente Guadarolo (**quadro 5**), la superficie debolmente inclinata su cui sorge il paese di Casalino è costituita da massi e ciottoli arenacei, per lo più spigolosi e disposti caoticamente, che ricoprono il substrato argilloso (*glacis* d'accumulo). Il *glacis* di Casalino è stato interpretato come prodotto della degradazione periglaciale del versante settentrionale arenaceo del monte Bagioletto e del trasporto ed accumulo per geliflusso dei relativi gelifratti in una conca argillosa. La parte sommitale del monte Bagioletto, che risulta una superficie poco inclinata su un substrato in parte argilloso e in parte arenaceo è stata invece interpretata come un *glacis* d'erosione (GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGICA C.N.R., 1982). In sintesi, nel **quadro 5** risultano rappresentati contemporaneamente sia un esempio di un *glacis* di erosione (zona sommitale del monte Bagioletto), sia un esempio di un *glacis* di deposito (ripiano di Casalino).

* Con la collaborazione di Alberto Costamagna e Jairo Valdati.

BIBLIOGRAFIA

- BIANCOTTI A., "Morfologia e terreni quaternari della bassa Valle Po", *Atti Accademia Scientifica di Torino*, 1975, vol. 109, pp. 241-251.
- D'AMATO-AVANZI G., PUCCINELLI A., "La valle villafranchiana della Turrice di Galliciano (val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche", *Supplemento di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 1, 1988, pp. 147-154.
- GENTILI B., MATERAZZI M., PAMBIANCHI G., SCALELLA G., "I depositi di versante del Monte dell'Ascensione (Marche meridionali, Italia)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 21, 1998, pp. 205-214.
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGICA C.N.R., "Geomorfologia del territorio di Febbio

- tra il monte Cusna e il fiume Secchia (Appennino Emiliano)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 5, 1982, pp. 285-360.
- MANTOVANI F., PANIZZA M., SEMENZA E., PIACENTE S., "L'Alpago (Prealpi bellunesi). Geologia, geomorfologia, nivopluiometria", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 95, 1976, pp. 1589-1656.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO-AVANZI G., TRIVELLINI M., "Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella media valle del Serchio (Lucca)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 106, 1987, pp. 819-832.