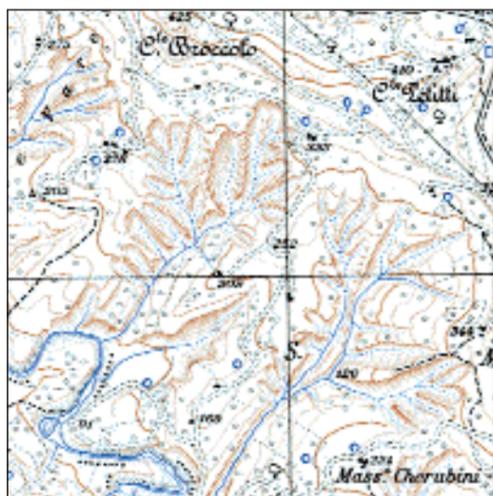


MODELLAMENTO DEI VERSANTI

Responsabile d'area: Giuliano Rodolfi - Università degli Studi di Firenze

Coordinatore: Mario Panizza - Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia



- 1. Paesaggi delle formazioni plio-pleistoceniche*
- 2. Forme di erosione superficiale: calanchi e biancane*
- 3. Paesaggi di alta montagna: dolomie*
- 4. Paesaggi di alta montagna: rocce cristalline*
- 5. Paesaggi dei flysch appenninici*
- 6. Paesaggi delle «argille scagliose»*
- 7. Deformazioni gravitative profonde*
- 8. Grandi movimenti franosi*
- 9. Il grande movimento franoso del Vajont*
- 10. Laghi di sbarramento da frana*

1. Paesaggi delle formazioni plio-pleistoceniche

SANDRA PIACENTE

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

La natura delle rocce è un fattore fondamentale e a tratti caratterizzante per le forme del rilievo, tanto più quanto uno stesso tipo litologico affiora in modo omogeneo per grandi estensioni: è questo il caso delle formazioni prevalentemente argillose e sabbiose che hanno caratterizzato le fasi della sedimentazione marina del periodo Plio-pleistocenico della storia geologica del nostro paese.

In Italia i cicli sedimentari che si sono succeduti nel Neogene e nel Quaternario hanno occupato profonde fosse tettoniche che si sono aperte sia nell'avampaese (valle Padana, mare Adriatico, fossa Bradanica, mar Ionio Calabro, Sicilia Centro-Occidentale) che nelle retrocatene (mare Tirreno, Lazio e Toscana Occidentali) (MAZZANTI, RODOLFI, 1988).

I paesaggi impostati su rocce di questo tipo rispecchiano, in dipendenza dai diversi fattori climatici (essenzialmente regime pluviometrico e termico) e, secondariamente, da quelli antropici, le proprietà di coesione, di impermeabilità e granulometriche, che rendono queste rocce facilmente erodibili; sono così favorite le azioni di ruscellamento, dal tipo diffuso a quello variamente concentrato, modellando i versanti in forme di erosione a solchi e fossi, o in una dolce morfologia con frequenti forme lobate, derivante da fenomeni di soliflusso o di colamento (PANIZZA, 1992).

I paesaggi modellati su rocce di tipo arenaceo risentono della maggiore coesione e resistenza all'erosione delle arenarie, che si mostrano per lo più con rilievi marcati e scarpate ripide, a seconda delle caratteristiche tanto litologiche

quanto ambientali. Ne sono un esempio le classiche «balze» di Volterra (STEFANINI, 1921). Una descrizione delle singole forme che caratterizzano questi paesaggi, oggetto di studio fin dai primi anni del Novecento (AZZI, 1913; TORRI, CALZOLARI, RODOLFI, 2000) si trova nella tavola 2. «Forme di erosione superficiale: calanchi e biancane» di questo Atlante.

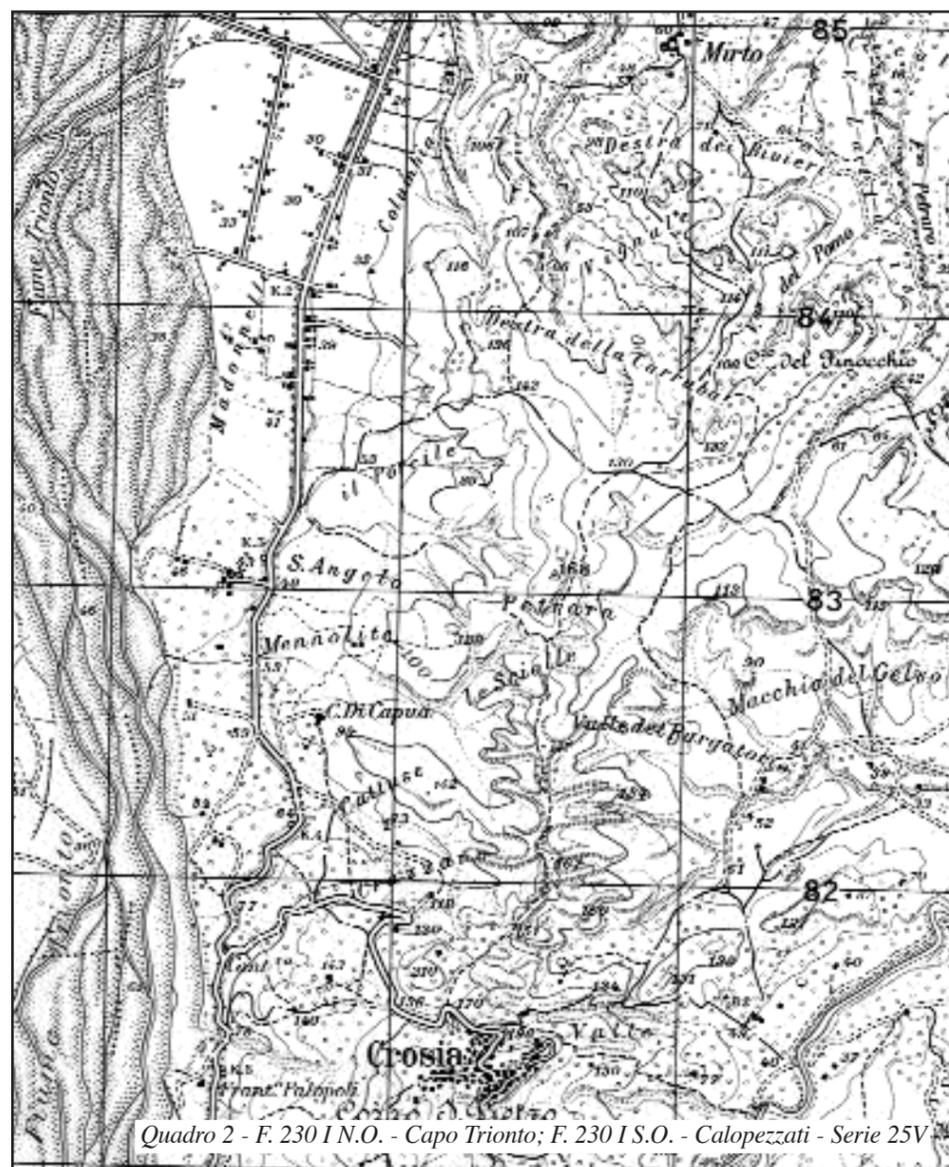
Le tavole topografiche prescelte riguardano tre aree appenniniche, rispettivamente in Emilia Romagna, in Calabria e in Basilicata: tutte si riferiscono a formazioni plio-pleistoceniche a costituzione prevalentemente argillosa e sabbiosa.

Il **quadro 1a** riguarda la carta 1:25 000 Sassuolo, F. 86 I S.O.

I terreni argillosi, di età prevalentemente pliocenica, appaiono modellati in forme calanchive, cioè in ripide valleciole associate in una trama fitta e minuta, con versanti dirupati e privi di vegetazione; l'approfondimento progressivo dei solchi produce via via l'arretramento delle testate, marcato a luoghi da ripide creste trasversali alle valleciole stesse. Il fenomeno calanchivo, evidenziato nella tavola dalle tipiche barbuette a tratti ravvicinati, che comunque la scala della carta non consente di rappresentare compiutamente, risulta particolarmente evidente sulla sponda sinistra del Rio Corlo, alle Ripe della Serra e delle Borre, in riva sinistra del Rio Chianca. Da notare come le sottili creste dei versanti a calanchi, risultato dell'erosione di arretramento delle testate, appaiono gli unici tratti, in questo contesto di forte instabilità, attraversati da sentieri percorribili (vedi tavola 2. «Forme di erosione superficiale: calanchi, biancane»).

La maggior parte del restante territorio risulta soggetta a fenomeni di soliflusso generalizzato o in colate: si tratta di movimenti lenti dei versanti che, diventati plastici per imbibizione d'acqua, colano in massa verso valle sotto l'azione della forza di gravità. Tale fenomeno risulta ben leggibile in carta da piccole convessità topografiche rilevabili soprattutto fra C. Riola e C. Riccò.

Di notevole interesse paesaggistico e naturalistico risulta essere la piccola ma significativa conca di bassa collina che si estende su due spianate, ben visibili nella carta, portanti ciascuna diversi apparati lutivomi in gran parte attivi e di grandezza variabile. È ubicata a nord-est dell'abitato di Nirano e indicata in carta dal toponimo «Salse». Si tratta di fenomeni geneticamente connessi a risalite di idrocarburi liquidi e gassosi che, attraverso fratture, fuoriescono in superficie trascinando con sé acqua salata e fango (PIACENTE, POLI, 2003). Le salse di Nirano (**quadro 1b**) rappresentano il fenomeno pseudovulcanico più importante e meglio sviluppato in Italia (già descritte da Plinio il Vecchio nella sua *Naturalis Historia* nel 60 d. C.), tanto da essere oggi classificate come un



geosito a grado di interesse nazionale e protette dal 1982 con l'istituzione della Riserva regionale delle Salse di Nirano.

Il **quadro 2** comprende gran parte del settore sud-est della tavoletta Capo Trionto, F. 230 I N.O., e parte della confinante tavoletta Calopezzati, F. 230 I S.O.

L'area analizzata è situata tra gli abitati di Crosia a sud e di Mirto Crosia a nord: si tratta di terreni plio-pleistocenici prevalentemente argillosi, ad esclusione della parte circostante Crosia dove affiorano rocce essenzialmente sabbiose con alcuni livelli cementati. La morfologia delle argille è qui rappresentata da forme calanchive ben evidenti lungo tutta la valle del Purgatorio e indicate in carte dal tratteggio a barbule ravvicinate. La cementazione, più o meno accentuata delle rocce sabbiose, è marcata dalla presenza di scarpate a luoghi ben visibili, come quella che delimita il ripiano su cui è impostato il paese di Crosia (PANIZZA, 1966).

L'area compresa tra il Cozzo del Finocchio e Mirto Crosia, a litologia essenzialmente sabbiosa e argillosa, è contraddistinta dalla presenza di terrazzi fluviali e marini, evidenziati in topografia da ripiani contornati da scarpate più o meno ripide, come è ben visibile nell'area tra la località Destra della Carruba e Mirto. I terrazzi sono caratterizzati da una superficie piana suborizzontale o a debole inclinazione, frequentemente ricoperta, come quelli qui menzionati, da una coltre di detriti delimitata da una repentina rottura di pendio.

Sull'estremità nord-orientale della tavola sono ben visibili i depositi ghiaioso-sabbiosi della costa ionica e, nella parte occidentale, quelli ghiaiosi del fiume Trionto.

Il **quadro 3** mostra dal settore nord-occidentale della tavoletta San Giorgio

Lucano, F. 211 II N.E.

Analizzando l'area compresa tra il fiume Sinni e la parte centrale della tavola, costituita da terreni argillosi o marnosi, a luoghi siltosi, con intercalazioni di sabbie, questa appare modellata da una fitta rete di forme calanchive, leggibili in carta nel susseguirsi sinuoso delle barbule color seppia, ben distinguibili fra la masseria Silvestro e la masseria Piano della Torre e nel tratto fra la masseria Breglia e la masseria Crocco.

La parte sudoccidentale invece, dove affiorano sabbie più o meno argillose, con un basso e diversificato grado di cementazione, è caratterizzata da numerose scarpate, in gran parte ancora attive, corrispondenti a forme di erosione selettiva fra strati a differente grado di cementazione: le scarpate sono marcate in carta dalla fitta successione delle barbule color seppia, come risulta ben visibile nell'area compresa tra il fosso Rosicille e la fontana Pisciotto. Da sottolineare inoltre le scarpate che delimitano l'affioramento conglomeratico immediatamente a sud-ovest delle coste della Margheritella (PANIZZA, 1968).

Nella parte occidentale del quadro spicca l'ampio letto, a canali anastomizzati e ricoperto da un materasso di alluvioni grossolane, del fiume Sinni, tipico esempio di fiumara modellata da un regime fluviale irregolare, con piene improvvise e lunghi periodi di secca. A sinistra del Sinni si nota un lembo di piana alluvionale visibilmente antropizzato da attività agricole.

Ben evidenti, inoltre, i due stretti ripiani essenzialmente di materiale ghiaioso, ad andamento NNE-SSO, delimitati da nette scarpate, denominati piano delle Rose (quello più a sud) e piano Codicino (quello più a nord), esempi di terrazzi di origine fluviale.

BIBLIOGRAFIA

AZZI G., "La formazione e distribuzione dei calanchi nelle argille turchine", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 1913, p. 32.
 GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA GEOMORFOLOGICA - CNR, *Carta geomorfologica del Bacino del Trionto*, Scala 1:50 000, Firenze, S.EL.CA, 1995.
 MAZZANTI R., RODOLFI G., "Evoluzione del rilievo nei sedimenti argillosi e sabbiosi dei cicli neogenici e quaternari italiani", in CANUTI P., PRANZINI E., *La gestione delle aree franose*, Roma, Edizioni delle Autonomie, 28, 1988, pp. 13-60.
 PANIZZA M., "Carta ed osservazioni geomorfologiche del territorio di Calopezzati (Calabria)", *Rivista Geografica Italiana*, LXXIII, fasc. I, 1966.
 PANIZZA M., "Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di S. Giorgio Lucano e

Colobraro (Lucania orientale)", *Rivista Geografica Italiana*, LXXV, fasc. IV, 1968.
 PANIZZA M., *Geomorfologia*, Bologna, Pitagora Editrice, 1992.
 PIACENTE S., POLI G. (A CURA DI), *La memoria della Terra, la terra della memoria*, Università di Modena e Reggio Emilia, Regione Emilia-Romagna, Bologna, L'Inchistoblu, 2003, p. 159.
 STEFANINI G., "Le balze di Volterra e le forme del suolo nei terreni pliocenici", in MARINELLI O., *Guida per l'escursione scientifica e storica dell'VIII Congresso Geografico*, 1921.
 TORRI D., CALZOLARI C., RODOLFI G., "Badlands in changing environments: an introduction", *Catena*, 40, 2000, pp. 119-125.



Quadro 3 - F. 211 II N.E. - San Giorgio Lucano - Serie 25V

1. Paesaggi delle formazioni plio-pleistoceniche

SANDRA PIACENTE

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

La natura delle rocce è un fattore fondamentale e a tratti caratterizzante per le forme del rilievo, tanto più quanto uno stesso tipo litologico affiora in modo omogeneo per grandi estensioni: è questo il caso delle formazioni prevalentemente argillose e sabbiose che hanno caratterizzato le fasi della sedimentazione marina del periodo Plio-pleistocenico della storia geologica del nostro paese.

In Italia i cicli sedimentari che si sono succeduti nel Neogene e nel Quaternario hanno occupato profonde fosse tettoniche che si sono aperte sia nell'avampaese (valle Padana, mare Adriatico, fossa Bradanica, mar Ionio Calabro, Sicilia Centro-Occidentale) che nelle retrocatene (mare Tirreno, Lazio e Toscana Occidentali) (MAZZANTI, RODOLFI, 1988).

I paesaggi impostati su rocce di questo tipo rispecchiano, in dipendenza dai diversi fattori climatici (essenzialmente regime pluviometrico e termico) e, secondariamente, da quelli antropici, le proprietà di coesione, di impermeabilità e granulometriche, che rendono queste rocce facilmente erodibili; sono così favorite le azioni di ruscellamento, dal tipo diffuso a quello variamente concentrato, modellando i versanti in forme di erosione a solchi e fossi, o in una dolce morfologia con frequenti forme lobate, derivante da fenomeni di soliflusso o di colamento (PANIZZA, 1992).

I paesaggi modellati su rocce di tipo arenaceo risentono della maggiore coesione e resistenza all'erosione delle arenarie, che si mostrano per lo più con rilievi marcati e scarpate ripide, a seconda delle caratteristiche tanto litologiche

quanto ambientali. Ne sono un esempio le classiche «balze» di Volterra (STEFANINI, 1921). Una descrizione delle singole forme che caratterizzano questi paesaggi, oggetto di studio fin dai primi anni del Novecento (AZZI, 1913; TORRI, CALZOLARI, RODOLFI, 2000) si trova nella tavola 2. «Forme di erosione superficiale: calanchi e biancane» di questo Atlante.

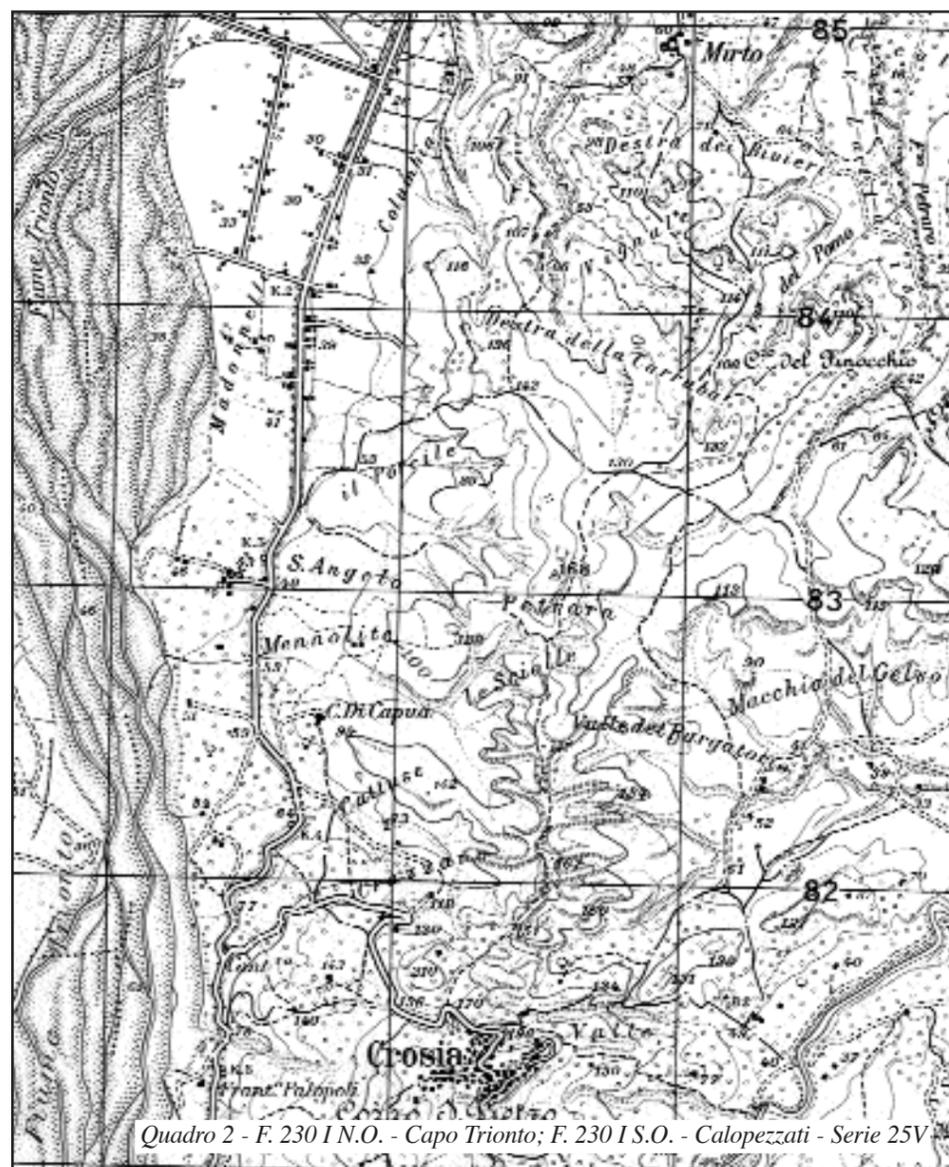
Le tavole topografiche prescelte riguardano tre aree appenniniche, rispettivamente in Emilia Romagna, in Calabria e in Basilicata: tutte si riferiscono a formazioni plio-pleistoceniche a costituzione prevalentemente argillosa e sabbiosa.

Il **quadro 1a** riguarda la carta 1:25 000 Sassuolo, F. 86 I S.O.

I terreni argillosi, di età prevalentemente pliocenica, appaiono modellati in forme calanchive, cioè in ripide valleciole associate in una trama fitta e minuta, con versanti dirupati e privi di vegetazione; l'approfondimento progressivo dei solchi produce via via l'arretramento delle testate, marcato a luoghi da ripide creste trasversali alle valleciole stesse. Il fenomeno calanchivo, evidenziato nella tavola dalle tipiche barbuette a tratti ravvicinati, che comunque la scala della carta non consente di rappresentare compiutamente, risulta particolarmente evidente sulla sponda sinistra del Rio Corlo, alle Ripe della Serra e delle Borre, in riva sinistra del Rio Chianca. Da notare come le sottili creste dei versanti a calanchi, risultato dell'erosione di arretramento delle testate, appaiono gli unici tratti, in questo contesto di forte instabilità, attraversati da sentieri percorribili (vedi tavola 2. «Forme di erosione superficiale: calanchi, biancane»).

La maggior parte del restante territorio risulta soggetta a fenomeni di soliflusso generalizzato o in colate: si tratta di movimenti lenti dei versanti che, diventati plastici per imbibizione d'acqua, colano in massa verso valle sotto l'azione della forza di gravità. Tale fenomeno risulta ben leggibile in carta da piccole convessità topografiche rilevabili soprattutto fra C. Riola e C. Riccò.

Di notevole interesse paesaggistico e naturalistico risulta essere la piccola ma significativa conca di bassa collina che si estende su due spianate, ben visibili nella carta, portanti ciascuna diversi apparati lutivomi in gran parte attivi e di grandezza variabile. È ubicata a nord-est dell'abitato di Nirano e indicata in carta dal toponimo «Salse». Si tratta di fenomeni geneticamente connessi a risalite di idrocarburi liquidi e gassosi che, attraverso fratture, fuoriescono in superficie trascinando con sé acqua salata e fango (PIACENTE, POLI, 2003). Le salse di Nirano (**quadro 1b**) rappresentano il fenomeno pseudovulcanico più importante e meglio sviluppato in Italia (già descritte da Plinio il Vecchio nella sua *Naturalis Historia* nel 60 d. C.), tanto da essere oggi classificate come un



geosito a grado di interesse nazionale e protette dal 1982 con l'istituzione della Riserva regionale delle Salse di Nirano.

Il **quadro 2** comprende gran parte del settore sud-est della tavoletta Capo Trionto, F. 230 I N.O., e parte della confinante tavoletta Calopezzati, F. 230 I S.O.

L'area analizzata è situata tra gli abitati di Crosia a sud e di Mirto Crosia a nord: si tratta di terreni plio-pleistocenici prevalentemente argillosi, ad esclusione della parte circostante Crosia dove affiorano rocce essenzialmente sabbiose con alcuni livelli cementati. La morfologia delle argille è qui rappresentata da forme calanchive ben evidenti lungo tutta la valle del Purgatorio e indicate in carte dal tratteggio a barbule ravvicinate. La cementazione, più o meno accentuata delle rocce sabbiose, è marcata dalla presenza di scarpate a luoghi ben visibili, come quella che delimita il ripiano su cui è impostato il paese di Crosia (PANIZZA, 1966).

L'area compresa tra il Cozzo del Finocchio e Mirto Crosia, a litologia essenzialmente sabbiosa e argillosa, è contraddistinta dalla presenza di terrazzi fluviali e marini, evidenziati in topografia da ripiani contornati da scarpate più o meno ripide, come è ben visibile nell'area tra la località Destra della Carruba e Mirto. I terrazzi sono caratterizzati da una superficie piana suborizzontale o a debole inclinazione, frequentemente ricoperta, come quelli qui menzionati, da una coltre di detriti delimitata da una repentina rottura di pendio.

Sull'estremità nord-orientale della tavola sono ben visibili i depositi ghiaioso-sabbiosi della costa ionica e, nella parte occidentale, quelli ghiaiosi del fiume Trionto.

Il **quadro 3** mostra dal settore nord-occidentale della tavoletta San Giorgio

Lucano, F. 211 II N.E.

Analizzando l'area compresa tra il fiume Sinni e la parte centrale della tavola, costituita da terreni argillosi o marnosi, a luoghi siltosi, con intercalazioni di sabbie, questa appare modellata da una fitta rete di forme calanchive, leggibili in carta nel susseguirsi sinuoso delle barbule color seppia, ben distinguibili fra la masseria Silvestro e la masseria Piano della Torre e nel tratto fra la masseria Breglia e la masseria Crocco.

La parte sudoccidentale invece, dove affiorano sabbie più o meno argillose, con un basso e diversificato grado di cementazione, è caratterizzata da numerose scarpate, in gran parte ancora attive, corrispondenti a forme di erosione selettiva fra strati a differente grado di cementazione: le scarpate sono marcate in carta dalla fitta successione delle barbule color seppia, come risulta ben visibile nell'area compresa tra il fosso Rosicille e la fontana Pisciotto. Da sottolineare inoltre le scarpate che delimitano l'affioramento conglomeratico immediatamente a sud-ovest delle coste della Margheritella (PANIZZA, 1968).

Nella parte occidentale del quadro spicca l'ampio letto, a canali anastomizzati e ricoperto da un materasso di alluvioni grossolane, del fiume Sinni, tipico esempio di fiumara modellata da un regime fluviale irregolare, con piene improvvise e lunghi periodi di secca. A sinistra del Sinni si nota un lembo di piana alluvionale visibilmente antropizzato da attività agricole.

Ben evidenti, inoltre, i due stretti ripiani essenzialmente di materiale ghiaioso, ad andamento NNE-SSO, delimitati da nette scarpate, denominati piano delle Rose (quello più a sud) e piano Codicino (quello più a nord), esempi di terrazzi di origine fluviale.

BIBLIOGRAFIA

AZZI G., "La formazione e distribuzione dei calanchi nelle argille turchine", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 1913, p. 32.
 GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA GEOMORFOLOGICA - CNR, *Carta geomorfologica del Bacino del Trionto*, Scala 1:50 000, Firenze, S.EL.CA, 1995.
 MAZZANTI R., RODOLFI G., "Evoluzione del rilievo nei sedimenti argillosi e sabbiosi dei cicli neogenici e quaternari italiani", in CANUTI P., PRANZINI E., *La gestione delle aree franose*, Roma, Edizioni delle Autonomie, 28, 1988, pp. 13-60.
 PANIZZA M., "Carta ed osservazioni geomorfologiche del territorio di Calopezzati (Calabria)", *Rivista Geografica Italiana*, LXXIII, fasc. I, 1966.
 PANIZZA M., "Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di S. Giorgio Lucano e

Colibraro (Lucania orientale)", *Rivista Geografica Italiana*, LXXV, fasc. IV, 1968.
 PANIZZA M., *Geomorfologia*, Bologna, Pitagora Editrice, 1992.
 PIACENTE S., POLI G. (A CURA DI), *La memoria della Terra, la terra della memoria*, Università di Modena e Reggio Emilia, Regione Emilia-Romagna, Bologna, L'Inchistoblu, 2003, p. 159.
 STEFANINI G., "Le balze di Volterra e le forme del suolo nei terreni pliocenici", in MARINELLI O., *Guida per l'escursione scientifica e storica dell'VIII Congresso Geografico*, 1921.
 TORRI D., CALZOLARI C., RODOLFI G., "Badlands in changing environments: an introduction", *Catena*, 40, 2000, pp. 119-125.



Quadro 3 - F. 211 II N.E. - San Giorgio Lucano - Serie 25V

2. Forme di erosione superficiale: calanchi e biancane

LEANDRO D'ALESSANDRO*

Università degli Studi di Chieti-Pescara «Gabriele D'Annunzio»

Tra le forme di erosione che contraddistinguono i cosiddetti «paesaggi argillosi» (vedasi tavole 1. «Paesaggi dei terreni plio-pleistocenici», 5. «Paesaggi dei *flysch* appenninici», 6. «Paesaggi delle “argille scagliose”»), i calanchi sono forse le più spettacolari. Essi possono essere definiti come sistemi di drenaggio molto densi e gerarchizzati, incisi su ripidi pendii «argillosi» e caratterizzati da una fitta alternanza di solchi e di creste, molto strette e generalmente affilate, di altezza compresa tra alcuni metri e qualche decametro.

L'esistenza di versanti argillosi, con accentuata acclività e privi di vegetazione, costituisce una condizione indispensabile per l'impostazione dei calanchi. L'acclività e l'impermeabilità del pendio riducono infatti l'infiltrazione dell'acqua nel terreno e ne favoriscono il veloce deflusso superficiale in rivoli (*rills*), con la conseguente incisione di un fitto reticolo di drenaggio, dalla cui evoluzione può prendere origine la forma calanchiva che può essere assimilata ad un bacino idrografico «pinnato» in miniatura. La ridotta infiltrazione limita, inoltre, l'importanza dei movimenti di massa che asporterebbero le porzioni superficiali del versante, provocando l'obliterazione delle forme calanchive.

La genesi dei versanti acclivi può essere connessa con diversi processi, quali ad esempio il rapido approfondimento dell'erosione per cause tettoniche o climatiche (tavola 17. «Terrazzi alluvionali climatici», tavola 18. «Terrazzi alluvionali eustatici»), l'azione diretta di dislocazioni tettoniche (tavola 56. «Versanti di faglia e linee di faglia»), i movimenti di massa e l'attività antropica. La loro possibilità di persistenza dipende, tuttavia, dalle caratteristiche litologiche e strutturali del substrato e dall'intensità della sua alterazione superficiale. Un'importante limitazione, sotto questo aspetto, è costituita dalle condizioni climatiche; mentre infatti, in clima arido, i versanti argillosi possono mantenersi acclivi a lungo per arretramento piano-parallelo, con l'aumentare dell'umidità del clima diventano sempre meno acclivi. L'esposizione verso i quadranti meridionali, accentuando le condizioni di aridità, può consentire il mantenimento dei versanti su più elevati angoli di pendio e quindi favorire la maggiore presenza di calanchi su tali versanti, rispetto a quelli esposti verso nord.

La diversa distribuzione dei calanchi su fianchi vallivi opposti può comun-

que essere condizionata anche dall'assetto strutturale delle argille: la presenza di testate di strati a reggipoggio favorisce una maggiore acclività del versante e una maggiore persistenza di tale condizione favorevole alla morfogenesi calanchiva; invece i versanti a franapoggio assumono in genere pendenze inferiori, legate alle superfici di stratificazione che favoriscono cospicui movimenti di massa e che producono un veloce arretramento del versante ed un abbassamento della sua pendenza fino a valori di equilibrio compatibili con le suddette superfici di scorrimento potenziale.

Le caratteristiche mineralogiche delle argille hanno un ruolo importante nella morfogenesi calanchiva: è favorevole alla formazione dei calanchi la presenza di un abbondante scheletro siltoso-sabbioso che rende le argille più stabili su pendii ripidi; sfavorevole sarebbe il contenuto di un'elevata frazione di minerali espandibili come la montmorillonite.

L'attività antropica, in particolare l'eliminazione della copertura vegetale ed il conseguente denudamento dei versanti, può condizionare in maniera importante la morfogenesi calanchiva, favorendo l'erosione accelerata lungo i pendii.

In definitiva, le caratteristiche litologiche e strutturali delle argille oltre alle condizioni climatiche, consentendo la permanenza di versanti acclivi prodotti per cause diverse, controllano la genesi e la distribuzione delle forme calanchive.

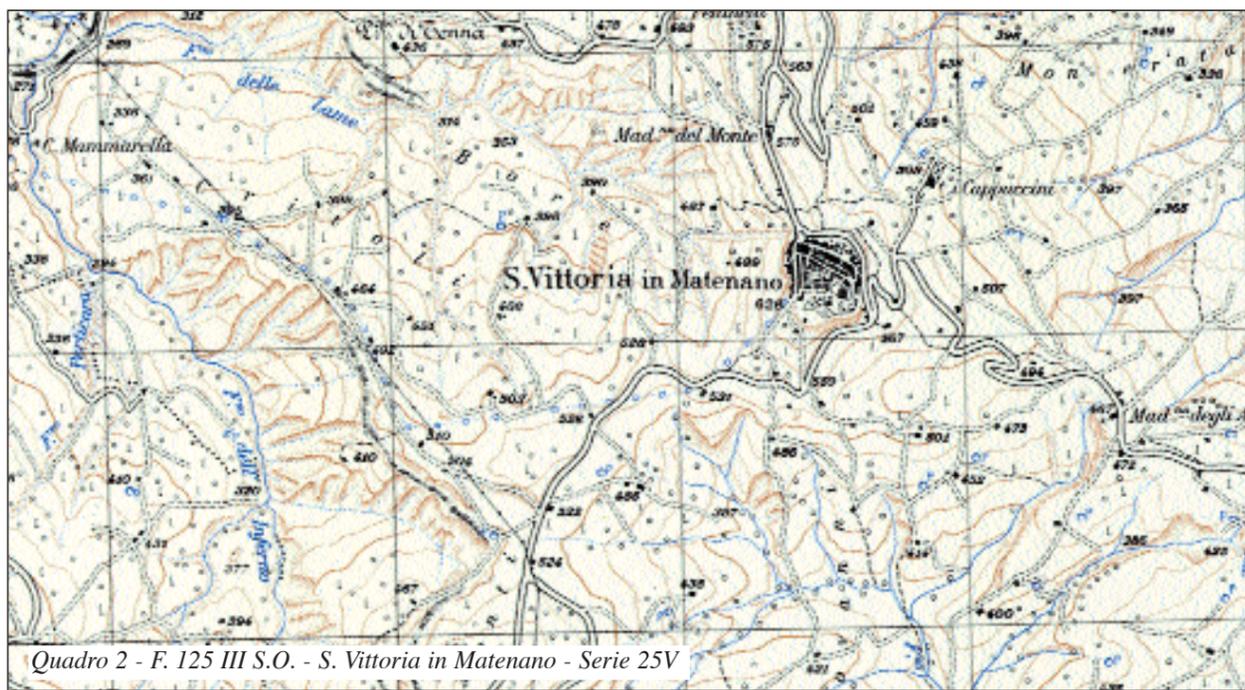
I calanchi mostrano generalmente una discreta varietà di tipi, caratterizzati da distinte condizioni evolutive, in rapporto alle caratteristiche litologiche e strutturali del substrato, alle locali situazioni microclimatiche, ai tassi di approfondimento dell'erosione verticale. In molti casi i versanti calanchivi evolvono per movimenti di massa; in altri appaiono preminenti gli effetti morfogenetici delle acque correnti superficiali; talvolta, specie nel caso di esposizione settentrionale, si osservano forme calanchive quasi completamente obliterate da movimenti di massa generalizzati.

La lettura delle carte topografiche consente di apprezzare principalmente la distribuzione e l'orientamento dei calanchi. Questi sono evidenziati dalla tipica disposizione di alcuni graficismi ed in particolare dal lumeggiamento e dalle barbule, oltre che dall'andamento delle isoipse. Il **quadro 1** è relativo al territorio di Atri (Teramo), che possiede le caratteristiche geomorfologiche,

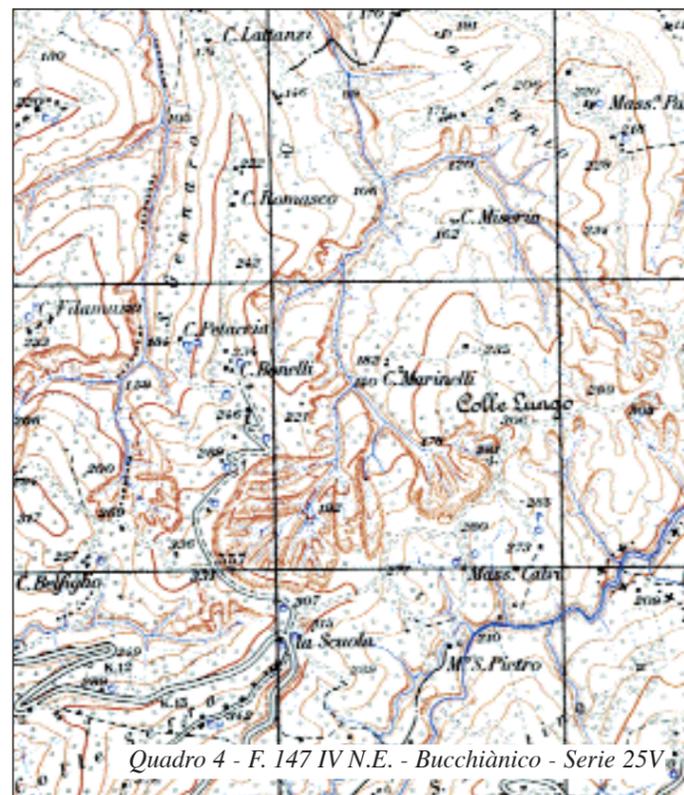
litologiche e climatiche favorevoli alla morfogenesi calanchiva. In tale territorio, infatti, queste forme hanno assunto l'espressione più tipica; nella figura si può osservare l'elevata densità delle forme calanchive, maggiormente presenti nei versanti esposti a sud, ma rinvenibili anche in quelli settentrionali, come è ben evidente nei bacini del fosso del Gallo e del torrente Piomba. Si possono inoltre ammirare, principalmente in corrispondenza della valle del fiume Piomba, una serie di calanchi il cui reticolo è disposto a formare tipici bacini idrografici «pinnati» in miniatura. Diversamente, in corrispondenza delle valli del fosso del Gallo e del fosso Cerrano il reticolo idrografico dei calanchi è disposto, nella maggior parte dei casi, a costituire piccole aste singole e parallele tra loro.

Nel **quadro 2**, relativo ad una porzione del bacino idrografico del fiume Aso (Ascoli Piceno), si osservano, nelle valli del fosso dell'Inferno e del fosso delle Lame, versanti interessati da calanchi caratterizzati da solchi a fondo concavo e da creste poco affilate. Tale peculiarità morfometrica è messa in evidenza dall'andamento delle curve di livello e principalmente

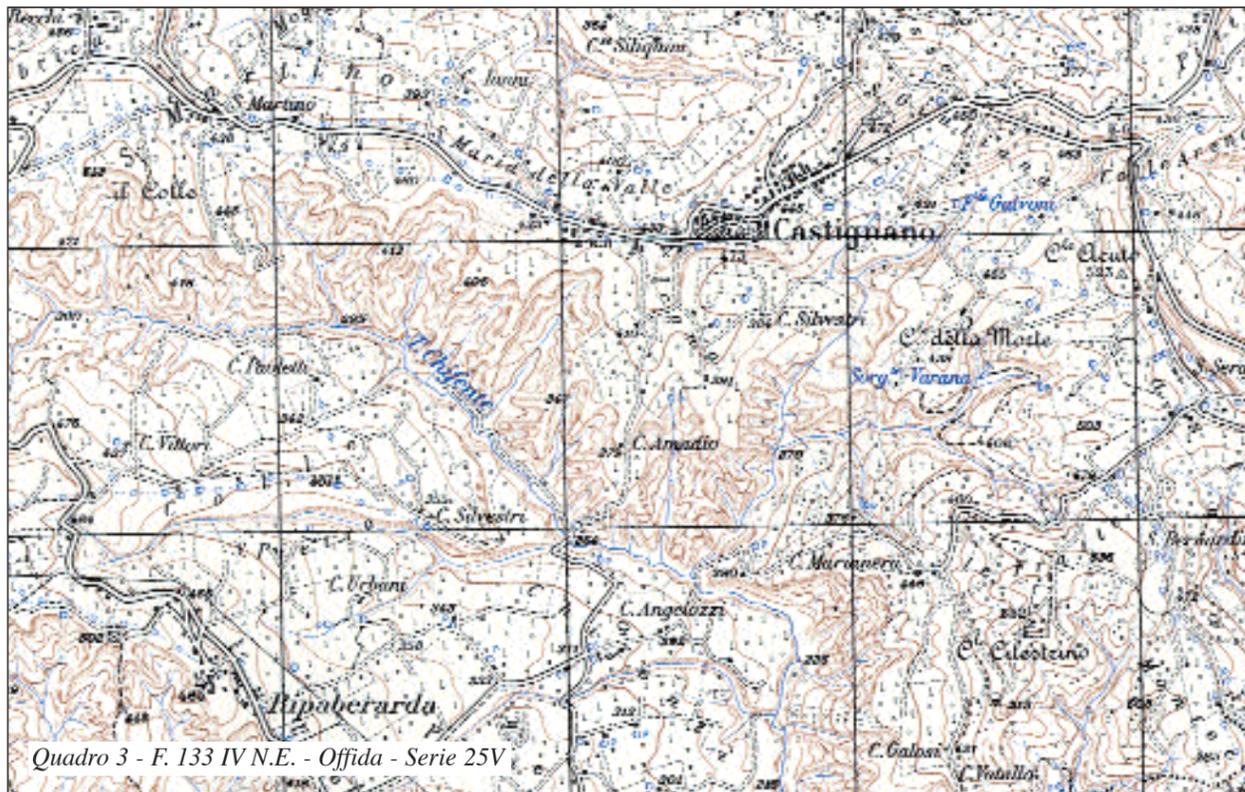




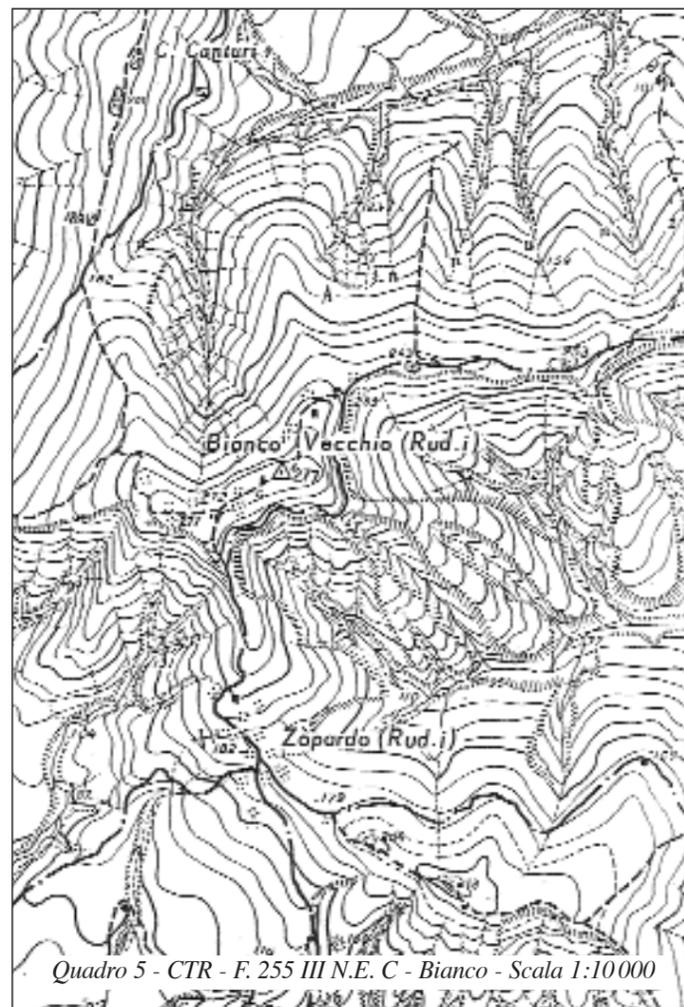
Quadro 2 - F. 125 III S.O. - S. Vittoria in Matenano - Serie 25V



Quadro 4 - F. 147 IV N.E. - Bucchianico - Serie 25V



Quadro 3 - F. 133 IV N.E. - Offida - Serie 25V



Quadro 5 - CTR - F. 255 III N.E. C - Bianco - Scala 1:10000

dalla disposizione dei triangolini; essa lascia ipotizzare che questi versanti siano largamente interessati da movimenti di massa, documentabili attraverso un'ulteriore analisi geomorfologica.

Nel **quadro 3**, relativo ad un tratto del bacino idrografico del fiume Tronto, si osserva una serie di calanchi in corrispondenza dei versanti esposti a sud dei bacini del torrente Chifente e della valle della Ripa, la cui genesi risulta dovuta all'azione delle acque correnti superficiali, che si esplica con un'intensa erosione lineare. In questo caso gli impluvi dei calanchi sono incisi e le creste molto affilate. Anche qui valgono le considerazioni espresse relativamente al **quadro 2**.

Sovente si generano tratti di versante acclivi in corrispondenza di nicchie di distacco per frana (tavola 8. «Grandi movimenti franosi», tavola 9. «Il grande movimento franoso del Vajont»). Su tali tratti di versante, in condizioni litologiche e climatiche favorevoli, si può instaurare la morfogenesi calanchiva. La particolare configurazione delle nicchie di distacco fa sì che i calanchi assumano una particolare distribuzione a «ventaglio», come è ben visibile al centro del **quadro 4**.

Il termine «biancane» deriva dal colore chiaro che assume l'argilla secca, anche a causa di efflorescenze saline che incrostano gli affioramenti. Esso si riferisce a collinette cupoliformi, di altezza massima intorno alla decina di metri, con fianchi più o meno disseccati da rivoli divergenti verso il basso, quasi mai isolate, anzi raggruppate a costituire insiemi molto accidentati. Forme simili sono state anche indicate con la denominazione di «dorsi di elefante».

I paesaggi a biancane sono caratterizzati generalmente dalla presenza di un'idrografia densa, controllata da fratture, disposta a formare «maglie» più o meno regolari, che isolano piccole collinette, su cui poi agiscono processi erosivi che tendono ad arrotondare le suddette, dando luogo alle biancane.

Il processo erosivo che le modella sembra consistere sostanzialmente nell'asportazione dei frammenti in cui si suddivide la superficie esterna dei piccoli rilievi argillosi, per effetto del disseccamento superficiale; questo materiale, una volta fluidificato, cola verso la base dei piccoli rilievi, dove si dispone generalmente in «coni alluvionali» poco acclivi e coalescenti.

Attualmente, non sono molte le aree a biancane allo stato naturale, in quanto – a partire dal dopoguerra e soprattutto negli ultimi decenni – tali forme sono state smantellate e livellate con mezzi meccanici, al fine di renderle utilizzabili a scopi agricoli. L'evidenza topografica delle biancane è decisamente inferiore a quella dei calanchi; date le loro dimensioni, sono difficilmente evidenziabili dall'andamento delle isoipse e possono essere rese visibili con particolari graphicismi, come i triangolini, solo nella cartografia topografica di dettaglio.

Nel **quadro 5**, relativo ad un'area della Calabria Ionica, si osservano subito ad est della località Bianco Vecchio, alle quote 243 e 253, due piccoli rilievi, evidenziati dalla distribuzione circolare dei triangolini, che corrispondono ad altrettante biancane. Inoltre nella stessa figura, in corrispondenza dei versanti esposti a sud, si osserva una serie di incisioni per erosione accelerata, riconducibili a forme pseudocalanchive.

* Con la collaborazione di Marcello Buccolini e Tommaso Piacentini

BIBLIOGRAFIA

CASTIGLIONI B., "Osservazioni sui calanchi appenninici", *Bollettino Società Geologica Italiana*, 52, 1933, pp. 357-447.
 DRAMIS F., GENTILI B., COLTORTI M., CHERUBINI C., "Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 1982, pp. 38-45.
 GUASPARRI G., "Calanchi e biancane nel territorio senese: studio geomorfologico", *L'Universo*, anno LIX, Firenze, I.G.M., 1978, pp. 97-140.

MAZZANTI R., RODOLFI G., "Evoluzione del rilievo nei sedimenti argillosi e sabbiosi dei cicli neogenici e quaternari italiani", in CANUTI P., PRANZINI E., *La gestione delle aree franose*, Roma, Edizioni delle Autonomie, 28, 1988, pp. 14-60.
 VITTORINI S., "Osservazioni sull'origine e sul ruolo di due forme di erosione nelle argille: calanchi e biancane", *Bollettino Società Geografica Italiana*, 6, 1977, pp. 25-54.

3. Paesaggi di alta montagna: dolomie

MARIO PANIZZA

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia



Il paesaggio più famoso delle rocce dolomitiche è proprio quello delle Dolomiti. Le sue forme più caratteristiche sono rappresentate da torri, guglie, bastioni, muraglie, creste e pinnacoli di roccia bianca e rosa che sovrastano dolci e verdi pendii sedi di pascoli, di boschi e di agglomerati antropici.

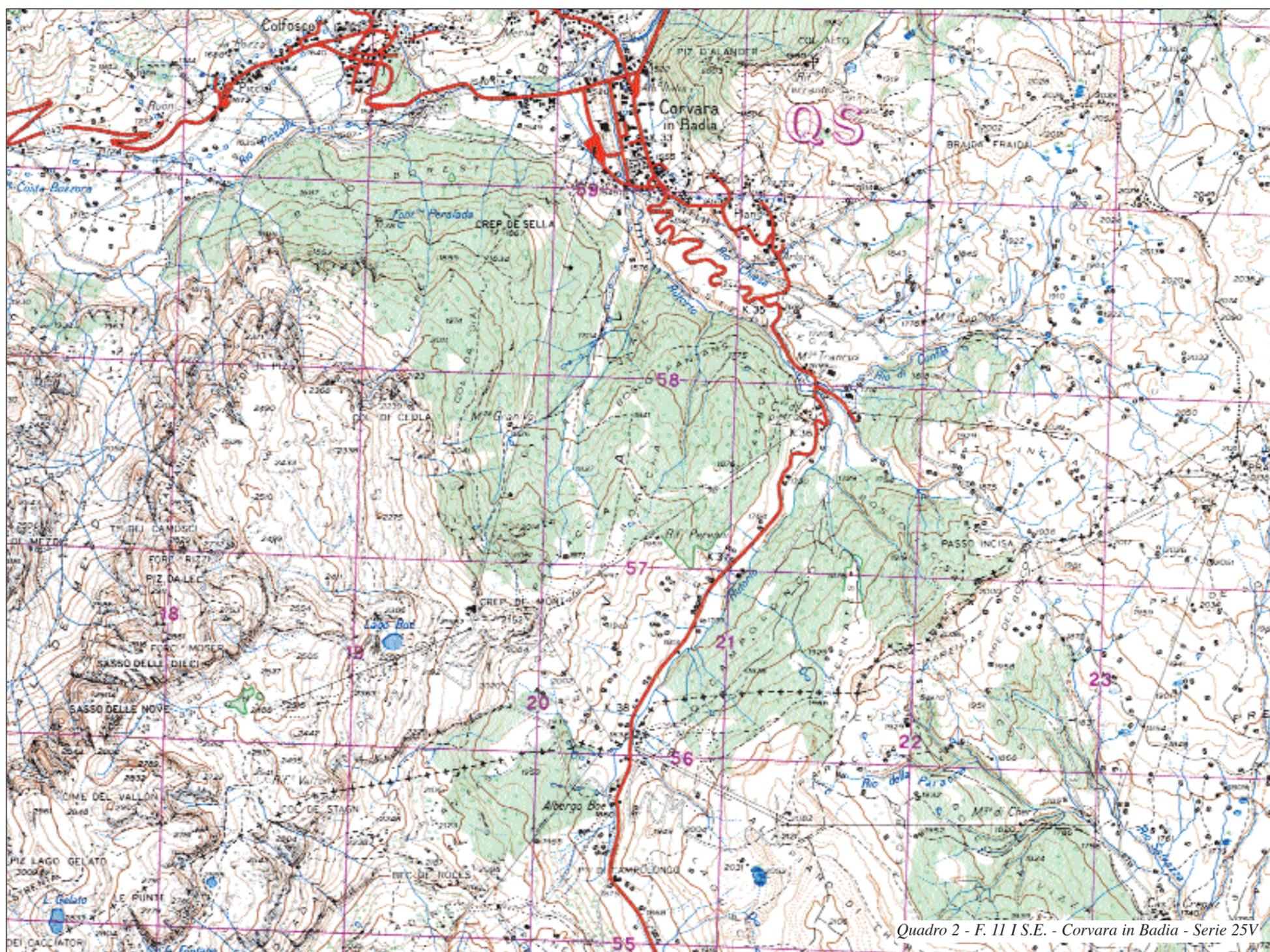
I caratteri strutturali del paesaggio dolomitico sono il notevole spessore della roccia, la sua disposizione prevalentemente orizzontale e l'intensa fratturazione (BOSELLINI, 1989). A ciò si aggiunge l'alternanza, l'accostamento o la sovrapposizione con litotipi marnosi, argillosi e arenacei molto erodibili, una pur limitata attitudine alla carsificazione e la presenza di importanti dislocazioni tettoniche. Su questo contesto strutturale l'azione degli agenti atmosferici, dei corsi d'acqua, dei ghiacciai, ecc. ha modellato i rilievi in massicci isolati, li ha smembrati in guglie e torrioni o riuniti in festoni e gioaie. La diversa citata erodibilità (PANIZZA, PIACENTE, 1978) (vedasi tavola 51. «Forme di erosione selettiva») ha creato ampie gradinate, cenge e cornicioni; le azioni crioclastiche hanno prodotto ingenti quantitativi di detriti, che giacciono in falde ai piedi delle pareti, accentuandone il contrasto morfologico; gli accumuli alluvionali, lacustri e morenici stipano i fondovalle creando ampie superfici pianeggianti.

Il **quadro 1** comprende una delle aree più tipiche di affioramento di dolomie: si tratta del gruppo montuoso delle Tofane, compreso nelle tavolette Le Tofane e Cortina d'Ampezzo, rispettivamente i quadranti IV S.O. e IV S.E. del foglio 12. Le rocce appartengono essenzialmente alla cosiddetta «Dolomia principale» (Carnico Superiore - Norico) (**quadro 2a**): i rilievi delle tre

Tofane (di Dentro, di Mezzo e di Rozes) superano i 3600 metri e formano diedri delimitati da ripide scarpate più accentuate verso E e verso SE. Sono ben evidenti alcune caratteristiche geomorfologiche: circhi e vallecole glaciali (vedasi tavole 38. «Circhi glaciali» e 39. «Valli glaciali»), come a N della Tofana di Dentro e ad E della Tofana di Mezzo; una frana di crollo, con scarpate in corrispondenza della forcella Fontananegra e relativo accumulo in corrispondenza di Masarè; falde e coni di detrito che cingono le Tofane e appaiono soprattutto evidenti presso la scarpata orientale. Nell'area sud-orientale a O di Pomedes, fra i rifugi Pomedes e Aosta e a NO del Col Druscè, tra le località val Druscè e Dos de Tofana, massi rocciosi disarticolati, a valle di due scarpate a forma concava in dolomia, evidenziano due ingenti fenomeni di frana in massa, legati a deformazioni gravitative più o meno profonde di versante (vedasi tavola 7. «Deformazioni gravitative profonde») (PASUTO *et al.*, 1997). Anche lo stesso Col Druscè, a valle delle due aree suddette, è ascrivibile a un fenomeno franoso di «Dolomia principale», proveniente dal Dos de Tofana e datato a circa 9000 anni fa (PANIZZA, 1990).

La lunga e diritta val Travenanzes è impostata su una linea tettonica, modellata da antichi processi glaciali e attualmente sede di erosioni torrentizie e di accumuli di falde e colate di detrito.

Il **quadro 2**, compreso nella tavoletta Corvara in Badia quadrante I S.E. del foglio 11, permette di apprezzare la diversa morfologia tra rocce dolomitiche e rocce a forte componente marnoso-pelitica. Nel settore occidentale infatti affiorano essenzialmente dolomie del Triassico medio-superiore (**quadro 2a**),

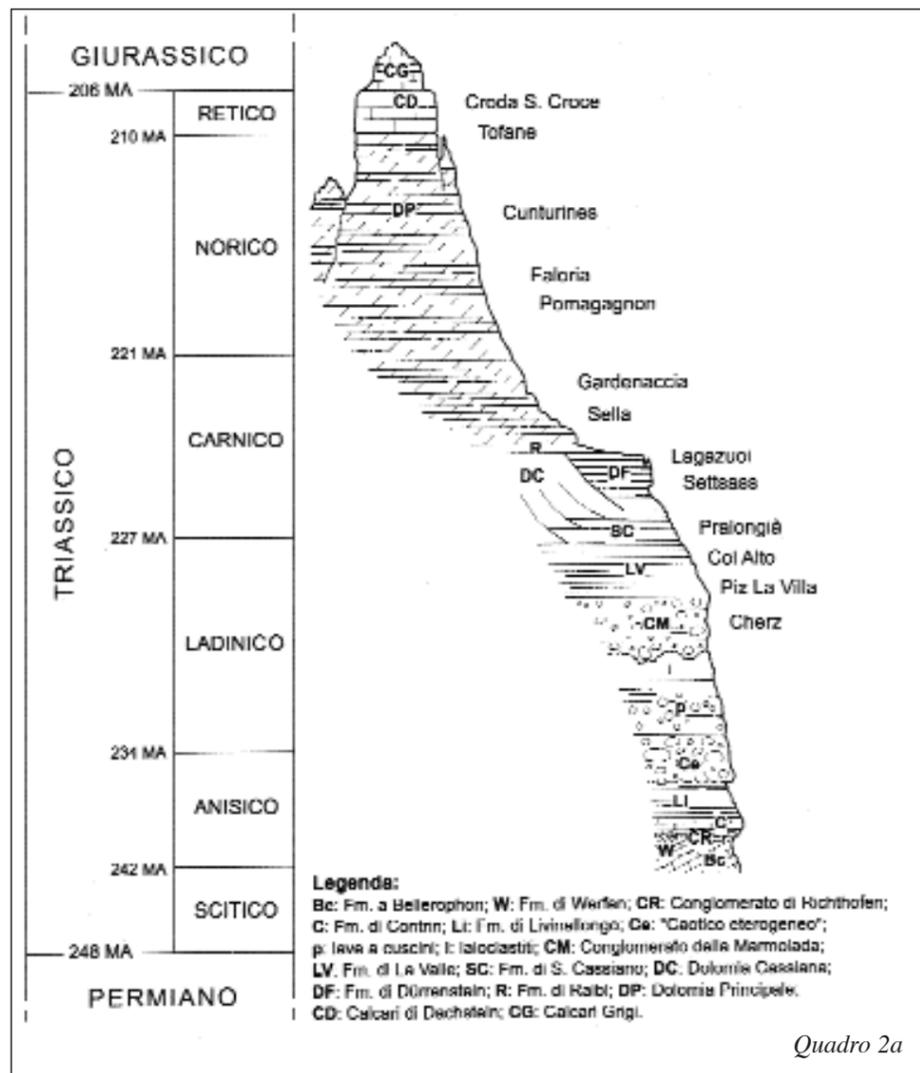


Quadro 2 - F. 11 I S.E. - Corvara in Badia - Serie 25V

mentre ad oriente il terreno è costituito da alternanze di areniti e siltiti della Formazione di La Valle (Triassico medio) e da alternanze di calcareniti, marne e peliti della Formazione di San Cassiano (Triassico medio-superiore) (**quadro 2a**).

Il primo settore, che comprende parte della scarpata orientale del gruppo del Sella, è caratterizzato da numerose forme di erosione glaciale: la cornice dolomitica fra il Piz Boè e i campanili di val di Mezdi è modellata in circhi; una serie di scarpate e di contropendenze corrisponde a una successione di piccoli circhi a gradinata; i laghetti Gelato e Boè sono riferibili ad una genesi di escavazione glaciale. La profonda e rettilinea val di Mezdi è impostata su una linea tettonica, modellata da processi glaciali e torrentizi e intasata da falde e coni di detrito. Nelle località Bec de Rocas, a monte e a ovest del passo di Campolongo, un insieme di spuntoni rocciosi di dolomia, disarticolati e diruti, poggiano in una situazione di precaria stabilità su un materasso di rocce pelitiche della Formazione di San Cassiano: si tratta di una frana scivolata in massa dal Col de Stagn.

Il secondo settore, fra l'angolo NE e il fondovalle, è caratterizzato da una morfologia più dolce di quella del primo settore, essenzialmente legata a frane di tipo complesso, ascrivibili agli scorrimenti rotazionali e alle colate di terra, che per grandi estensioni coinvolgono e coprono le rocce delle Formazioni di La Valle e di San Cassiano (CORSINI *et al.*, 2001): si tratta di dissesti profondi fino a oltre una cinquantina di metri, che si sono sviluppati a partire da circa 10000 anni fa, secondo una complessa sequenza di eventi anche catastrofici, e che sono in parte tuttora attivi. Si notano scarpate di frana, che bordano il crinale fra Braida Fraida e Pralongià (nel **quadro 2**, posto in alto a destra con orientamento NO-SE), un'idrografia irregolare, numerose contropendenze, un fitto insieme di ristagni d'acqua, altre piccole scarpate in corrispondenza delle quali affiorano livelli di roccia più cementata. Molto evidente è la lingua di frana che da capanna Nera si insinua fra i rii Chiesa e Rutorto, fino a lambire l'abitato di Corvara. La strada statale 244 la percorre con una serie di curve e di tornanti ed è coinvolta nel movimento franoso, tanto che, in media, almeno due volte all'anno deve essere ripristinata.



Quadro 2a

BIBLIOGRAFIA

BOSELLINI A., *La storia geologica delle Dolomiti*, San Vito di Cadore, Edizioni Dolomiti, 1989.
 CORSINI A., MARCHETTI M., SOLDATI M., "Holocene slope dynamics in the area of Corvara in Badia (Dolomites, Italy)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24 (2), 2001, pp. 127-139.
 PANIZZA M., "The landslides in Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)", in CANCELLI

A.(A CURA DI), *ALPS 90-6th ICFL, Switzerland-Austria-Italy, Aug. 31st-Sept. 12th, Conference Proceedings*, Università degli Studi di Milano, 1990, pp. 55-63.
 PANIZZA M., PIACENTE S., "Rapporti fra geomorfologia e neotettonica. Messa a punto concettuale", *Geografia. Fisica e Dinamica Quaternaria*, 1, 1978, pp. 138-140.
 PASUTO A., SIORPAES C., SOLDATI M., "I fenomeni franosi nel quadro geologico della conca di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia)", *Il Quaternario*, 10 (1), 1997, pp. 75-92.

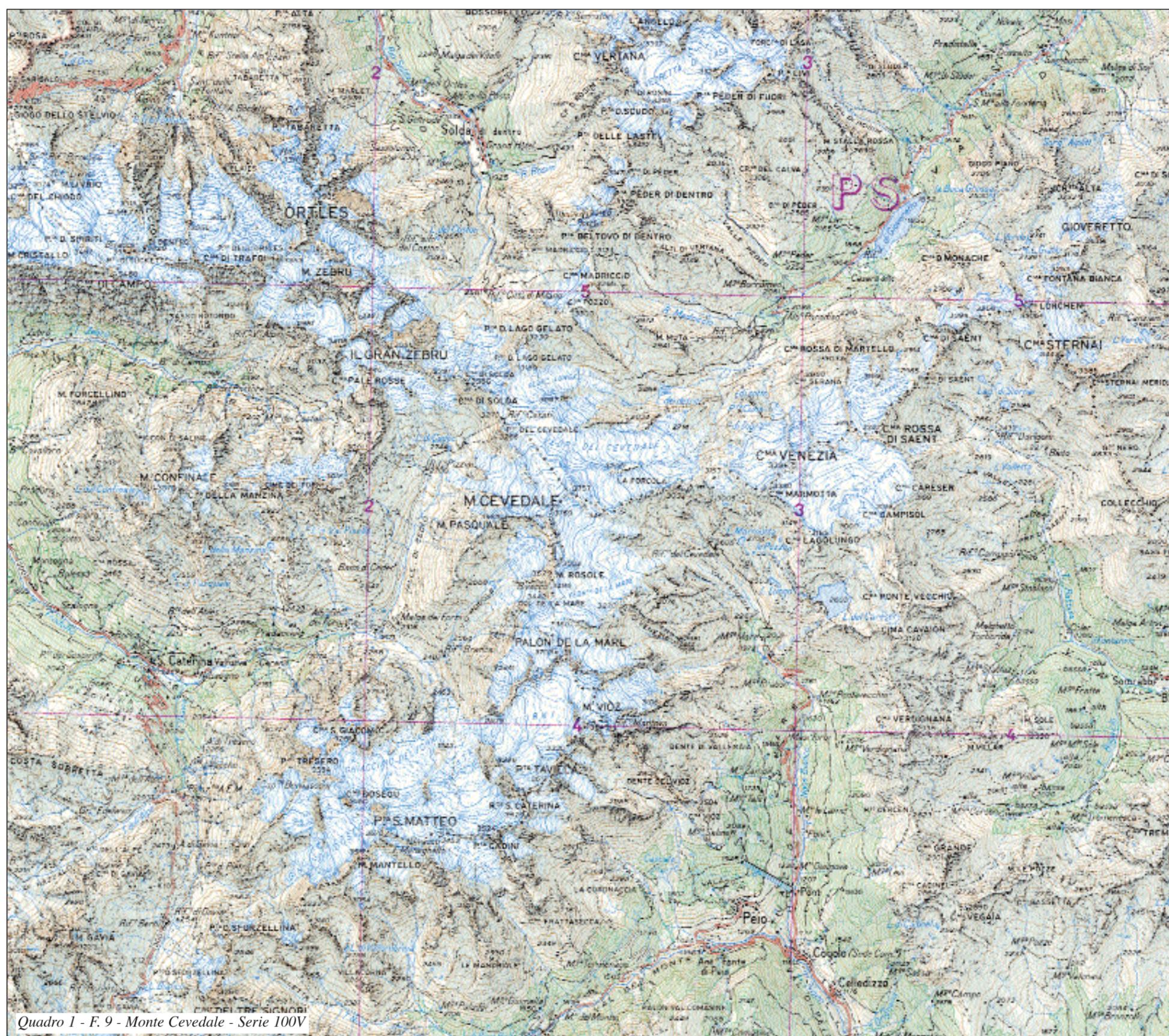
4. Paesaggi di alta montagna: rocce cristalline

ALBERTO CARTON

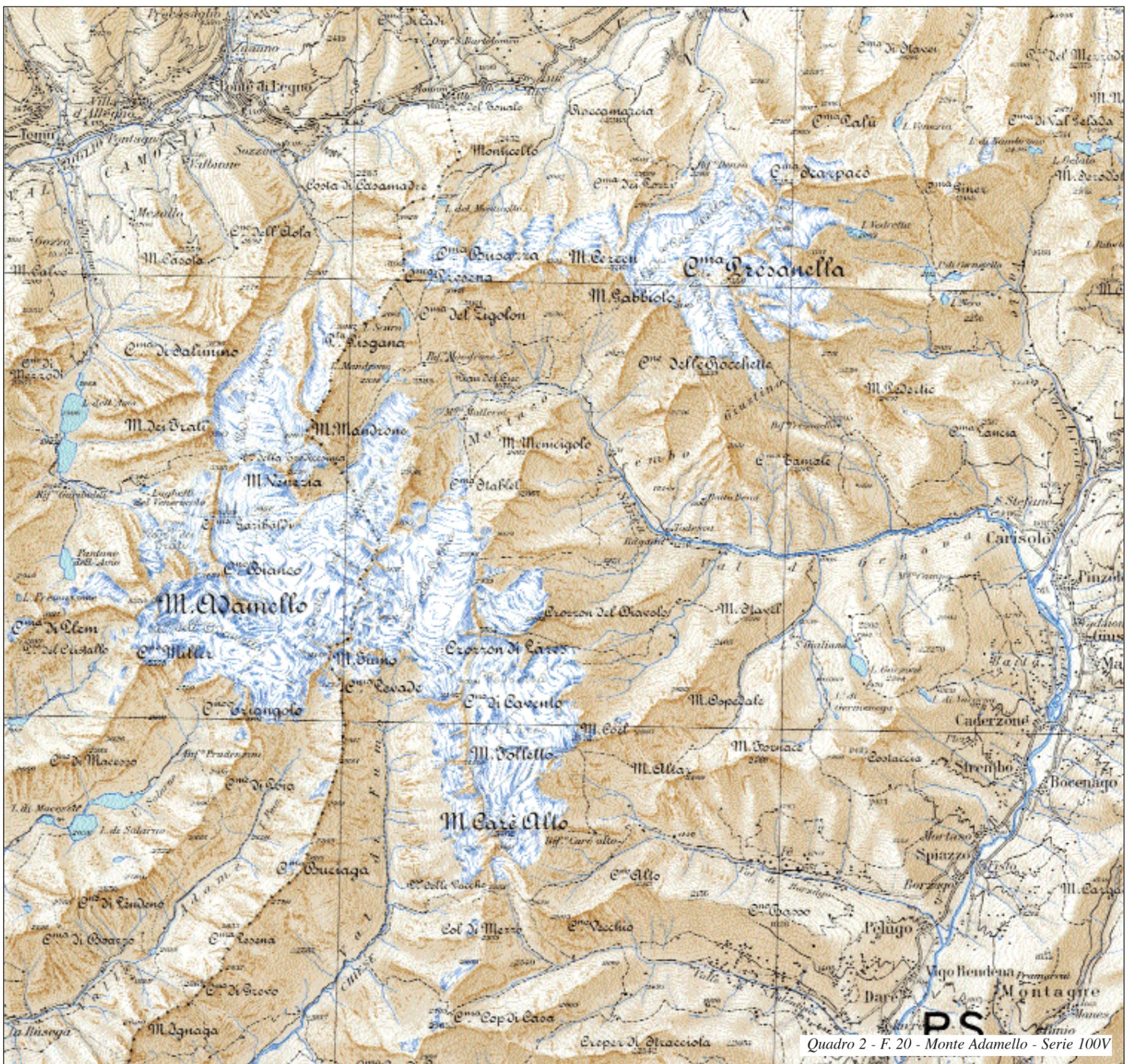
Università degli Studi di Pavia

Il termine «rocce cristalline» si riferisce alle rocce ignee e metamorfiche, in contrapposizione a quelle sedimentarie. Sul territorio italiano, paesaggi di alta montagna scolpiti in rocce di questo tipo si trovano esclusivamente nell'arco alpino, nella cosiddetta zona interna o mediana, lungo lo spartiacque principale o nelle sue vicinanze, dal Col di Tenda, in Piemonte, fino alla Sella di Dobbiaco in Alto Adige. Le cosiddette «rocce cristalline» comprendono la grande famiglia degli scisti (orto- e para-) e dei graniti; in virtù della loro origine e del loro comportamento meccanico profondamente diverso, generano, a parità di condizioni climatiche, paesaggi estremamente differenti. Il «cristallino» affiora nei massicci generati da intrusioni magmatiche profonde, in seguito rivestite da potenti coltri sedimentarie, messe poi allo scoperto dalla disgregazione e dalla degradazione. Questi massicci antichi, che si ergono oltre i 3000 m, accompagnati da larghe fasce di terreni scistosi, rappresentano le zone culminanti del sistema alpino e prendono il nome di Argentera, Gran Paradiso, Bianco, Cervino, Rosa, Adula, Disgrazia, Bernina, Palla Bianca, Gran Pilastro, Ortles-Cevedale ed Adamello. I principali affioramenti granitici si trovano nella zona del monte Bianco e nel gruppo Adamello-Presanella, mentre i litotipi scistosi si accentrano principalmente ed in masse quasi continue nelle Alpi occidentali e centrali, in Piemonte e nelle parti più elevate della Lombardia.

Trattandosi di paesaggi d'alta montagna, è evidente che i principali agenti del modellamento sono l'acqua, la gravità e soprattutto il ghiaccio (ghiaccio di ghiacciaio o ghiaccio nella roccia). I ghiacciai presenti in questo paesaggio generano gli stessi tipi di forme di erosione e di accumulo presenti nei massicci carbonatici; l'unica differenza che eventualmente si può sottolineare è la maggior dimensione che tutt'oggi assumono, spiegata dalla presenza di bacini di alimentazione fino a poco tempo fa ampiamente sviluppati al di sopra della linea delle nevi perenni e collocati mediamente a quote più elevate. Anche i depositi ad essi connessi assumono un aspetto assai più evidente, basti pensare agli argini morenici della Piccola Età Glaciale, quasi sempre imponenti nei massicci cristallini, presenti ma di più ridotte dimensioni in quelli carbonatici (vedasi tavola 40. «Forme di accumulo glaciale»). Le valli del monte Bianco, del Rosa, dell'Ortles e dell'Adamello sono occupate da lunghe lingue e da vaste calotte in contrapposizione agli apparati glaciali più piccoli e frazionati che contraddistinguono i rilievi carbonatici (vedasi tavola n 36. «Ghiacciai vallivi alpini»). Nei **quadri 1 e 2** vengono rappresentati questi aspetti in due massicci cristallini, litologicamente diversi tra loro: l'Ortles-Cevedale e l'Adamello. Il primo (**quadro 1**) scolpito quasi totalmente nelle filladi, nei micascisti, nei gabbri e negli *gneiss*, si presenta come una lunga dorsale arcuata che dal passo di Gavia, attraverso



Quadro 1 - F. 9 - Monte Cevedale - Serie 100V



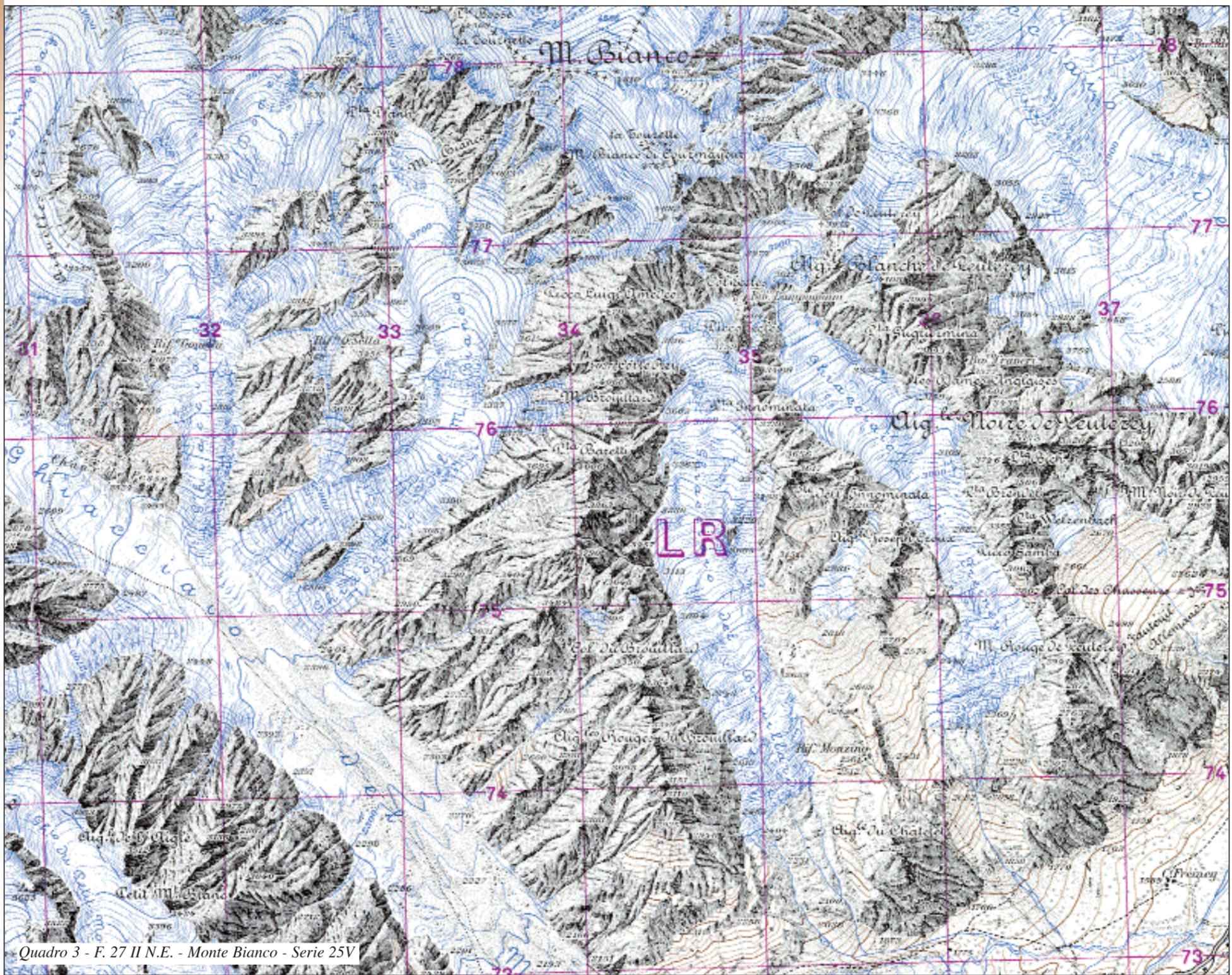
punta S. Matteo, Palon de la Mare, monte Cevedale, Gran Zebrù, Ortles, si dirige ad affiancare il giogo dello Stelvio. Anche se a piccola scala, il **quadro 1** mostra numerosi ghiacciai che solcano altrettante valli che si dipartono in modo simmetrico e con diverse orientazioni, dal lungo spartiacque, sviluppando maggiormente le loro lingue verso i quadranti settentrionali. Il tormentato andamento del crinale principale, le numerose testate di circo che si inseriscono deviandone l'andamento, e le numerose valli, anche di basso ordine, che si succedono, denunciano il complesso controllo strutturale a macro e meso scala, tipico di rocce metamorfiche, cui è sottoposto il modellamento del massiccio.

Molto più elementare appare invece l'orografia nel gruppo dell'Adamello-Preanella, rappresentata nel **quadro 2**: un rilievo intagliato quasi esclusivamente nella massa dioritico-quarzifera meglio nota con il termine di tonalite (batolite granitico). L'andamento dei tratti di crinale monte Carrè Alto - Crozzon di Lares, monte Fumo - monte Adamello e Cima Presena - Cima Presanella appare assai più rettilineo e le stesse testate delle vallate e dei circhi risultano pressoché allineate. In prossimità del crinale i solchi vallivi risultano ampi e sono raccordati da ripide pareti che però spesso non assumono dislivelli paragonabili a quelli presenti nei massicci cristallini a rocce siltose, come quelli visti nel **quadro 1**. La morfologia meno tormentata in quest'ultimo massiccio va ricercata in un deciso minor controllo strutturale, il quale nei graniti è quasi esclusivamente legato alle forme originali dei corpi intrusivi o ai motivi tettonici regionali, che a loro volta influenzano l'andamento delle diaclasi. Nell'Adamello i solchi vallivi risultano ordinatamente distribuiti al di qua ed al di là del crinale principale e oggi recepiscono le lingue glaciali seguendo una rigorosa distribuzione legata all'esposizione.

Nei massicci cristallini le creste sono di solito affilate e spesso estremamente discontinue in quanto interrotte da insellature cui fanno capo profondi canali. Dove i banchi rocciosi o la scistosità diventano sub-verticali, creste

e cime si fanno ancora più ardite e frastagliate, con guglie e «denti» affilatisimi. Frequente è questa tipologia di crinale nel massiccio del monte Bianco, come raffigurato nel **quadro 3**. Gli affilati spartiacque, che bordano a est il ghiacciaio di Fréiney e ad ovest il ghiacciaio del Brouillard, ne sono un eloquente esempio. I fianchi vallivi ripidissimi, quasi verticali, per la totale assenza delle curve di livello, terminano in crinali estremamente seghettati. Oltre alla lettura topografica del rilievo, lo dimostra la toponomastica con un incessante susseguirsi di «Punta...», «Monte...», «Aiguilles...», tutti quotati e muniti di toponimo. Il sapiente impiego del lumeggiamento e dello sfumo mette, inoltre, in evidenza i profondi canali che separano questi «aghi di roccia», canali che sezionano da parte a parte i versanti e lungo i quali si originano e si evolvono le valanghe. Alcuni di questi, estremamente rettilinei anche sulla carta topografica, ricalcano le tracce di faglie, come nel caso del lembo di parascisti bruni delle *Dames Anglaises* ribassati per faglia all'interno dei graniti delle *Aiguilles Noire* e *Blanche de Peuterey* (cfr. solco rettilineo in cui si trova il bivacco Craveri).

Un altro elemento che caratterizza questo paesaggio è l'azione del gelo nelle fessure. Questo genera una gran varietà di forme spiegabili nella disposizione, ma soprattutto nella diversa natura delle numerose rocce accomunate sotto il termine di «cristallino». Basti pensare all'estrema gelività delle filladi e dei micascisti, lungo discontinuità primarie che producono ingenti quantità di minuti gelifratti, e a quella degli ortogneiss, derivati dai graniti, che generano lastre. Questa va a contrapporsi alla bassa gelività dei graniti, ad alto grado di coesione e di impermeabilità primaria, nei riguardi dei quali la gelifrazione può agire solo lungo fessure e fratture con scarsa produzione di detriti. La maggior o minore quantità di detrito prodotto può quindi influenzare i volumi delle falde detritiche collocate al piede dei versanti ed indirettamente le dimensioni degli argini morenici. Nei **quadri 4** e **5** sono rappresentati due versanti con eguale esposizione, rispettivamente impostati su rocce metamorfiche e su graniti. Nel **quadro 4** è rappresentata



Quadro 3 - F. 27 II N.E. - Monte Bianco - Serie 25V



Quadro 4 - F. 41 III N.E. - Colle del Nivolet - Serie 25V



Quadro 5 - F. 20 III N.O. - Monte Adamello - Serie 25V



Quadro 6 - F. 41 I.S.O. - Gran Paradiso - Serie 25V

parte della testata e del fianco sinistro della valle in cui si trova il lago Serrù vicino al colle del Nivolet nelle Alpi occidentali. È evidente come i ripidi versanti orientali, scolpiti in rocce metamorfiche e rappresentati con un fitto tratteggio, producano abbondanti falde di detrito visualizzate da un denso puntinato e dal simbolo di grossi massi, che fasciano, con dislivelli di alcune centinaia di metri, il piede delle pareti. Nel **quadro 5** viene invece rappresentato il fianco destro della valle Salarno, un versante tutto di leucotonalite dell'Adamello Centrale. Le falde di detrito in questo caso sono completamente assenti e lo stesso crinale tra corno di Macesso e corno Miller risulta relativamente pronunciato se confrontato con quello descritto nel **quadro 4**. La grafica evidenzia sull'intero Coster di destra ampie superfici rocciose denudate e pressoché prive di copertura detritica. Lo stesso **quadro 5** offre lo spunto per commentare la netta e rettilinea scarpata che separa il sopramenzionato Coster con il fondovalle. Non si tratta in questo caso di morfoselezione, essendo il versante interamente modellato nel granito, bensì di una forma di erosione glaciale (gradino di spalla glaciale) impressa dalle lingue durante la loro massima espansione.

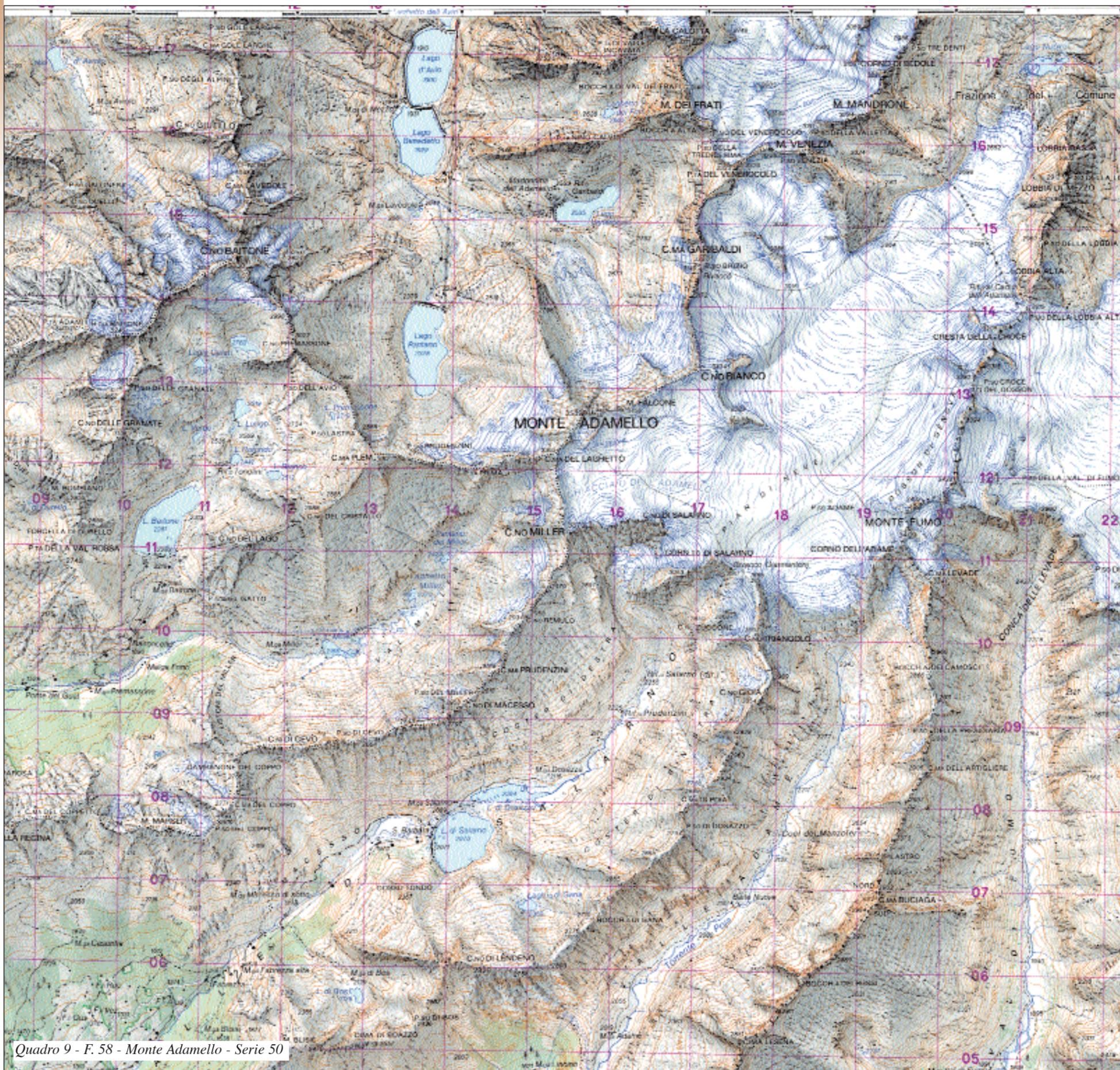
Un ulteriore elemento che caratterizza i massicci cristallini delle Alpi sono le creste assai affilate, note con il termine di *arêtes*, con profilo acuminato e a zig-zag. Ne è un esempio il tratto di crinale tra la becca di Montcorvè e la becca di Gay a ridosso del ghiacciaio della Tribolazione, nel Gran Paradiso, nel **quadro 6**. Dall'ossatura principale dello spartiacque, a generico andamento est-ovest, si dipartono nel dettaglio numerosi costoni, alcuni brevi ed affilati che si esauriscono dopo poche centinaia di metri, altri brevi ma tozzi, altri ancora molto lunghi ed a loro volta origine di successivi



Quadro 7 - F. 35 IV N.O. - Monte Bruffione - Serie 25V

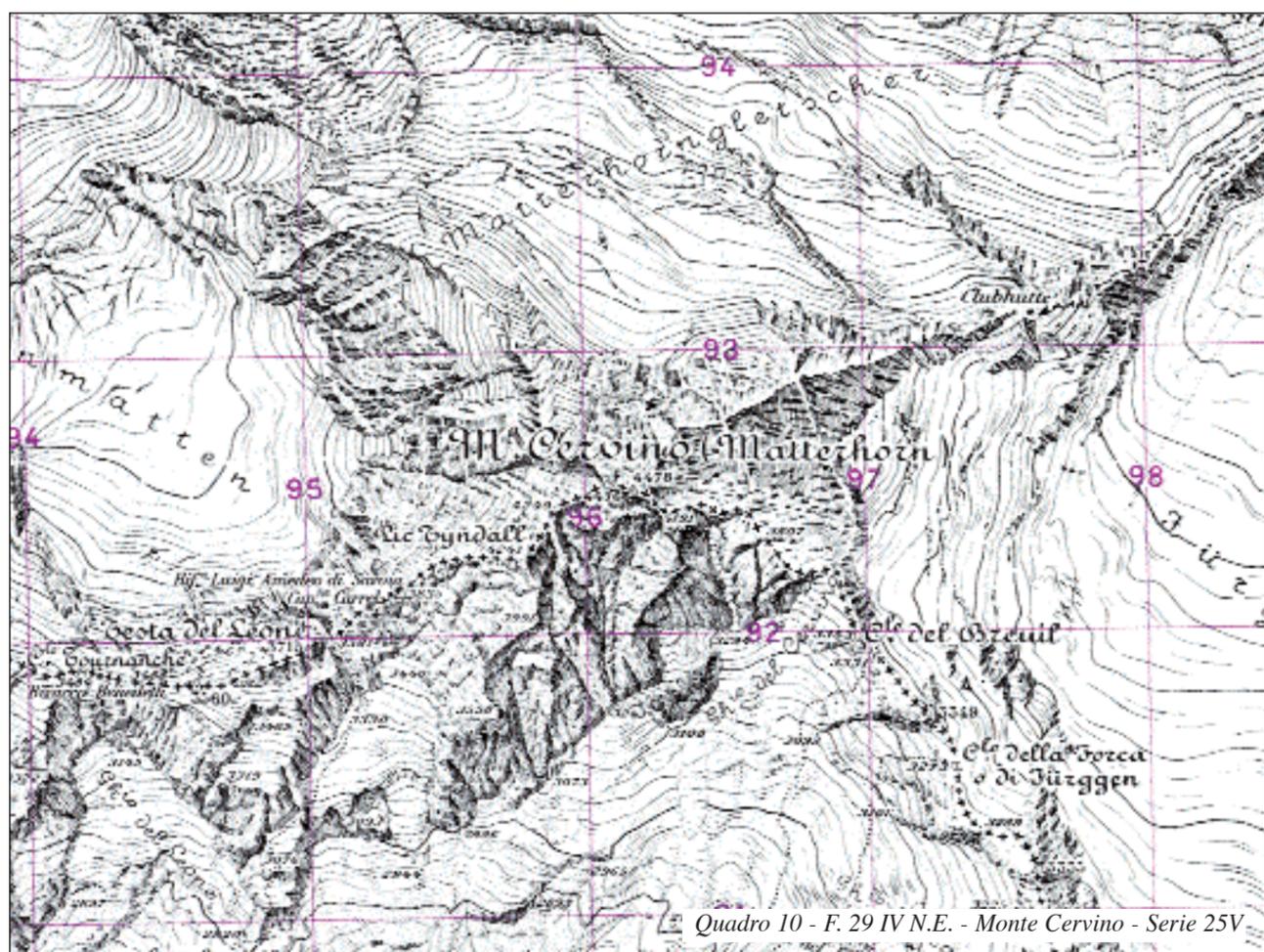


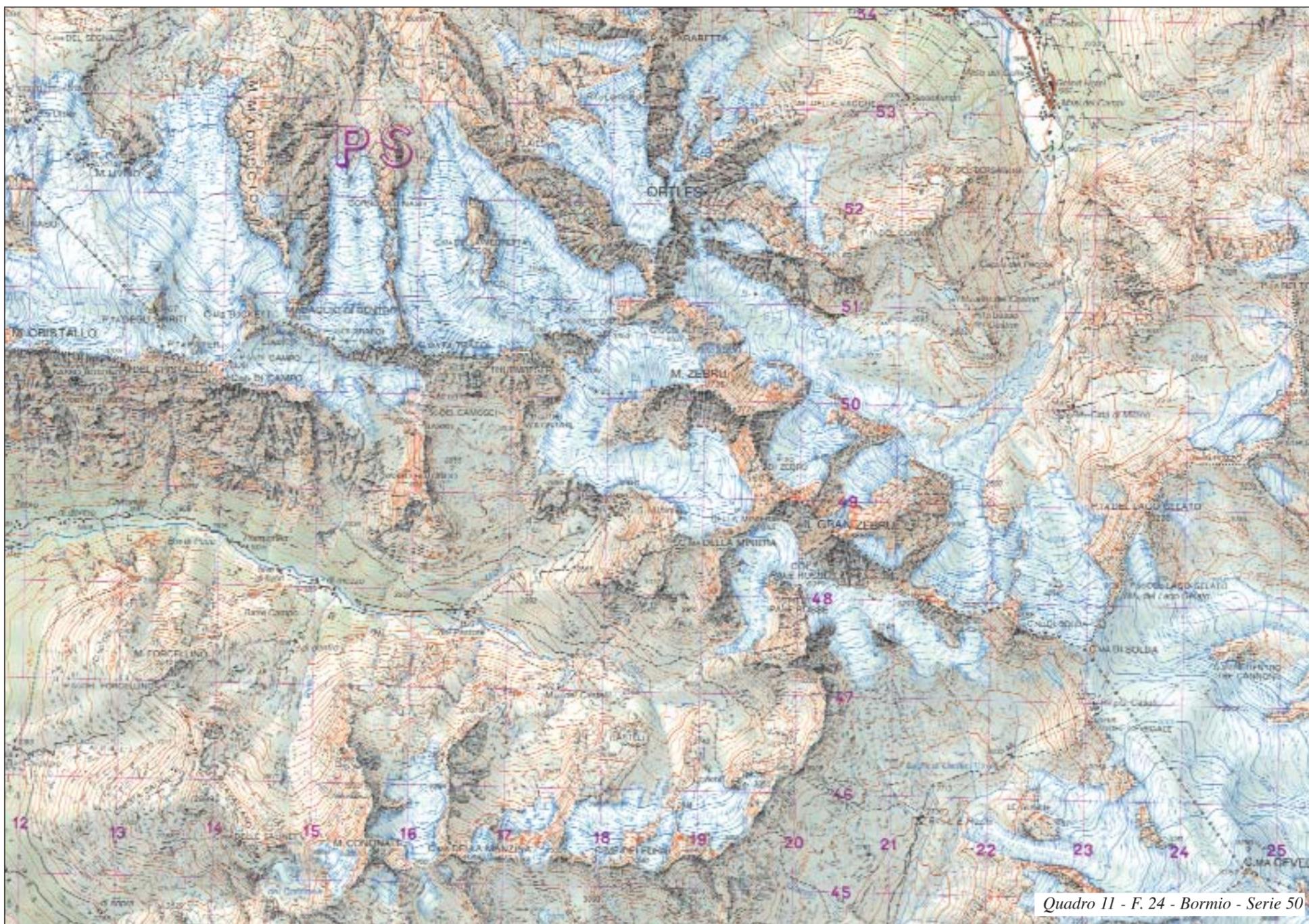
Quadro 8 - F. 19 IV N.O. - Pizzo Scalino - Serie 25V



crinali. Si generano, così, testate plurilobate (ghiacciaio di Noaschetta), circhi semicircolari (ghiacciaio di Montcorvè) o ameboidi (ghiacciaio di Gay), piccole conche sospese che ospitano esigue placche di ghiaccio (presso punta Ceresole o becca di Gay). Anche in questo caso la complessa struttura delle rocce scistose propone agli agenti della degradazione superfici e direttici diverse che vincolano di volta in volta l'evoluzione dei crinali verso specifiche direzioni.

Spesso da crinali così articolati si ergono cime tipicamente a piramide a tre e più raramente a quattro facce: molte delle vette più note dell'arco alpino, scolpite nel cristallino, assumono tali forme. I **quadri 7, 8, 9, 10 ed 11** rappresentano alcuni di questi esempi; in essi è interessante notare come le dorsali da cui tali cime si elevano assumano figure simili in una geometrica e costante combinazione di forme. Il modello più ricorrente è quella di una H diversamente orientata, che si origina dalla coalescenza di quattro testate di circhi o valli i cui assi principali si intersecano ortogonalmente. Ad uno degli estremi della barra traversa dell'H si genera la cima principale, all'altro una anticima di poco più bassa. La situazione è ben rappresentata nel **quadro 7** per il monte Bruffione e la sua anticima di quota 2611 m, nel **quadro 8** per il Pizzo Scalino





e l'antecima 3228 m, nel **quadro 9** per il monte Adamello e la cima del Laghetto e nel **quadro 11** per le cime di quota 3645 e 3752 poco a nord ovest del Gran Zebrù. Quasi sistematicamente una delle quattro braccia dell'H si unisce a breve distanza con altri due crinali originando una nuova cima a piramide triangolare. Nel **quadro 7** a nord est del monte Bruffione, nel **quadro 8** al pizzo di Canciano, nel **quadro 9** al corno Miller e nel **quadro 11** presso la quota 3724 o meno visibilmente in corrispondenza del Gran Zebrù. In rari casi, l'arretramento delle testate non contigue porta alla congiunzione in un unico punto dei quattro crinali, originando vette a piramide a base quadrata o rettangolare come nel caso del monte Cervino nel **quadro 10**.

Gli studi effettuati sul *permafrost* discontinuo nelle Alpi, indicano che la maggior parte dei *rock glaciers* è ubicata nei massicci cristallini e che gli stessi si concentrano preferenzialmente nelle zone con rocce metamorfiche. Nel **quadro 12** viene rappresentata la testata della val d'Ultimo (che si sviluppa in direzione nord est) tra Gioveretto e Collecchio, una vallata scolpita nelle metamorfiti. L'ampio uso del puntinato, diffusamente utilizzato su quasi tutti i versanti d'alta quota e così intensamente riproposto in una rappresentazione cartografica alla scala 1:50000, indica la presenza di spesse falde detritiche. Analizzando nel dettaglio l'andamento delle curve di livello e la disposizione che viene data al simbolo del detrito, si nota la presenza in più punti di forme lobate (vedi frecce), che indicano la presenza di *rock glaciers* in numero estremamente elevato.



BIBLIOGRAFIA

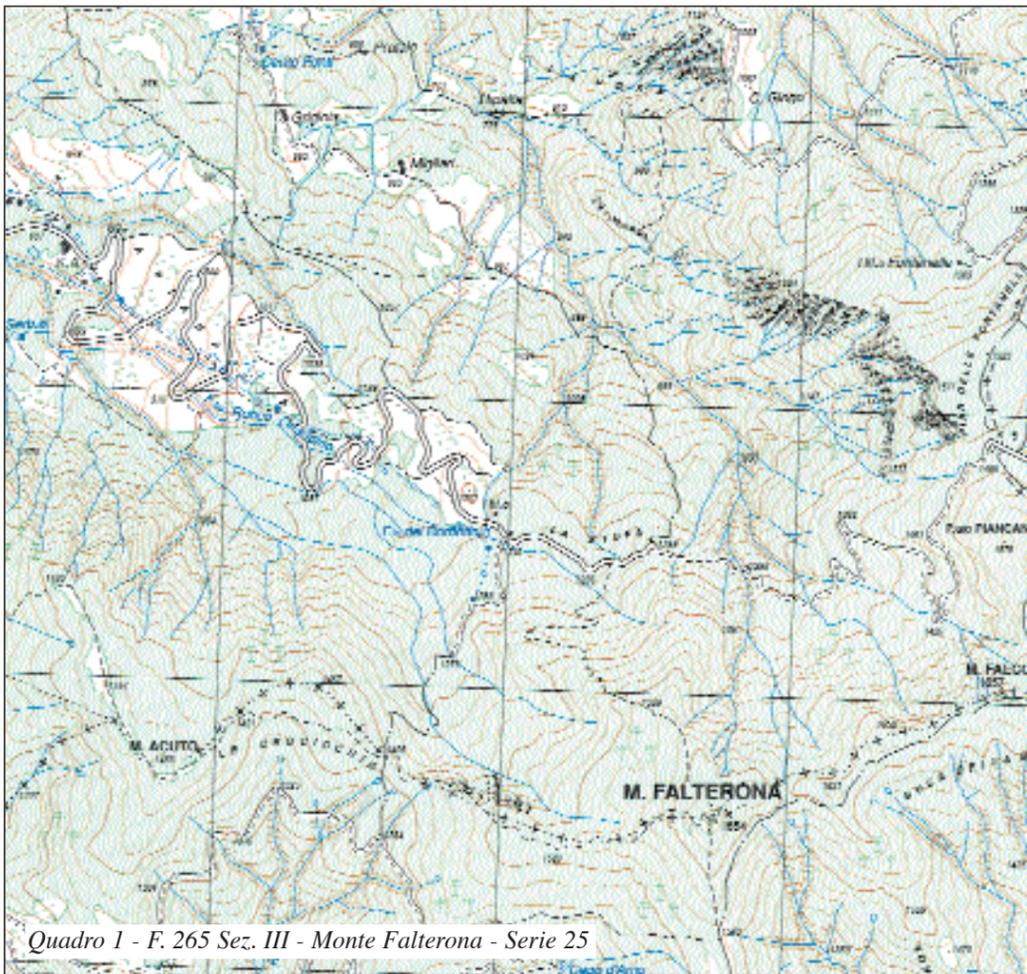
AA. VV., "Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore", *Guide geologiche regionali*, Vol 3/2, BE-MA Editore, 1992.

Av. VV., "Alpi e Prealpi lombarde", *Guide geologiche regionali*, Vol 1/1, Milano, BE-MA Editore, 1998.

5. Paesaggi dei *flysch* appenninici

DORIANO CASTALDINI*

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia



I *flysch* sono successioni di arenarie, calcari e peliti di origine torbiditica. Si possono distinguere i *flysch* terziari (di pertinenza dei Domini Ligure, Toscano e Umbro-Romagnolo) e i *flysch* ad Helmintoidi (esclusivamente di pertinenza dell'Unità Ligure). La zona di affioramento si estende dall'Appennino ligure a quello umbro-marchigiano attraverso l'Appennino tosco-emiliano.

Il tema non figura esplicitamente nelle passate edizioni dell'atlante del Marinelli: tuttavia alcuni esempi di paesaggi dei *flysch* appenninici vengono descritti, per aspetti litologici, all'interno del tema Appennino settentrionale (MARINELLI, 1922; ALMAGIÀ, SESTINI, TREVISAN, 1948) e, per aspetti strutturali, all'interno del tema Valli Dissimetriche (ibidem).

I paesaggi dei *flysch* sono funzione della litologia che li costituisce (alternanza di litotipi) e, soprattutto, dell'assetto strutturale. Ad esempio, l'assetto a franapoggio ha determinato numerosissime frane di scivolamento planare per la presenza di litotipi pelitici. Dove la giacitura è a reggiopoggio o traversopoggio, si hanno scarpate anche di notevoli dimensioni.

Premesso che dalle carte topografiche non è possibile apprezzare la morfoselezione determinata dalla successione di strati a diversa litologia, che richiederebbe una scala di estremo dettaglio, nella tavola sono rappresentati stralci cartografici di alcuni dei più caratteristici paesaggi dei *flysch*, sia terziari sia ad Helmintoidi, in vari settori dell'Appennino Settentrionale.

Nella zona del monte Falterona, si ha l'accavallamento della Successione Toscana (Arenarie di monte Falterona dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore, costituite da torbiditi prevalentemente arenacee nella parte inferiore e prevalentemente pelitiche nella parte superiore) sulla Successione Umbro-Marchigiano-Romagnola (Formazione Marnoso-Arenacea del Miocene costituita da torbiditi arenaceo-pelitici) (CONTI, 2000). La prima Successione costituisce la dorsale monte Acuto (1483 m) - monte Falterona (1654 m) - monte Falco (1657), mentre la seconda affiora nelle scarpate ai piedi di pian delle Fontanelle e presso La Posa. Il contatto tettonico è coperto da un'estesa frana, caratterizzata da una morfologia poco acclive, su cui si sviluppa la strada a tornanti (quadro 1).

Come è noto, la disposizione a monoclinale nord-vergente nell'Appennino tosco-emiliano ha condizionato la notevole asimmetria dei versanti drenanti verso l'Adriatico che risultano meno inclinati rispetto a quelli drenanti verso il Tirreno. Nella zona di crinale appenninico a sud-ovest del passo dell'Abetone (quadro 2), dove affiora la Formazione del Macigno della Successione Toscana dell'Oligocene medio/superiore - Miocene inferiore (costituita da banchi arenacei con intercalazioni di strati pelitici), risulta evidente una conseguenza morfologica dell'assetto suddetto (BORTOLOTTI, 1992). I versanti esposti a sud/sud-est, quindi con strati a reggiopoggio, danno luogo a scarpate molto

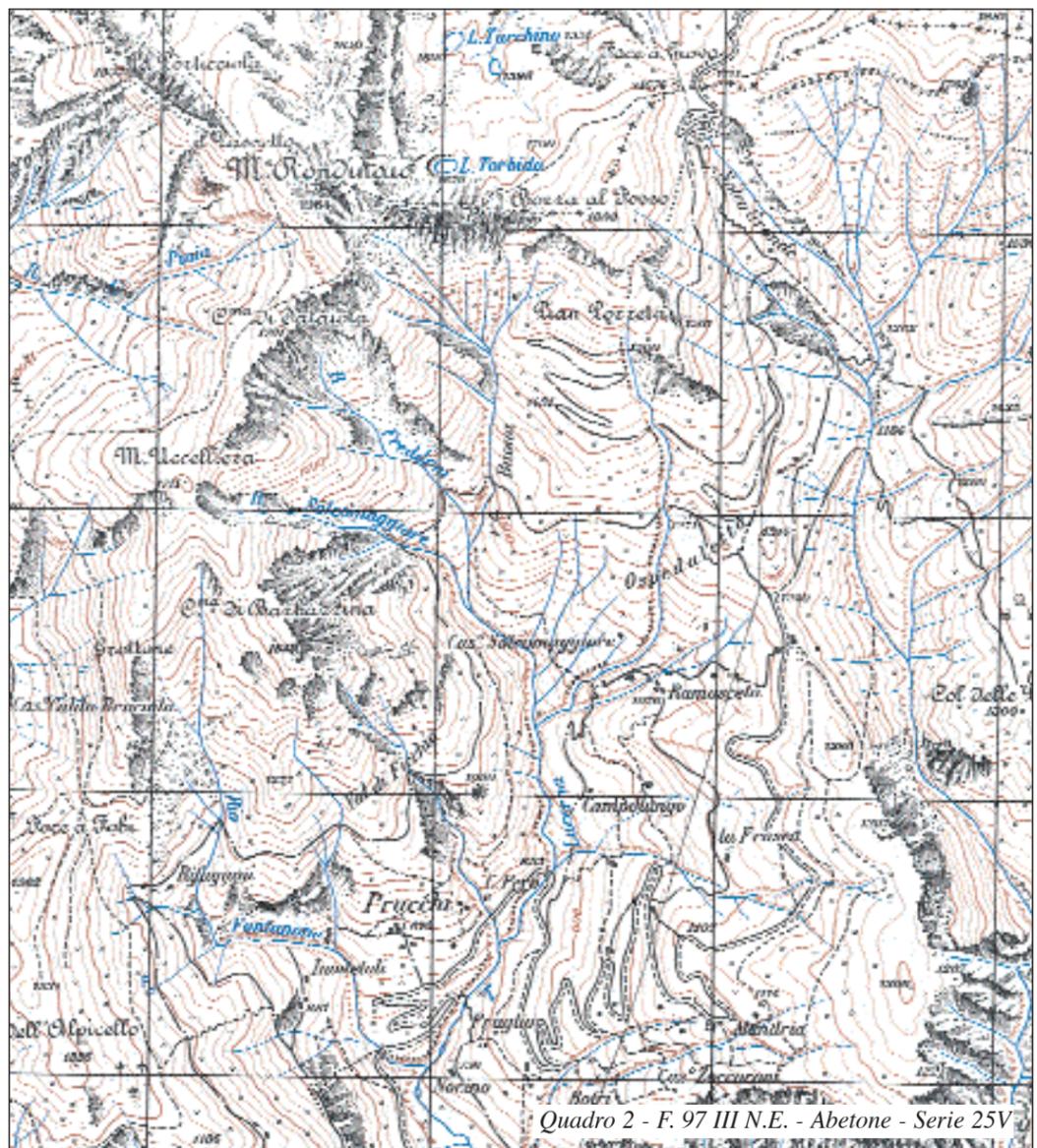
acclivi, quelli esposti a nord/nord-ovest (strati a franapoggio) danno luogo a dolci pendii.

Nell'Appennino reggiano, nella zona a nord di Febbio, è largamente diffuso il «*flysch* di monte Caio» (Cretacico superiore), rappresentato da sequenze torbiditiche calcareo-marnose-argillose con strati di spessore superiore al metro (quadro 3). Il «*flysch* di monte Caio» è caratterizzato da pieghe rovesciate verso nord-est dislocate da numerose faglie; la placca flyscioide di monte Prampa (1687 m) - monte Torricella (1265 m) - monte Penna (1260 m) è interessata da una serie di dislocazioni, anche neotettoniche, variamente orientate, che trovano espressione morfologica essenzialmente in scarpate di degradazione (GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGICA C.N.R., 1982). La giacitura a franapoggio e la presenza di interstrati pelitici nel *flysch* di monte Caio ha causato alcune frane di scivolamento sui versanti settentrionali del monte Torricella e del monte Penna.

Nell'Appennino parmense, nei pressi di Calestano (quadro 4), affiora estesamente il membro calcareo-marnoso del «*flysch* di monte Sporno» (Eocene inferiore), attraversato e inciso dal torrente Baganza (cfr. ANDREOZZI, ZANZUCCHI, 1999), che ha dato luogo a ripidi versanti. La stratificazione è molto inclinata verso sud-ovest. L'intercalazione del membro marnoso-pelitico ha causato diverse frane evidenziate dalla morfologia poco acclive.

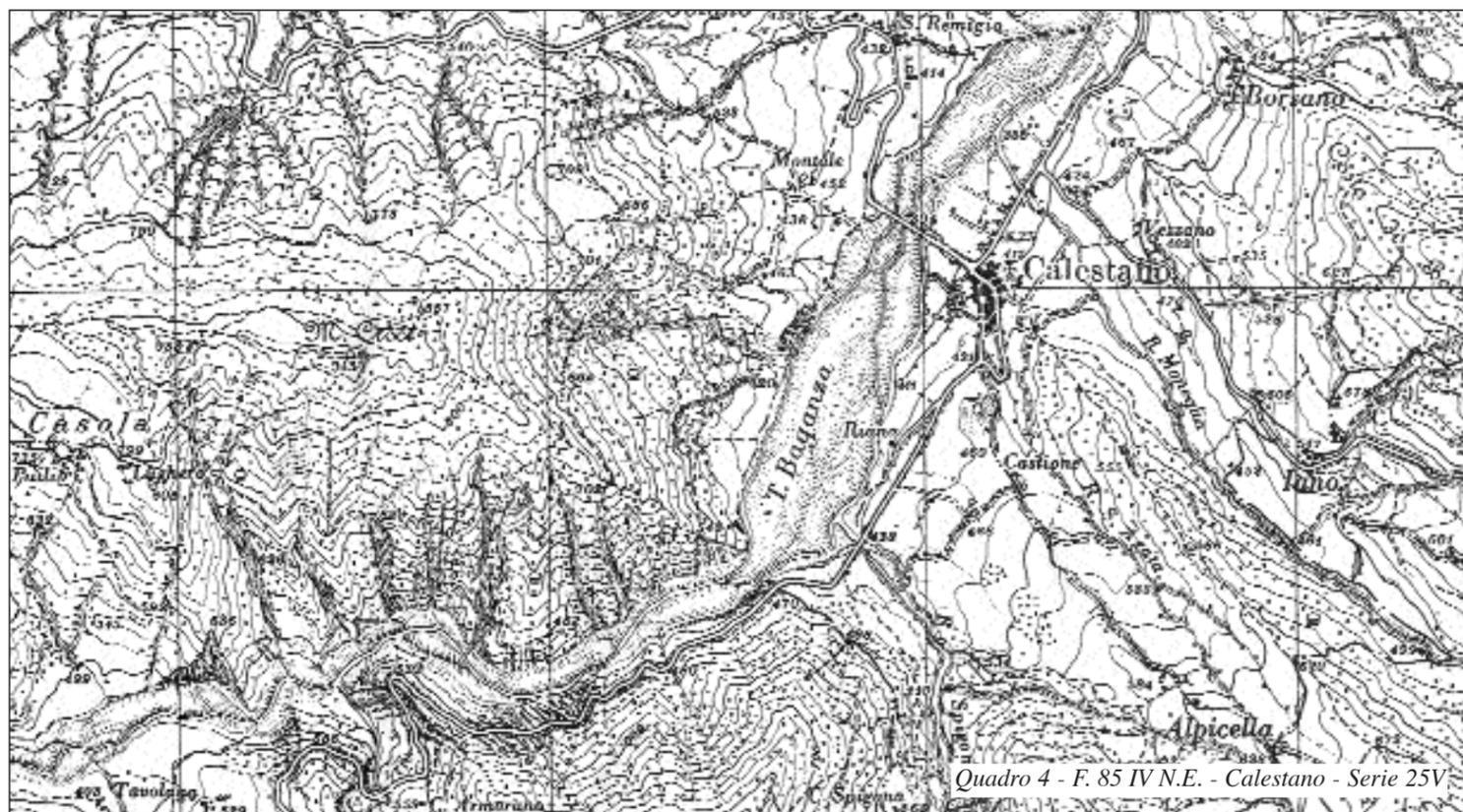
Nell'Appennino piacentino, lungo la valle del torrente Boreca, affluente di sinistra del fiume Trebbia (quadro 5), è possibile osservare la corrispondenza tra l'assetto geometrico-strutturale del «*flysch* di monte Antola», che costituisce i rilievi circostanti, e la configurazione morfologica della valle stessa (ZANZUCCHI, 1994). La sequenza torbiditica del «*flysch* di monte Antola» (Cretacico superiore) presenta essenzialmente strati calcarenitici, orizzonti pelitici e banchi marnosi. Per quanto riguarda i rapporti tra morfologia e struttura, la valle principale del torrente Boreca e quelle laterali sono impostate in corrispondenza delle zone più intensamente fratturate e nei pressi della confluenza con il fiume Trebbia i versanti mostrano un caratteristico profilo asimmetrico, dovuto alla corrispondenza del versante a minor acclività con la superficie di strato (*cuestas*).

* Con la collaborazione di Jairo Valdati

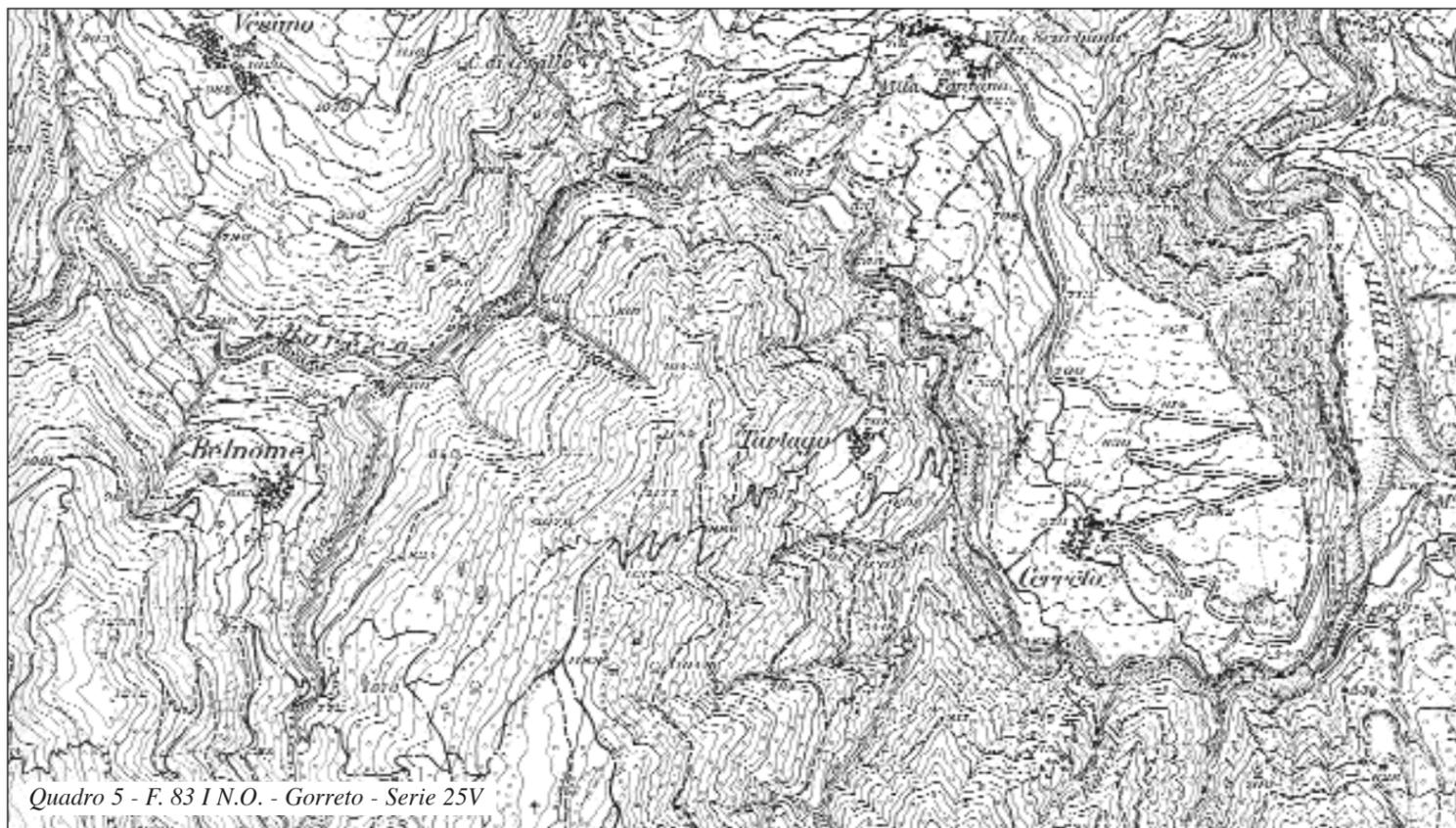




Quadro 3 - F. 235 Sez. IV - Villa Minozzo - Serie 25



Quadro 4 - F. 85 IV N.E. - Calestano - Serie 25V



Quadro 5 - F. 83 I N.O. - Gorreto - Serie 25V

BIBLIOGRAFIA

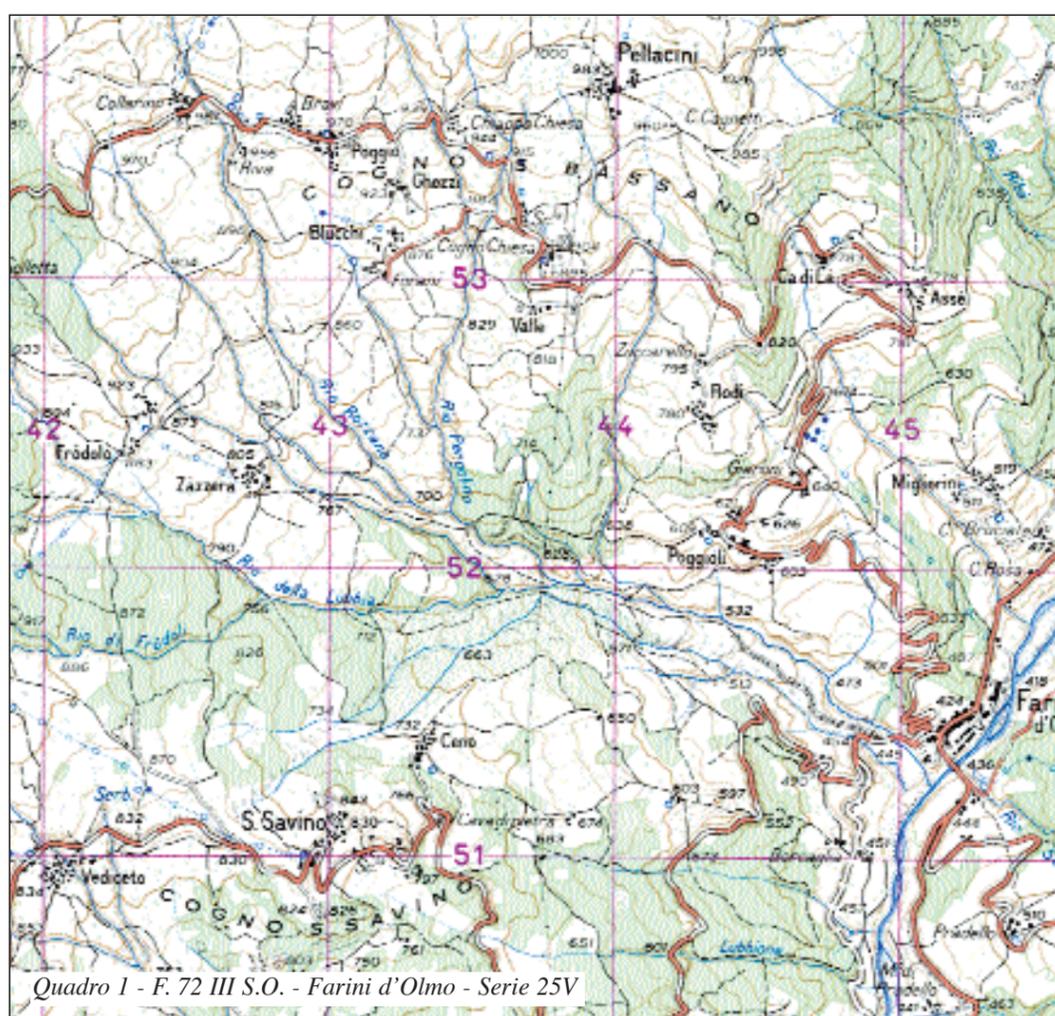
ALMAGIÀ R., SESTINI A., TREVISAN L. (A CURA DI), *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25 000 e al 50 000 dell'Istituto Geografico Militare*, 2ª edizione riveduta ed ampliata Firenze, I.G.M., 1948.
 ANDREOZZI M., ZANZUCCHI G., *Carta Geologica della Val Baganza*, scala 1:50 000, Parma, Grafiche STEP, 1999.
 BORTOLOTTI V. (A CURA DI), "Appennino tosco-emiliano", *Guide geologiche regionali*, vol. 4, Milano, BE-MA ed., 1992.
 CONTI S., *Carta Geologica dei calcari metanogenici dell'alto Mugello (formazione*

Marnoso-Arenacea-miocene medio), scala 1:20 000, Firenze, SELCA, 2000.
 GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGICA C.N.R., "Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M. Cusna e il F. Secchia (Appennino Emiliano)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, Torino, 1982, pp. 285-360.
 MARINELLI O., *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25 000 e al 50 000 dell'Istituto Geografico Militare*, Firenze, I.G.M., 1922.
 ZANZUCCHI G. (A CURA DI), "Appennino ligure-emiliano", *Guide geologiche regionali*, vol. 6, Milano, BE-MA ed., 1994.

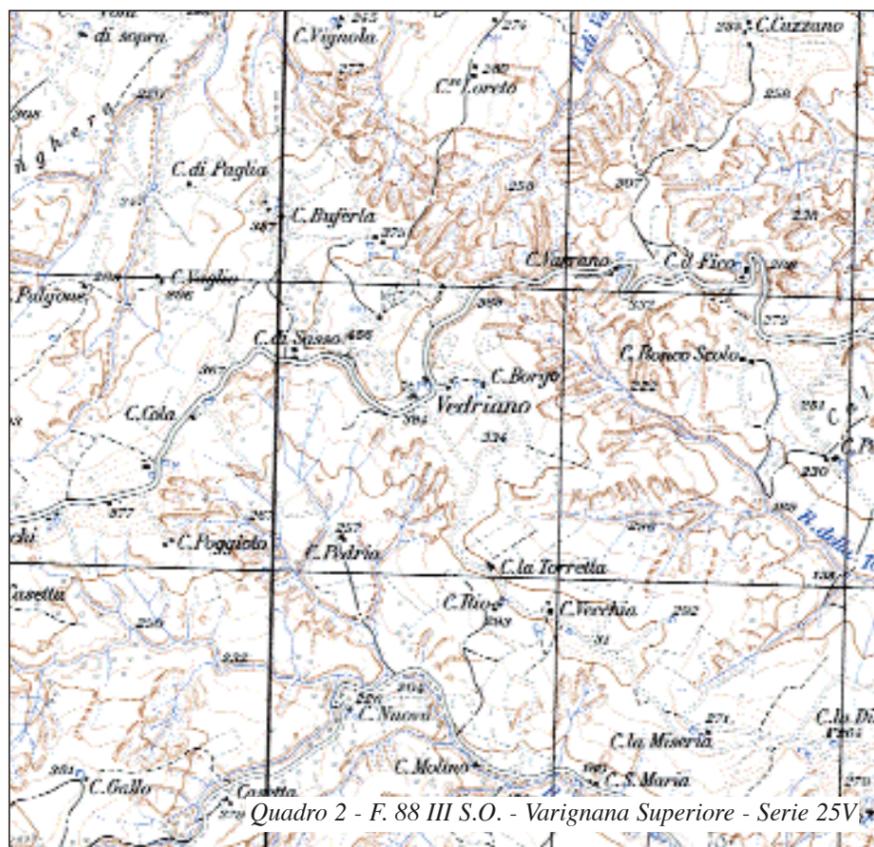
6. Paesaggi delle «argille scagliose»

CARLO ELMI

Università degli Studi di Bologna

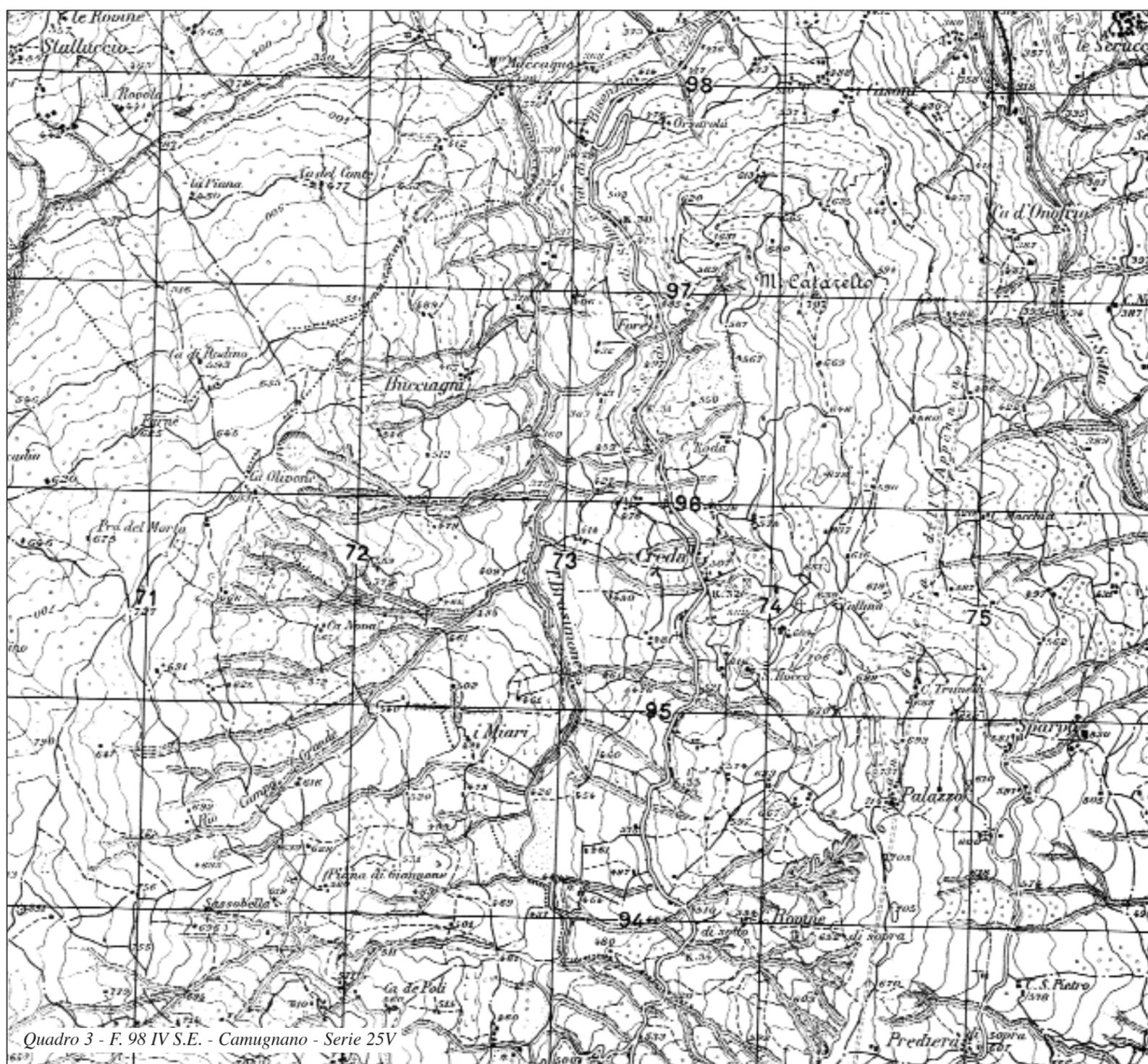


Quadro 1 - F. 72 III S.O. - Farini d'Olmo - Serie 25V



Quadro 2 - F. 88 III S.O. - Varignana Superiore - Serie 25V

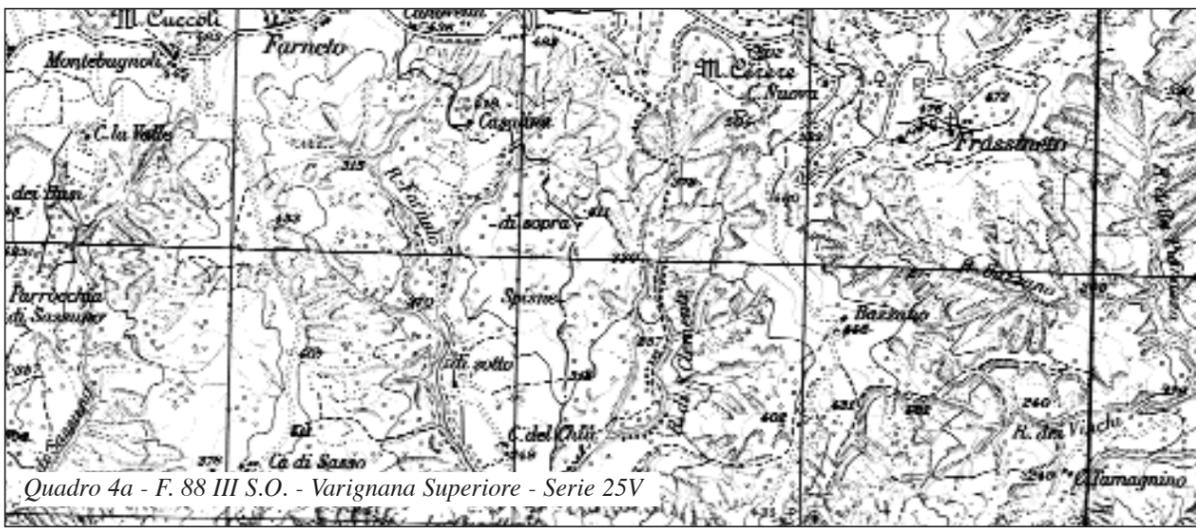
Le «argille scagliose» (nome attribuito a questa unità da Bianconi nel 1856) costituiscono un'unità caratteristica della catena appenninica. Presenti con aspetti e composizione analoga in tutte le catene montuose, sono formate da un *mélange* di argille laminate e fogliettate, varicolori, e da frammenti o alter-



Quadro 3 - F. 98 IV S.E. - Camugnano - Serie 25V

nanze scomposte di calcari, arenarie, marne, diaspri e rocce verdi di natura basaltica («diabasi»). Nella cartografia geologica attuale e recente sono indicate con una grande varietà di termini, quali «argille palombini», «argille brecciate», «scisti policromi», «argille varicolori», «brecce argillose», «caotico eterogeneo», «complesso caotico», «complesso indifferenziato» o con altri nomi di località in cui affiorano con maggiore estensione. Sono inoltre identificate dal termine comprensivo di «liguridi» o «coltre liguride» o più genericamente con il termine di «terreni caotici eterogenei» o, infine, con la recente dizione *disrupted rocks* (COWAN, PINI, 2001): quest'ultimo termine, assieme a quello originario di «argille scagliose», descrive con buona sintesi sia la loro composizione eterogenea, comunque a base prevalentemente argillosa, sia il loro assetto caotico.

Le argille scagliose, secondo più moderne vedute, consistono in due principali tipi di unità (CASTELLARIN *et al.*, 1986),



Quadro 4a - F. 88 III S.O. - Varignana Superiore - Serie 25V



Quadro 4b - F. 99 IV N.O. - Fontanelice - Serie 25V



Quadro 5 - F. 98 I S.E. - Passo della Raticosa - Serie 25V

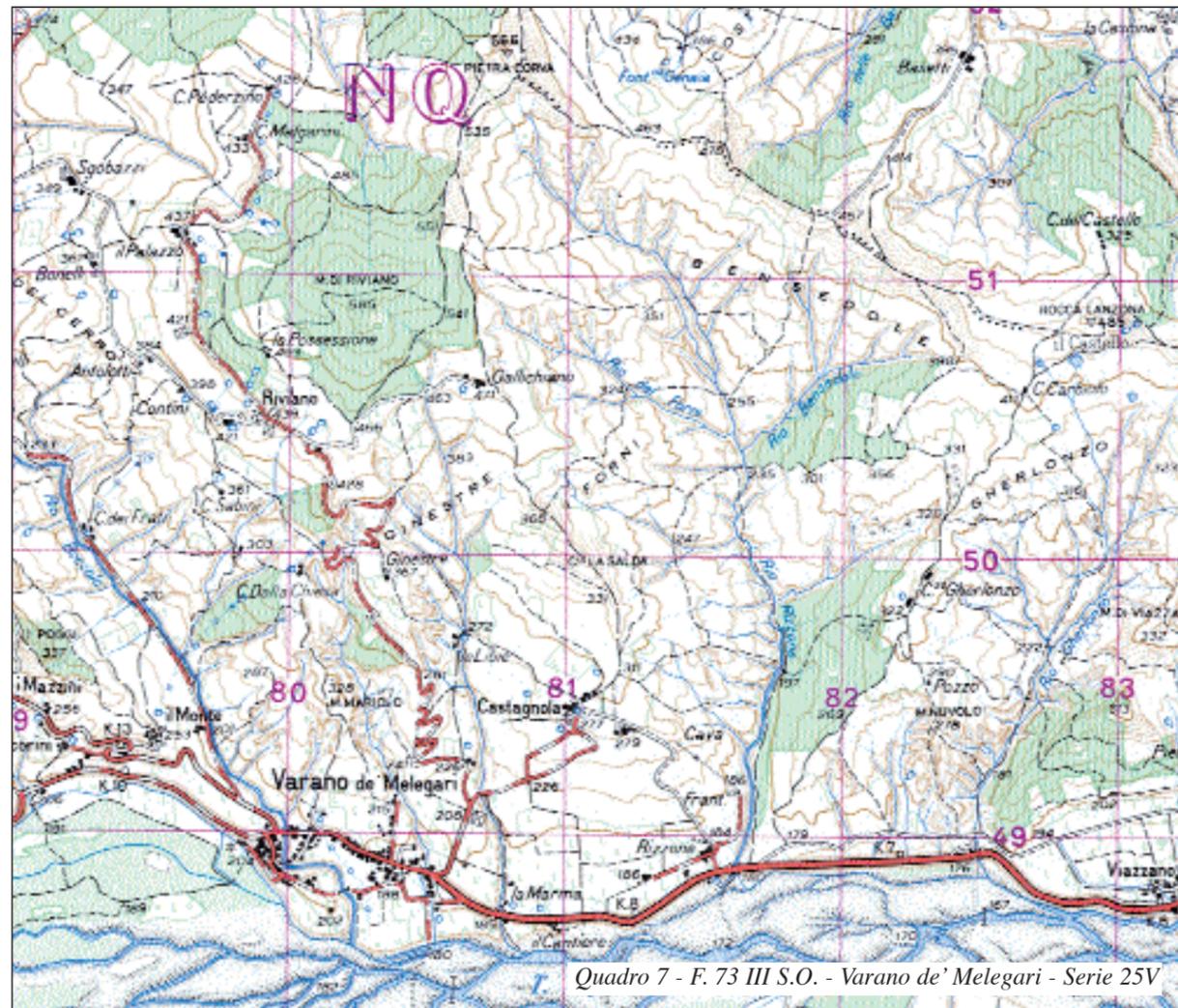


Quadro 6 - F. 129 III N.E. - S. Fiora - Serie 25V



ossia: a) «tettoniti» o corpi deformati da spinte tettoniche, originati dalla collisione di zolle crostali; b) «olistostromi» o corpi messi in posto e deformati a causa di franamenti sottomarini (*debris flows* o *avalanches* o frane sottomarine).

In ogni caso, per spinte tettoniche o movimenti gravitativi, le argille scagliose hanno subito traslazioni dell'ordine delle decine sino al centinaio di km e sono definite con il termine di «coltre alloctona» o «alloctono». A seguito di questi spostamenti, hanno ricoperto in tempi diversi altre unità, di età più recente, indicate con il termine di «autoctono».

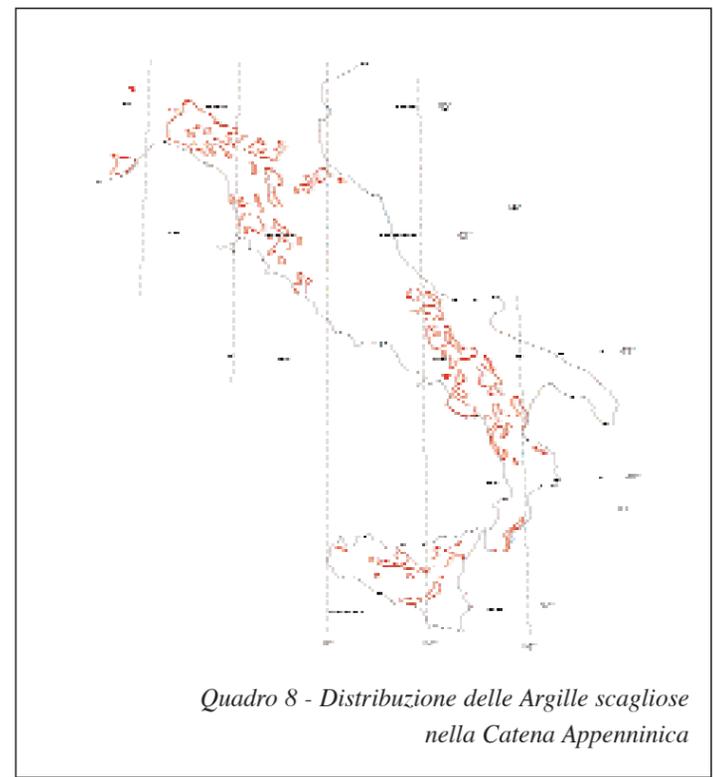


Quadro 7 - F. 73 III S.O. - Varano de' Melegari - Serie 25V

L'estensione delle argille scagliose è assai ampia e copre circa il 30% delle aree montuose dell'Appennino. Sono presenti nella fascia che va dalla Liguria all'Emilia sino al confine della Romagna (o «Linea del Sillaro»), nella Toscana tra Livorno e Grosseto e nelle regioni meridionali tra Abruzzo e Calabria, nonché nella Sicilia centro-orientale.

Le unità, che costituiscono le argille scagliose, hanno età che vanno dal Giurassico all'Eocene, intendendo per età quella di deposizione e formazione dei litotipi che le compongono. In realtà è più corretto indicare il periodo della loro messa in posto: questo varia dal Cretaceo superiore al Pliocene (MERLA, 1952) e talora giunge sino al Pleistocene. Sulle argille scagliose si sono poi deposte altre unità, «neoautoctone», che chiudono la successione.

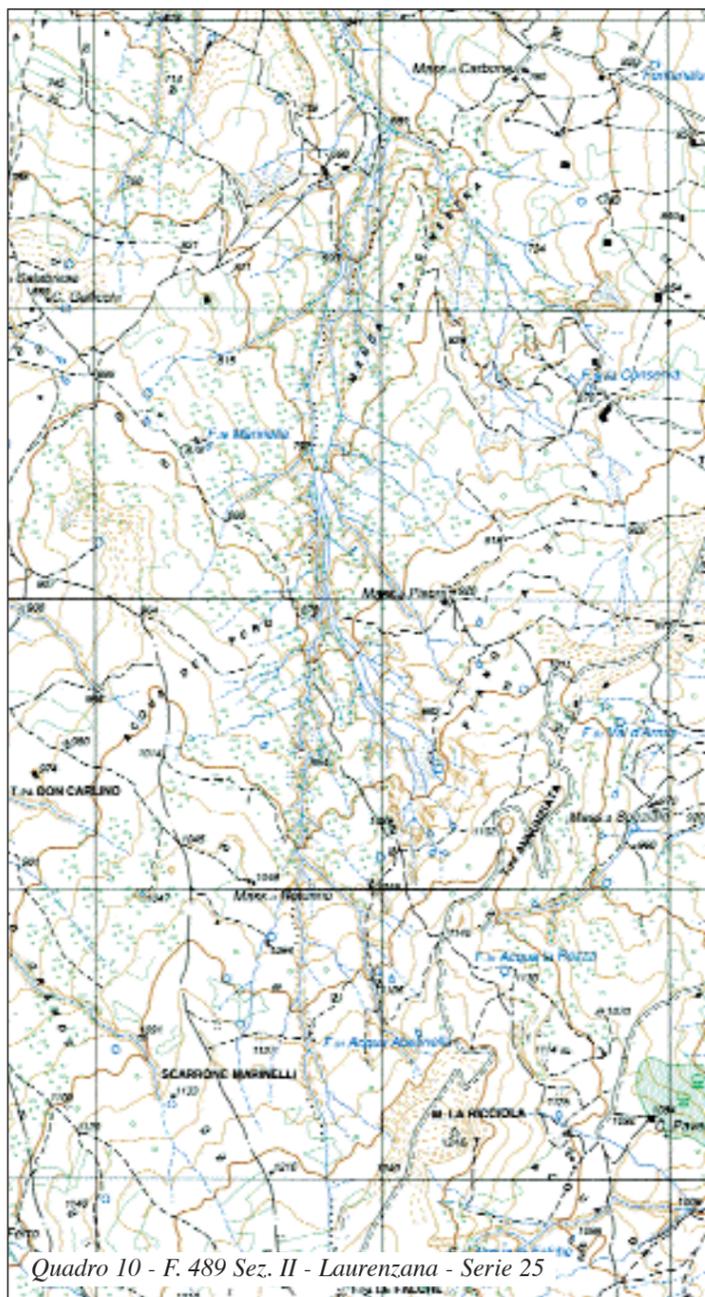
Il carattere litologico dominante delle argille scagliose è quindi quello argilloso o argillitico: in Geotecnica vengono definite come «terreni prevalentemente argillosi strutturalmente complessi» (ESU, 1972). Questo carattere, unito alla presenza di «inclusi» o «esotici» di varia natura e dimensioni, favorisce i processi di alterazione e degradazione, di drenaggio difficoltoso delle acque e quindi una elevata erodibilità e franosità, che fanno delle regioni in cui sono maggiormente presenti quelle a più alto numero di dissesti.



Quadro 8 - Distribuzione delle Argille scagliose nella Catena Appenninica



Quadro 9 - F. 198 Sez. III - Bardi - Serie 25



Quadro 10 - F. 489 Sez. II - Laurenzana - Serie 25

Le forme caratteristiche delle argille scagliose possono essere ricondotte a:

- 1) versanti regolarizzati a bassa inclinazione, inferiore al 20%, con sviluppo limitato di suolo e con vegetazione in prevalenza erbaceo-arbustiva e ridotto sviluppo di boschi;
- 2) forme di erosione accelerata, come i «calanchi», con pendenze assai più elevate, sino alla verticalità per brevi tratti;
- 3) forme di accumulo derivate da colate o da frane compresse (scorrimenti rotazionali e colate), con pendenze inferiori agli 8-10°.

A motivo della scarsa permeabilità, le argille scagliose hanno ridottissima capacità di trattenere le acque meteoriche, che pertanto defluiscono prevalentemente in superficie: ciò favorisce lo sviluppo di reti di drenaggio molto articolate e con forma caratteristica di tipo «dendritico» (quadri 3 e 7). I corsi d'acqua minori hanno percorsi assai irregolari, condizionati non solo dall'eterogenità litologica e quindi dalle diverse erodibilità dei terreni attraversati, ma anche dagli accumuli di frana.

L'erodibilità nelle porzioni più elevate dei bacini fluviali può raggiungere e superare il valore di 5000 t per kmq all'anno: ciò si traduce in una perdita di quota di 2-3 mm per anno.

I corsi d'acqua principali, che drenano bacini a componente dominante di argille scagliose, hanno un elevato trasporto solido, alimentato dai frequenti dissesti sui versanti e dalla presenza, nella matrice argillosa delle argille scagliose, di una forte componente litoide, come calcari, diaspri o breccie basaltiche: per tale motivo questi corsi d'acqua mostrano tipici e sviluppati alvei a canali intrecciati.

Gli sbarramenti per frana di questi corsi d'acqua producono laghetti effimeri, i cui sedimenti relitti sono riconoscibili, oltre che dalle forme, anche dal simbolo topografico.

Le isoipse presentano tipiche irregolarità e ondulazioni, legate sia alle frane sia ai movimenti lenti di «reptazione», o deformazione plastica del terreno superficiale di copertura (o «regolite»). Dove i movimenti di versante producono rapide variazioni nel profilo dei corsi d'acqua minori, sono osservabili tipiche forme di incisione



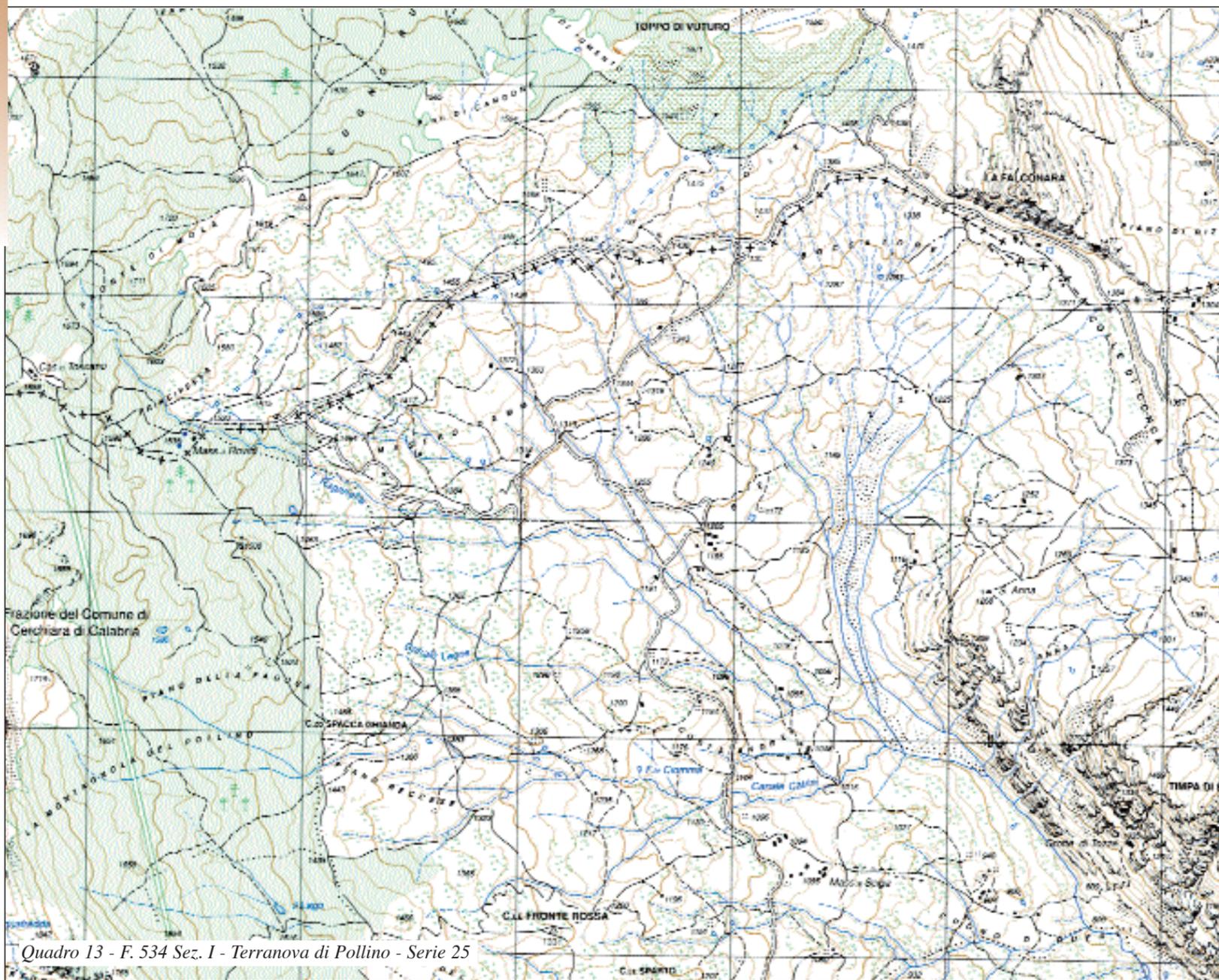
Quadro 11 - F. 489 Sez. II - Laurenzana - Serie 25



Quadro 12 - F. 154 III S.E.- Petrella Tifernina - Serie 25V

prodotte dagli alvei in rapido approfondimento, nel naturale riequilibrio dei loro profili longitudinali.

Nelle argille scagliose, i versanti mostrano di frequente locali variazioni di



Quadro 13 - F. 534 Sez. I - Terranova di Pollino - Serie 25

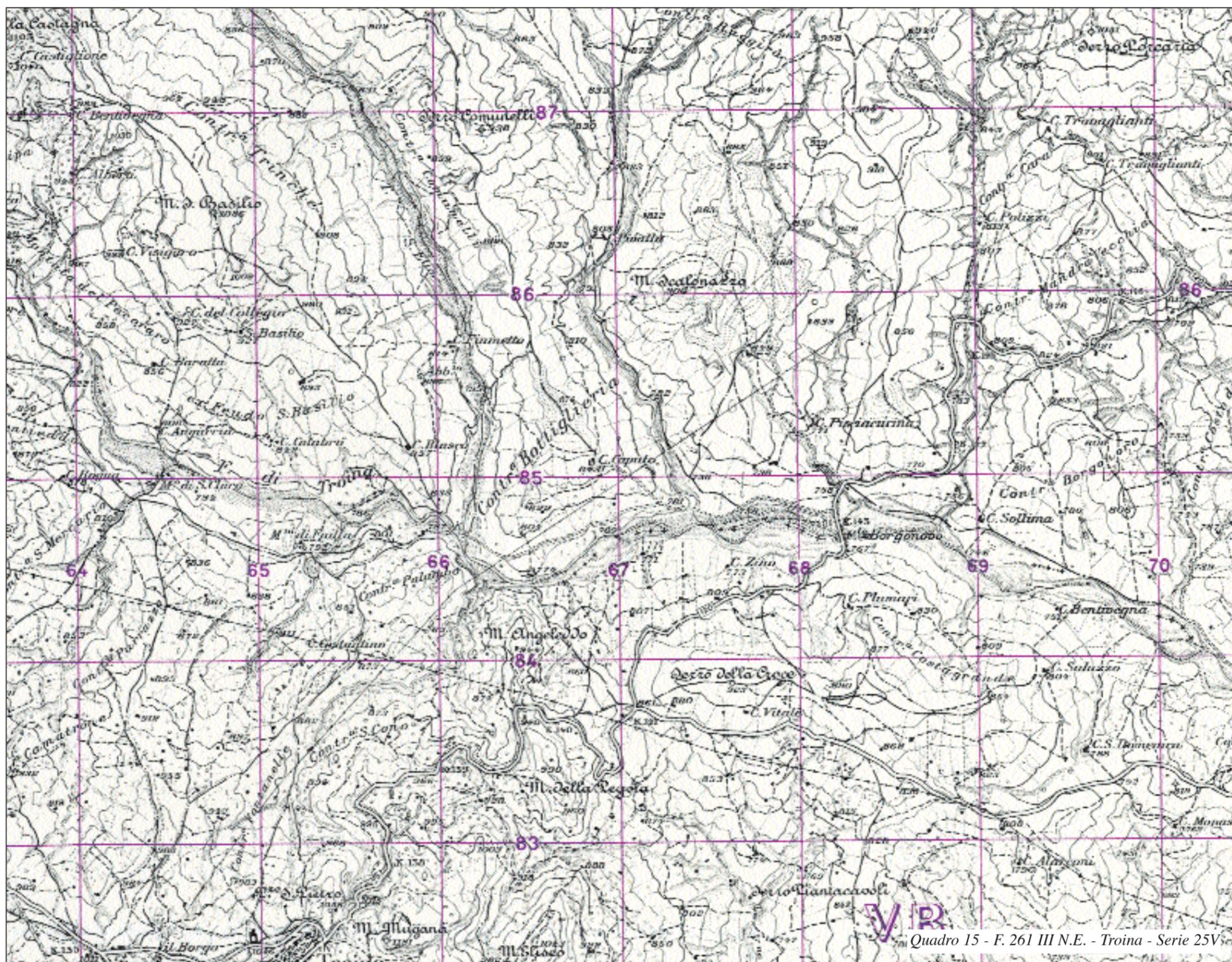
morfologia e di acclività nei tratti in cui sono presenti affioramenti di «esotici» inglobati o galleggianti sulle argille scagliose stesse. I contatti inoltre con le unità sottostanti o stratigraficamente a esse sovrapposte, sovente più resistenti e più stabili, sono peculiarmente marcati da bruschi cambiamenti nella forma e nella frequenza delle isoipse.

Anche gli elementi antropici, come strade ed abitati, sono strettamente condizionati dalla natura delle argille scagliose. Le strade e le mulattiere hanno in pianta andamenti irregolari ed accidentati, seguono in prevalenza percorsi di crinale, più stabili, o mostrano sinuosità accentuate in corrispondenza degli accumuli stabilizzati delle colate.

La toponomastica delle argille scagliose descrive con nomi assai indicativi sia i tipi



Quadro 14 - F. 535 Sez. I - Amendolara - Serie 25



Quadro 15 - F. 261 III N.E. - Troina - Serie 25V

litologici, sia i processi di versante che le caratterizzano. Sono comuni nomi come Creda, Sassi Rossi (ossia «basalti»), Lame, Lamazze, La Lama (ossia movimenti franosi di tipo poco profondo che coinvolgono il regolite), La Rovina, Rovine, Orvino (deformazione di «rovino»), Lavanga (deformazione in Calabria e Sicilia di «valanga»).

Nel **quadro 1** è osservabile un tipico bacino minore modellato nelle argille scagliose. L'area superiore, in fase erosiva presenta un «reticolo» dendritico molto ramificato. Nella parte media si sviluppa una colata che produce con l'accumulo lo sdoppiamento del corso d'acqua. Nella parte inferiore il processo si è stabilizzato e la strada percorre un'ampia deviazione semicircolare per aggirare il piede della colata. Questo modello è diffuso in tutta l'area di affioramento delle argille scagliose (v. anche **quadri 3 e 9**).

Nei **quadri 2 e 4a-4b**, sono rappresentate le caratteristiche forme di erosione accelerata, o calanchi, con la simbologia più recente (**4a**) e più antica (**4b**). Un ampio bacino inciso nelle argille scagliose dell'Appennino emiliano è visibile nel **quadro 3**: la forma asimmetrica del *pattern* è dovuta alla presenza sul versante destro di una formazione arenaceo-argillosa più resistente all'erosione, stratigraficamente sovrapposta alle argille scagliose. A sinistra, si sviluppa una serie di colate, delle quali la più tipica è quella della località i Miari. L'accumulo ha causato la divergenza dei rii minori, come nell'esempio del **quadro 1**, e la deviazione del torrente principale. L'accumulo della colata, sbarrando il torrente di fondovalle, ha formato un lago (ora colmato) i cui sedimenti relitti, indicati dal simbolo topografico, sono ancora visibili.

L'eterogeneità litologica delle argille scagliose è testimoniata dalle forme rappresentate nel **quadro 5**, dove sulla morfologia blanda delle argille scagliose si staglia il rilievo erto e tondeggiante di un esotico calcareo (rocca di Cavrenno).

L'alto corso del fiume Fiora (**quadro 6**) mostra il tipico paesaggio delle argille scagliose, con fossi in fase di reincisione che dissecano versanti a isopse irregolari e ondulate. Il forte apporto di detrito dai versanti porta alla formazione di un alveo principale a canali intrecciati.

Simile alle precedenti è la forma dell'alveo nei **quadri 7 e 9**: in quest'ultima carta è visibile una grande colata che si sviluppa per oltre 4 km, attiva nella porzione superiore e stabilizzata e quiescente in quella inferiore, occupata da numerosi abitati.

Nelle aree dell'Appennino meridionale rappresentate nei **quadri 10-15**, le argille scagliose, pur avendo talora composizione litologica e rapporti differenti con le unità stratigraficamente vicine, mostrano aspetti del tutto analoghi a quelli dell'Appennino settentrionale, anche se con minore sviluppo di aree a calanchi. Si osservano ampi bacini di raccolta con reticoli fluviali dendritici, canali di accumulo e colate e, al piede dei versanti, alvei ampi a rami intrecciati (**quadri 11, 12 e 14**). In Calabria (**quadro 14**), le tipiche «fiumare» sono alimentate dai detriti provenienti dai terreni caotici. L'attività erosiva si esplica con pari intensità sia a quote basse in vicinanza del mare, sia a quote superiori ai 1000 m. I contrasti nel segno topografico sono dati dalle unità calcaree più resistenti, su cui le argille scagliose sono sovrascorse, mostrandoci scarpate di faglia a elevata acclività (**quadro 13**).

BIBLIOGRAFIA

BIANCONI G. G., 1856, "Note sur l'origine métamorphique des argiles écaillées du terrain serpentinite des environs de Bologne", *Bulletin de la Société Géologique de France*, s. 2^e, 14, Paris, 1840.
 CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G. B., "Analisi strutturale del Fronte appenninico-padano", *Giornale di Geologia*, 47, 1986, pp. 47-75.
 COWAN S. D., PINI G. A., "Disrupted and chaotic rock units", in G. B. VAI, I. P. (A CURA DI), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean*

Basins, Kluwer Academic Publisher, 2001, pp. 165-176.
 ESU F., "Behavior of slopes in structurally complex formations", *International Symposium. The Geotechnics of Structurally Complex Formations*, Capri 1977, Roma, AGI, pp. 292-304.
 MERLA G., "Geologia dell'Appennino Settentrionale", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 70, 1952, pp. 95-382.

7. Deformazioni gravitative profonde

BERNARDINO GENTILI*

Università degli Studi di Camerino

Ad iniziare dalla prima metà dello scorso secolo veniva segnalata, sporadicamente, sui lunghi pendii o alla sommità di rilievi montuosi scolpiti in rocce litoidi, la presenza di estesi e profondi fenomeni deformativi, chiamati «Deformazioni Gravitative Profonde di Versante» (DGPV); successivamente venivano riconosciuti e studiati con frequenza sempre maggiore, anche in rilievi collinari e falesie costiere modellati su litotipi pelitico-arenaceo-conglomeratici.

I fondamentali elementi distintivi sono rappresentati, nel tratto superiore del pendio deformato, da trincee chiuse all'estremità, generalmente

parallele tra loro ed orientate secondo la direzione del versante od oblique rispetto ad esso, corrispondenti all'intersezione con la superficie topografica di piani di taglio estensionali; vi si possono rilevare anche sdoppiamenti di cresta, insaccamenti, contropendenze, scarpate e gradini, fratture e fessure. Presentano altezza e larghezza di ordine metrico, più raramente decametrico, mentre la lunghezza può raggiungere e superare il chilometro. Rigonfiamenti, blande rotazioni di blocchi, superfici e/o zone di taglio compressive e frane, caratterizzano le porzioni medio-basse delle aree deformate; in profondità, la genesi di detti piani di taglio è impedita dalle elevate pressioni e gli stessi perdono la loro individualità in zone a deformazione duttile.

Le DGPV corrispondono alle fasi preparatorie all'attivazione di fenomeni franosi di grandi dimensioni, che raramente giungono al collasso, la cui evoluzione si realizza generalmente a scatti, per l'estrema lentezza della deformazione continua che viene periodicamente interrotta da istantanei fenomeni di rottura, verosimilmente innescati da terremoti o da eventi meteorici estremi.

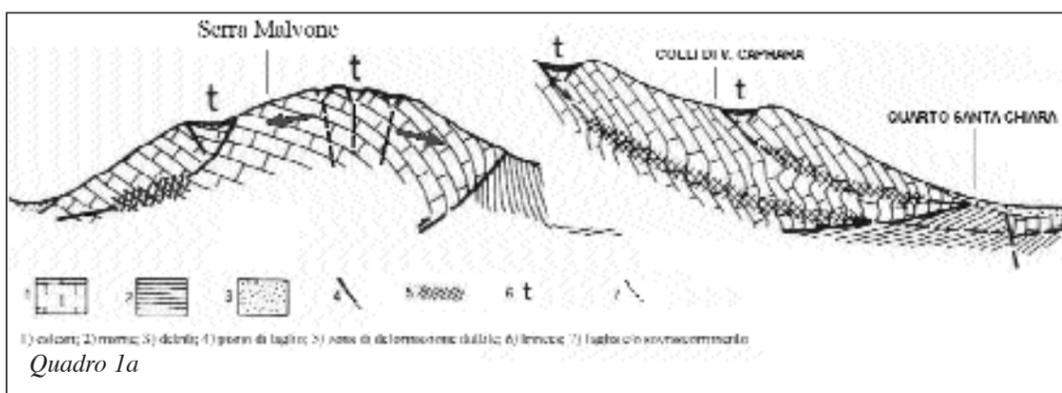
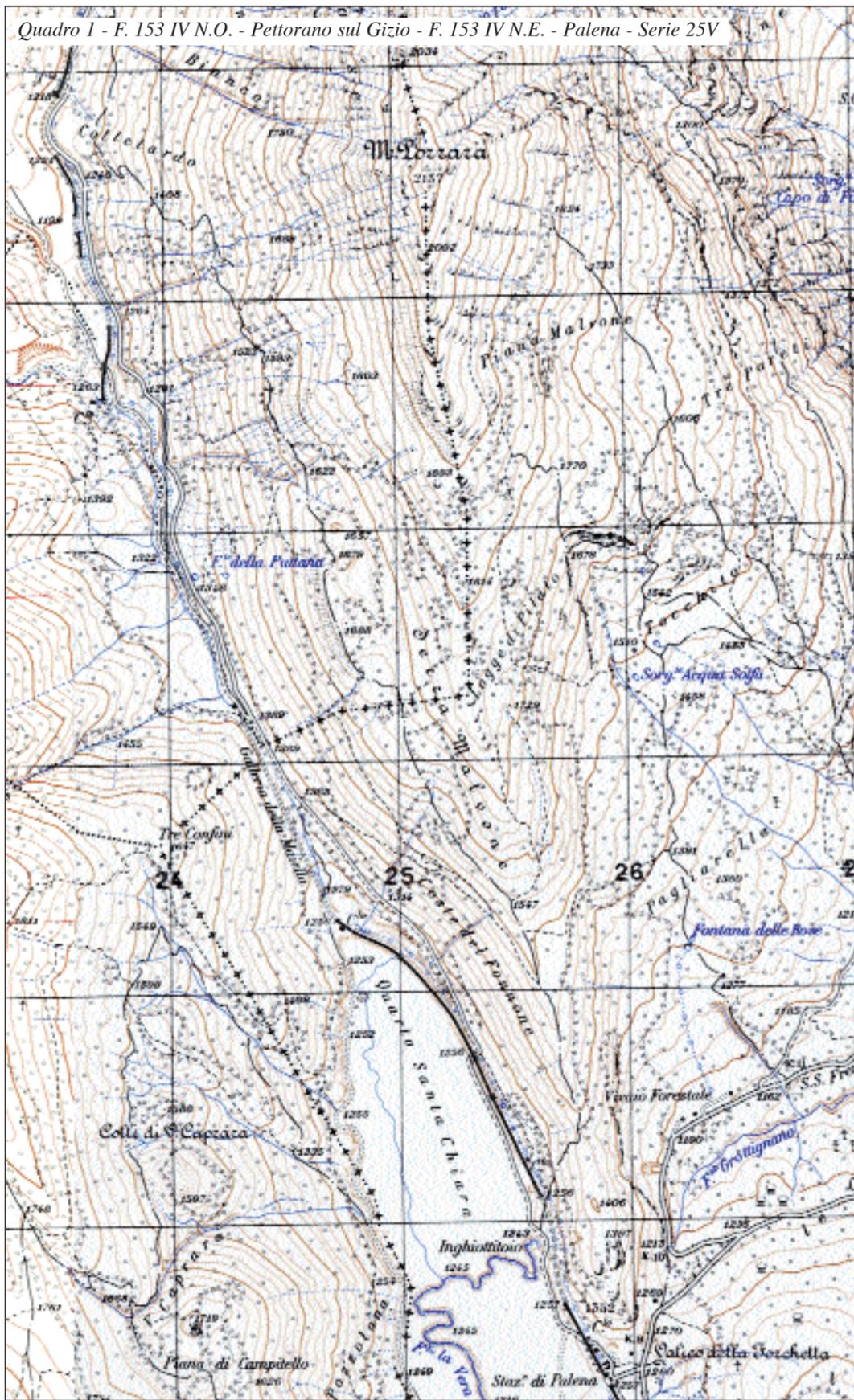
Il principale fattore genetico è rappresentato dagli elevati valori dell'energia di rilievo, associati all'intenso sollevamento tettonico Quaternario e alla conseguente profonda incisione dei sistemi fluviali, che ha portato all'esposizione di potenziali superfici o zone di scorrimento. Altri importanti fattori predisponenti sono rappresentati: dall'assetto litostratigrafico del substrato roccioso, in particolare quando realizza la sovrapposizione di corpi rocciosi a deformazione rigida su livelli a deformazione duttile o è caratterizzato dalla presenza di livelli o partimenti pelitici all'interno di corpi rocciosi litoidi; da sovrascorrimenti, faglie e fasce di intensa fratturazione (talora intensamente carsificate); dalle variazioni di geometria dei versanti e dagli sforzi residui associati alle fasi tettoniche; dall'intensa attività sismica; dalla glacio-decompressione, in aree modellate da morfogenesi glaciale non più in atto; dalle oscillazioni pleistoceniche del livello del mare, nelle coste alte.

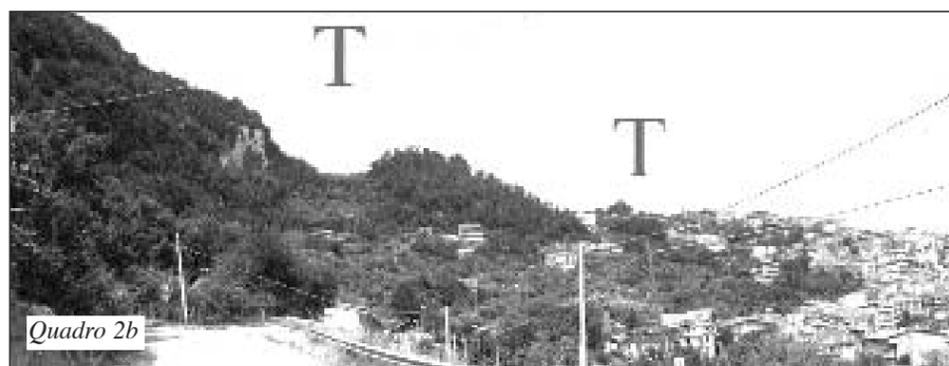
Il **quadro 1** rappresenta un ristretto settore dell'Abruzzo meridionale, a SSO di monte Porrara, il cui assetto strutturale è caratterizzato da faglie inverse e sovrascorrimenti, orientati in direzione NNO-SSE, che realizzano la sovrapposizione di potenti litotipi carbonatici su torbiditi marnoso-arenacee. Faglie dirette tranciano dette strutture e ne ribassano significativamente la porzione centrale, dando luogo alla depressione tettonica, rimodellata dal carsismo, di Quarto Santa Chiara.

I numerosi sdoppiamenti di cresta, che interessano l'intero tratto della dorsale compreso tra la cima di monte Porrara e la stazione di Palena, per una fascia larga 400-700 m, sono ben evidenziati dall'andamento delle isoipse (insaccate verso monte) solo nel tratto compreso tra quota 1525 e 1650 metri. In località Serra Malvone (fianco sud-occidentale di monte Porrara) si rileva la trincea maggiore del rilievo (lunghezza di 1300 m circa, larghezza 80-100 m e profondità di circa 10 m), evidenziata dall'andamento della isoipsa di m 1675; a valle di essa gli strati risultano ruotati verso monte e l'acclività del pendio aumenta progressivamente fino ad assumere una configurazione arcuata con convessità verso valle (rigonfiamento). Trincee di dimensioni comparabili con quella descritta, parallele al versante o moderatamente oblique rispetto ad esso, chiuse su entrambi i lati o in continuità con vallecule rielaborate da acque correnti superficiali, si rilevano ad Ovest di Quarto Santa Chiara (Tre Confini, Colli di Valle Caprara, Piano di Campitello). Trattasi di forme piuttosto antiche, visto che il loro fondo e le scarpate bordiere sono «saturati» da detriti pleistocenici.

Nel **quadro 1a** vengono ipotizzate le probabili cinematiche dei fenomeni, la cui genesi va essenzialmente ricercata negli elevati valori dell'energia di rilievo prodotti dalla tettonica distensiva, che favorendo l'azione gravitativa hanno prodotto piani di taglio e zone a deformazione duttile nei livelli più «superficiali» dell'ammasso roccioso. Nel secondo caso tale azione è stata agevolata dal sovrascorrimento dei rigidi calcari sulle più duttili marne (CRESCENTI *et al.*, 1987).

Nel Lazio meridionale, in corrispondenza del fronte di sovrascorrimento dei monti Lepini che mette a contatto i calcari cretaci con

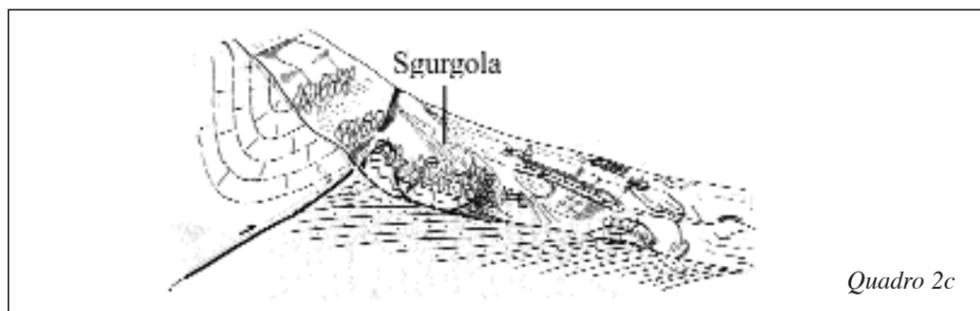
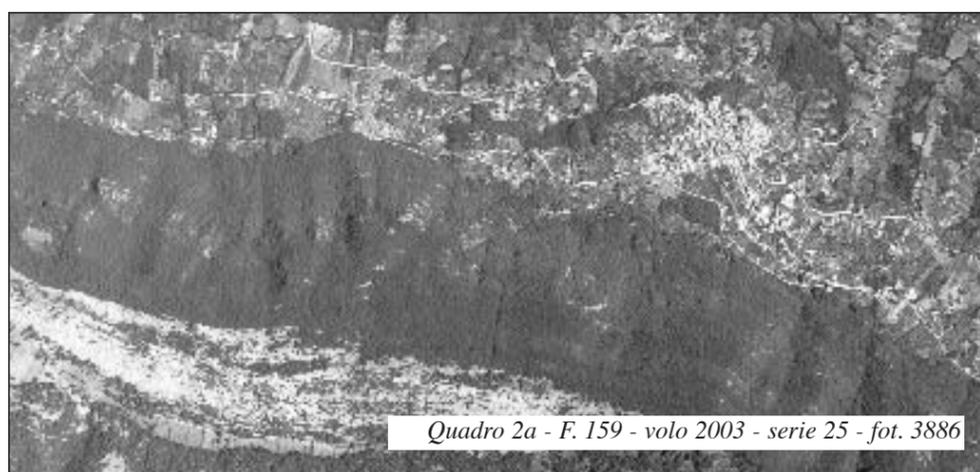




le torbiditi cenozoiche della valle Latina, si rileva una placca calcarea blandamente inclinata e discordante con il sottostante litotipo pelitico-arenaceo. Essa risulta nettamente avanzata verso est rispetto al citato fronte ed il suo collegamento con il ripido versante retrostante è marcato da una evidente rottura di pendio (**quadro 2** e **quadro 2a**). Più in dettaglio si osservano vistose trincee parallele al versante, delimitate da scarpate «fresche» (**quadro 2b**), a valle delle quali si rilevano significative variazioni di inclinazione degli strati. Anche l'evidente contropendenza interna dell'abitato di Sgurgola può essere associata ad una trincea fortemente rimodellata dall'intensa urbanizzazione.

Nello schema interpretativo del **quadro 2c**, si ipotizza un fenomeno di deformazione gravitativa profonda di versante, di tipo espansione laterale, interessante una placca calcarea ribassata e messa in posto da una faglia diretta listricatasi nei sottostanti, duttili, livelli torbiditici (GENTILI, LUPA PALMIERI, in stampa).

Al bordo dell'estesa superficie sommitale di monte Frascare (Appennino centrale), modellata sui calcari marnosi della dorsale marchigiana, si rilevano due sistemi principali di trincee, distribuite su di una fascia lunga circa 1 chilometro e larga circa 400 metri. Gradini, contropendenze e vistosa convessità caratterizzano il tratto inferiore del versante (**quadro 3** e **quadro 3a**). Le trincee del primo sistema (fino a 6-7 m di profondità e a 20 m di larghezza) sono orientate SSO-NNE; la principale di esse è individuata dalla configurazione delle isoipse di m 1250 fino a m 1210. Il secondo sistema, rappresentato solo parzialmente dalle curve di livello di m 1260 e



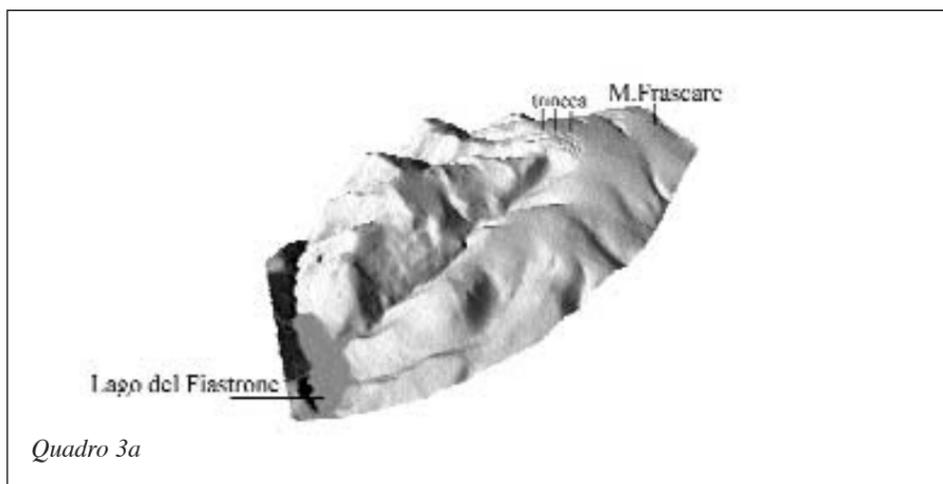
m 1270, è dato da trincee più profonde (anche oltre i 10 m) e ampie (20-30 m), parallele al versante, e da forme minori oblique. A partire dal 1995, in questo settore sono state osservate riattivazioni di alcune forme e la genesi di nuove fratture e fessure (fino a 50 cm di larghezza e 50 m di lunghezza). In tutte le trincee si rilevano rotazioni verso valle degli strati e modesti ribassamenti; il fondo delle maggiori è regolarizzato da detrito.

Il fenomeno, dalla complessa cinematica (**quadro 3b**), è guidato, molto probabilmente, da un piano di sovrascorrimento inclinato verso valle, in profondità, e da un livello marnoso intercalato ai calcari e da faglie trascorrenti, più in «superficie» (ARINGOLI *et al.*, 1996).

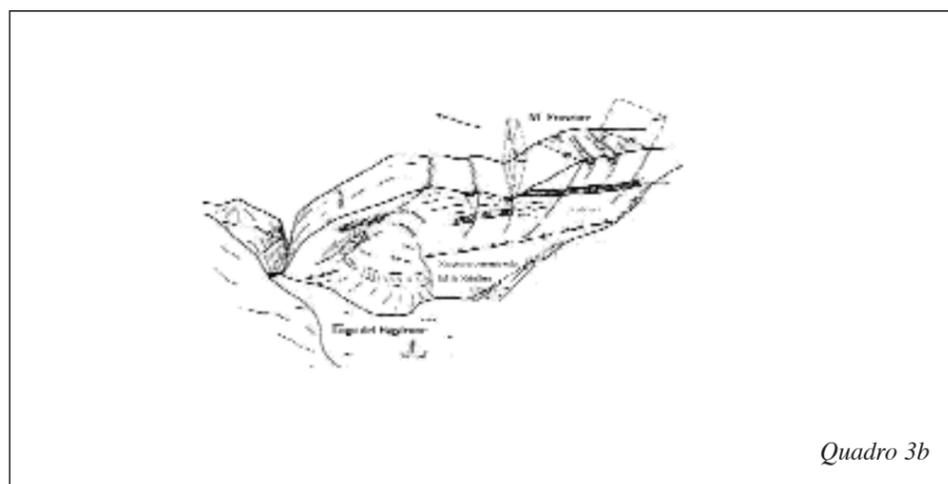
Nella fascia costiera adriatica, dove sono tuttora attive strutture compressive e l'azione gravitativa interferisce con quella tettonica, le DGPV



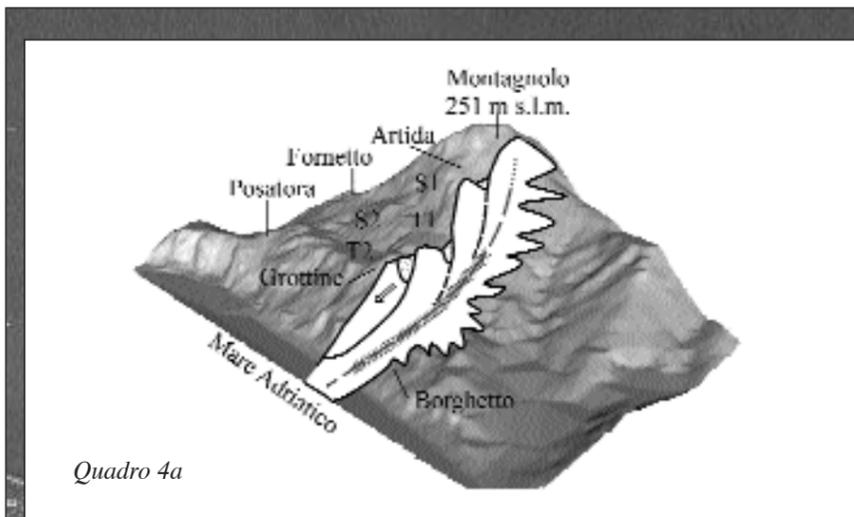
Quadro 3 - Carta Tecnica Regionale - Regione Marche - F. 313110 - Frascare nord



Quadro 3a



Quadro 3b



Quadro 4a

Quadro 4 - Ortofotocarta Regione Marche - Sez. 282140 - Posatora



possono essere considerate come la manifestazione più «superficiale» di una complessa evoluzione tettonico-strutturale. In tale contesto rientra «la grande frana di Ancona del 13 dicembre 1982», che ha interessato una parte del pendio scolpito nelle argille plio-pleistoceniche della periferia settentrionale della città (**quadro 4 e quadro 4a**). Gli elementi geomorfologici fondamentali sono rappresentati dall'associazione scarpata-trincea (S-T), individuati dalla configurazione delle isoipse: di oltre 140 m e 130-140 m (S_1-T_1), ad est di Grottine; di 90-120 m e di 80-90 m (S_2-T_2), sulla strada Posatora-Grottine. Entrambe, dopo una modesta sella, proseguono verso occidente in vallecole rimodellate da acque correnti superficiali. Una trincea minore, delineata appena dalla isoipsa di m 200, non riattivata dall'evento del 1982, si rileva in corrispondenza di Artida.

Le cinematiche proposte per l'interpretazione del movimento (**quadro 4a**) delineano un fenomeno complesso, realizzatosi su due fondamentali

piani a diversa profondità (oltre ad uno «superficiale» in cui si realizzano numerosi fenomeni franosi guidati dai gradienti topografici): un piano rototraslativo, collocato tra il piede del pendio e la scarpata-trincea inferiore (S_2-T_2), particolarmente attivo tra Posatora e Grottine, dove si sono verificati spostamenti verticali ed orizzontali di ordine metrico; un piano profondo, riferibile a meccanismi di deformazione gravitativa profonda o di faglia listrica. Ad esso viene riferita: la genesi della piccola trincea di Artida; la contemporanea attivazione dell'intero fenomeno gravitativo; gli spostamenti decimetrici della scarpata-trincea superiore (S_1-T_1) e del settore ad ovest di Grottine, dove si è mossa verso mare una dorsale isolata dal pendio retrostante (AA.VV., 1986; DRAMIS, SORRISO-VALVO, 1994).

*Con la collaborazione di Domenico Aringoli,
Marco Materazzi e Piero Farabollini

BIBLIOGRAFIA

AA.VV., "La grande frana di Ancona del 13 dicembre 1982", *Studi Geologici Camerti*, Vol. spec., 1986, p. 146.

ARINGOLI D., GENTILI B., PAMBIANCHI G., "The role of recent tectonics in controlling the deep-seated gravitational deformation of Mount Frascare (central Apennines)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 1986, n. 19, pp. 281-286.

CRESCENTI U., DRAMIS F., GENTILI B., PAMBIANCHI G., "Deformazioni gravitative profonde di versante e grandi frane nell'area a Sud di monte Porrara (Appennino cen-

trale, Abruzzo)", *Memorie della Società Geologica Italiana*, 1987, n. 39, pp. 477-486.

DRAMIS F., SORRISO-VALVO M., "Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and large-scale rock avalanches", *Engineering Geology*, 1994, n. 38 (3-4), pp. 231-243.

GENTILI B., LUPA PALMIERI E., *Note illustrative della Carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50 000: foglio 389 Anagni*, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, in stampa.

8. Grandi movimenti franosi

MAURO SOLDATI*

Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

Il territorio italiano è diffusamente interessato da fenomeni franosi di varia tipologia e dimensione, la cui distribuzione geografica è strettamente correlata alle caratteristiche geologiche e morfologiche dei versanti, alle vicende tettoniche che questi hanno subito durante il recente sollevamento delle Alpi e degli Appennini e alle condizioni climatiche che caratterizzano la nostra penisola. Nei quadri vengono illustrati importanti movimenti franosi di varia tipologia che hanno determinato la formazione di estesi accumuli, ben riconoscibili sia sulle carte topografiche sia sulle fotografie aeree.

I primi due esempi riguardano colate di terra, tipiche dei terreni prevalentemente argillosi, suscettibili a mobilizzarsi in seguito a piogge intense e/o prolungate. Questo tipo di frana è generalmente caratterizzato dalla presenza di una zona sorgente, ove spesso si originano anche scivolamenti rotazionali, di una sottostante più stretta zona di trasporto ed infine di una zona di accumulo, che costituisce il cosiddetto piede della frana e che frequentemente assume una tipica morfologia a ventaglio. Gli accumuli di colata nella maggior parte dei casi si formano in seguito a successive attivazioni, con tempi di ricorrenza variabili a seconda delle condizioni geologiche e climatiche. Si tratta solitamente di movimenti lenti, con velocità nell'ordine di centimetri all'anno.

La frana di Oreglia nell'Appennino bolognese (**quadri 1 e 1a**), che raggiunge quasi 5 chilometri di lunghezza, rappresenta un tipico esempio di colata di terra. Il fenomeno, tuttora attivo nella zona di alimentazione localizzabile sulle pendici orientali del monte Vigese, si sviluppa su un versante a debole inclinazione costituito da litotipi prevalentemente argillosi. Risulta evidente il lungo canale di trasporto e il piede di frana a forma di ventaglio che ha peraltro determinato una deviazione del fiume Reno (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1994).

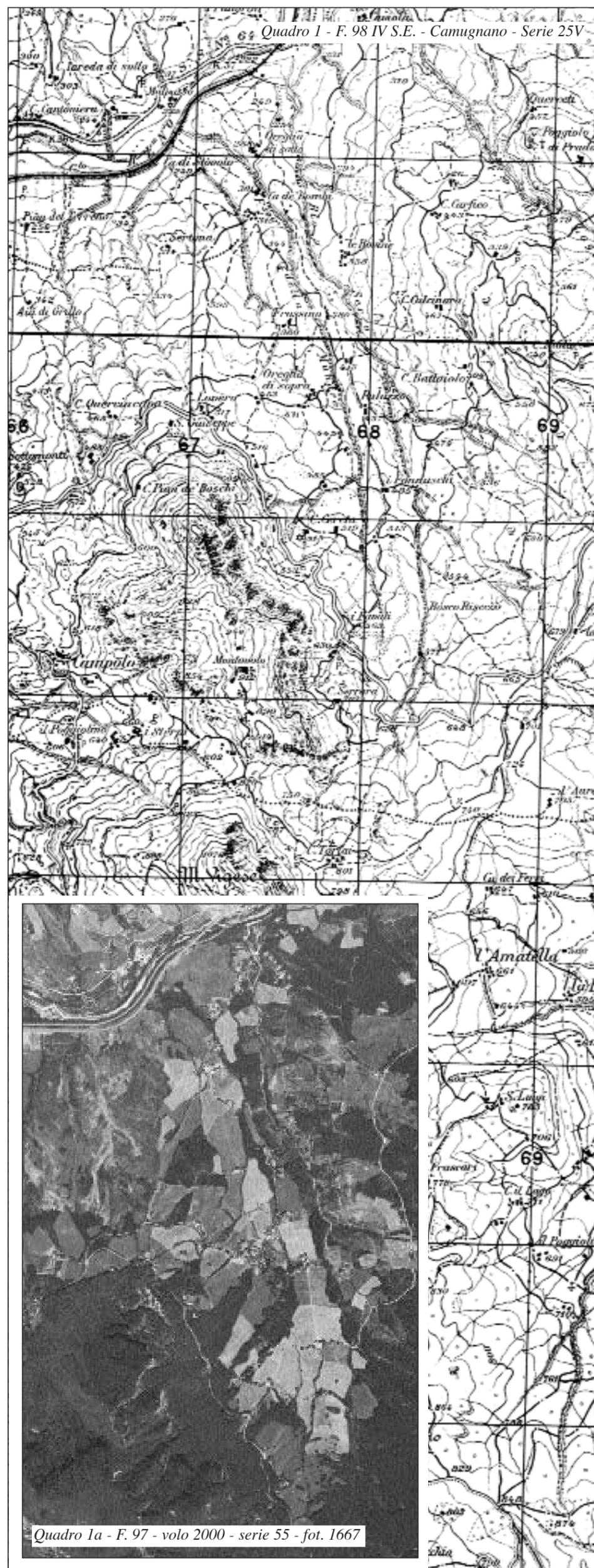
La frana di Morsiano nell'Appennino reggiano (**quadri 2 e 2a**) costituisce un altro tipico esempio di colata in terreni argillosi. Nel caso specifico, associati a movimenti superficiali di tipo colata, sono stati individuati scivolamenti roto-traslativi profondi, caratteristici di molte grandi frane appenniniche. Nella carta topografica risulta particolarmente evidente il grande accumulo lobato che ha deviato il corso del torrente Dolo. Si tratta di un fenomeno molto antico, la cui prima attivazione è stata datata con il metodo del radiocarbonio a circa 13 700 anni dal presente (BERTOLINI, PELLEGRINI, 2001).

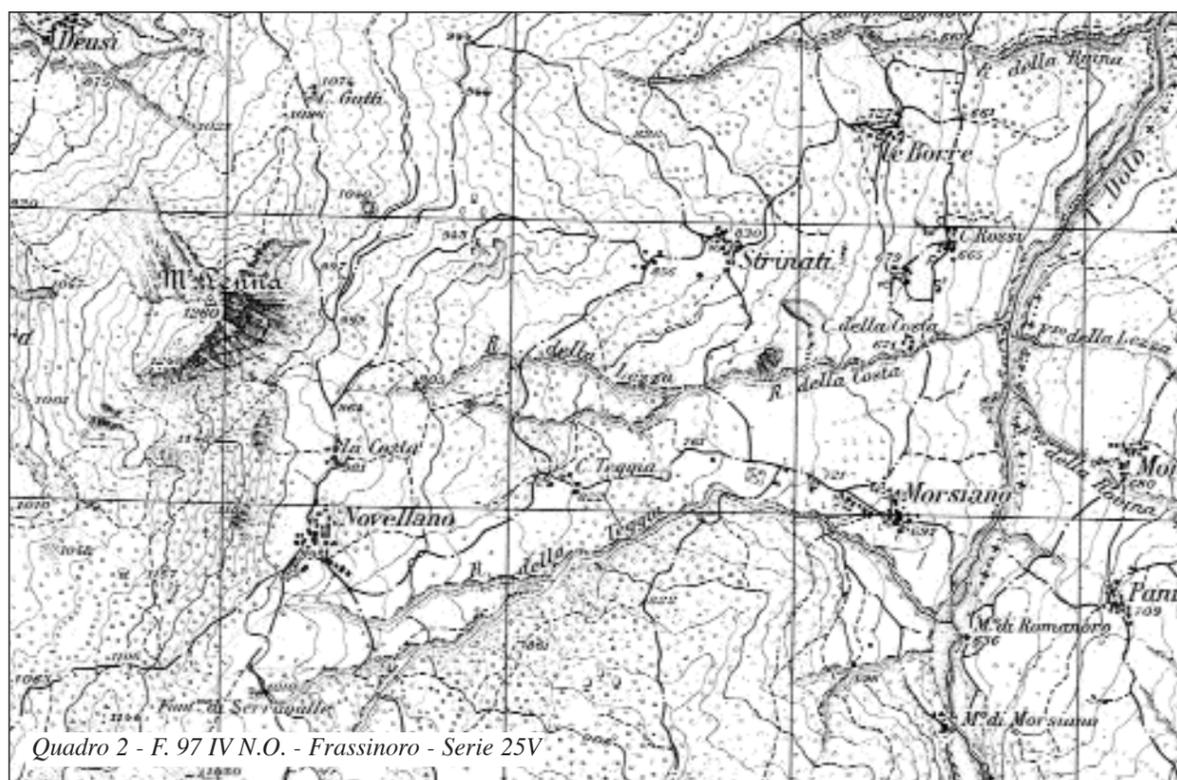
Il terzo esempio riguarda le colate di detrito, comunemente definite come *debris flow*. Si tratta di fenomeni che, in occasione di piogge brevi e intense, interessano accumuli detritici posti alla base di ripidi pendii in alta montagna. L'acqua ha un ruolo fondamentale nella mobilizzazione e nel trasporto delle masse detritiche, le quali tendono ad assumere il comportamento fisico di un fluido, con velocità che possono raggiungere anche alcuni metri al secondo. Le colate detritiche non sono di per sé considerabili come grandi movimenti franosi, dal momento che i volumi coinvolti in ciascun evento sono relativamente limitati, ma l'elevata ricorrenza degli stessi porta in molti casi alla formazione di grandi accumuli di frana.

Un chiaro esempio è costituito dall'imponente accumulo detritico di Acquabona nelle Dolomiti bellunesi (**quadri 3 e 3a**), ben riconoscibile sulla carta topografica e nella fotografia aerea riportata per confronto. Nella carta si possono notare l'area sorgente ai piedi di punta Nera, le incisioni in cui si incanalano le colate e, immediatamente a valle di Acquabona, i grandi accumuli di detrito formati in seguito ad innumerevoli eventi. Nella fotografia aerea è evidente il contrasto cromatico tra le zone vegetate ed i detriti trasportati dalle colate alle pendici delle pareti dolomitiche.

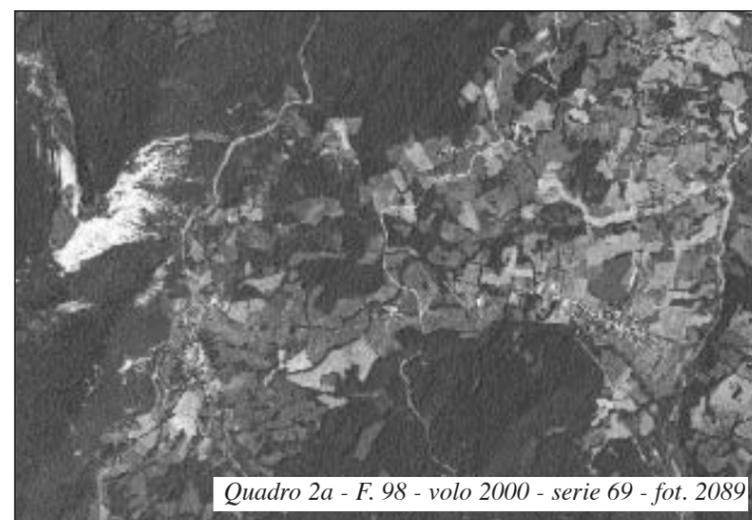
Nei quadri successivi sono rappresentati grandi movimenti franosi di diversa tipologia, che hanno coinvolto enormi volumi di roccia, con modalità assai diverse da quelle descritte precedentemente. Si tratta di scivolamenti traslativi avvenuti lungo superfici di discontinuità, con andamento pressoché planare, presenti nell'ammasso roccioso; questi scivolamenti, per la grande velocità assunta dalla massa in movimento, hanno dato luogo alle cosiddette valanghe di roccia (*rock avalanche*) e di detrito (*debris avalanche*).

I Lavini di Marco in val d'Adige, nel Trentino (**quadri 4 e 4a**), costituiscono un caso esemplare dei fenomeni sopra descritti. Il primo a documentarli come depositi di frana fu Dante, che nella Divina Commedia ne ipotizzò anche le cause: «Qual è quella ruina che nel fianco / di qua da Trento l'Adice percosse, / o per tremoto o per sostegno manco, / che da cima del monte, onde si mosse, / al piano è sì la roccia discoscisa, / ch'alcuna via darebbe a chi su fosse; / cotal di quel burrato era la scesa;» (Inferno, canto XII vv. 4-10). Recenti studi hanno evidenziato come l'accumulo di frana, di volume complessivo di circa 200 milioni di metri cubi di roccia calcarea, si sia originato in seguito a più eventi, dei quali uno è stato datato a circa 4 500 anni fa e uno a circa 1 300

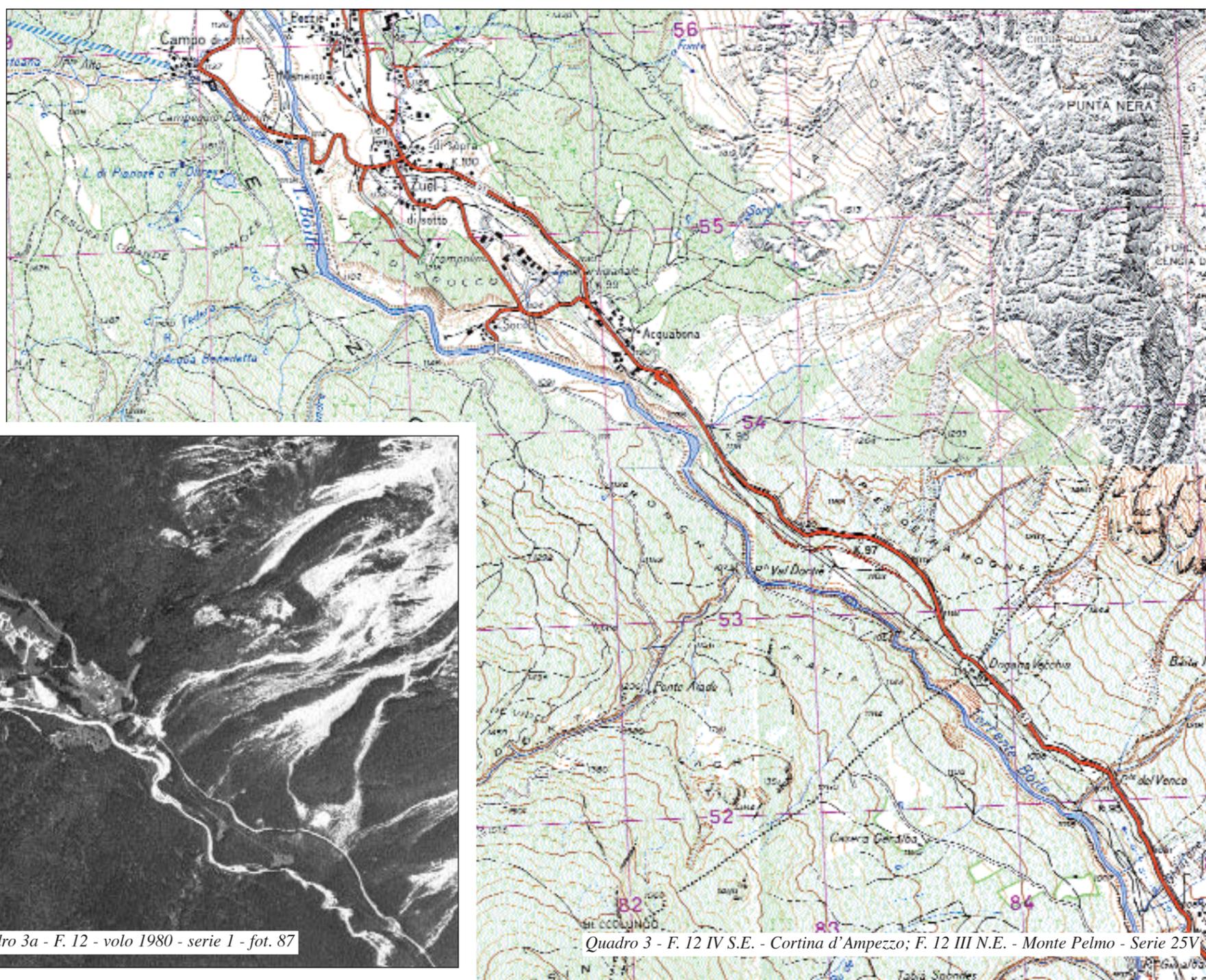




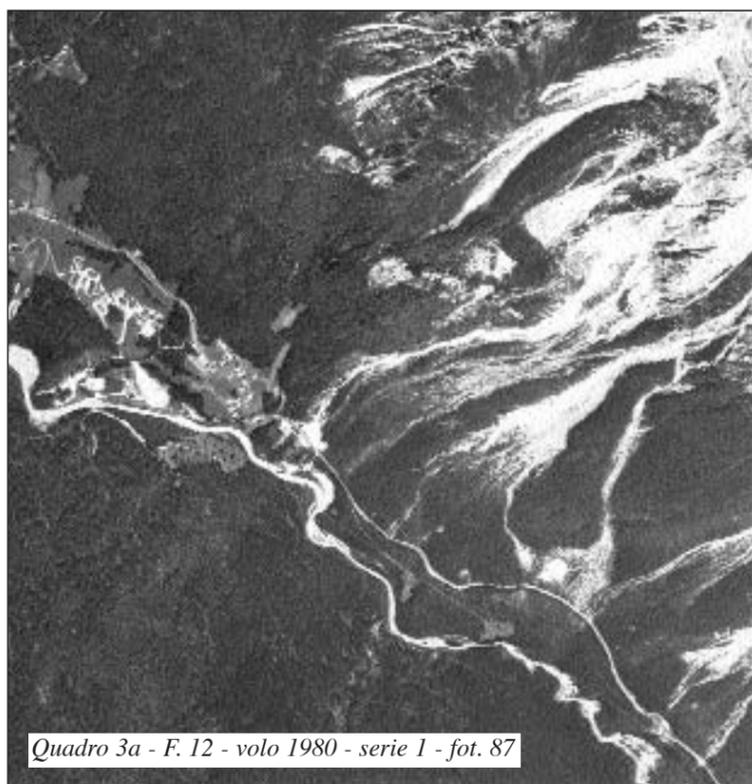
Quadro 2 - F. 97 IV N.O. - Frassinoro - Serie 25V



Quadro 2a - F. 98 - volo 2000 - serie 69 - fot. 2089



Quadro 3 - F. 12 IV S.E. - Cortina d'Ampezzo; F. 12 III N.E. - Monte Pelmo - Serie 25V



Quadro 3a - F. 12 - volo 1980 - serie 1 - fot. 87

anni fa (OROMBELLI, SAURO, 1988). Nella rappresentazione cartografica si riconosce la zona di distacco ad ovest del monte Zugna Torta: qui l'andamento regolare della topografia mostra chiaramente la superficie di strato messa a giorno dal movimento. Su tale superficie sono state, tra l'altro, rinvenute una serie di eccezionali impronte di dinosauro, che rendono la zona un sito di indubbio interesse geologico. A valle della superficie di distacco, è ben visibile l'enorme accumulo di roccia e detrito caratterizzato dalla presenza di una serie di rilievi isolati. L'accumulo di frana ha chiaramente modificato l'originaria morfologia di questo tratto della valle, deviando peraltro nettamente il corso del fiume Adige verso ovest.

Con modalità simili si è mobilizzata la grande frana di Scanno nell'Appennino abruzzese (quadro 5), che ha interessato rocce calcaree e subordinatamente flyscioidi affioranti in un'area complessa dal punto di vista geologico e strutturale, e altamente sismica (NICOLETTI *et al.*, 1993). Si tratta di una valanga di roccia di circa 87 milioni di metri cubi distaccatisi dalle pendici del monte Rava. L'accumulo di roccia e detrito ha sbarrato il corso del tor-

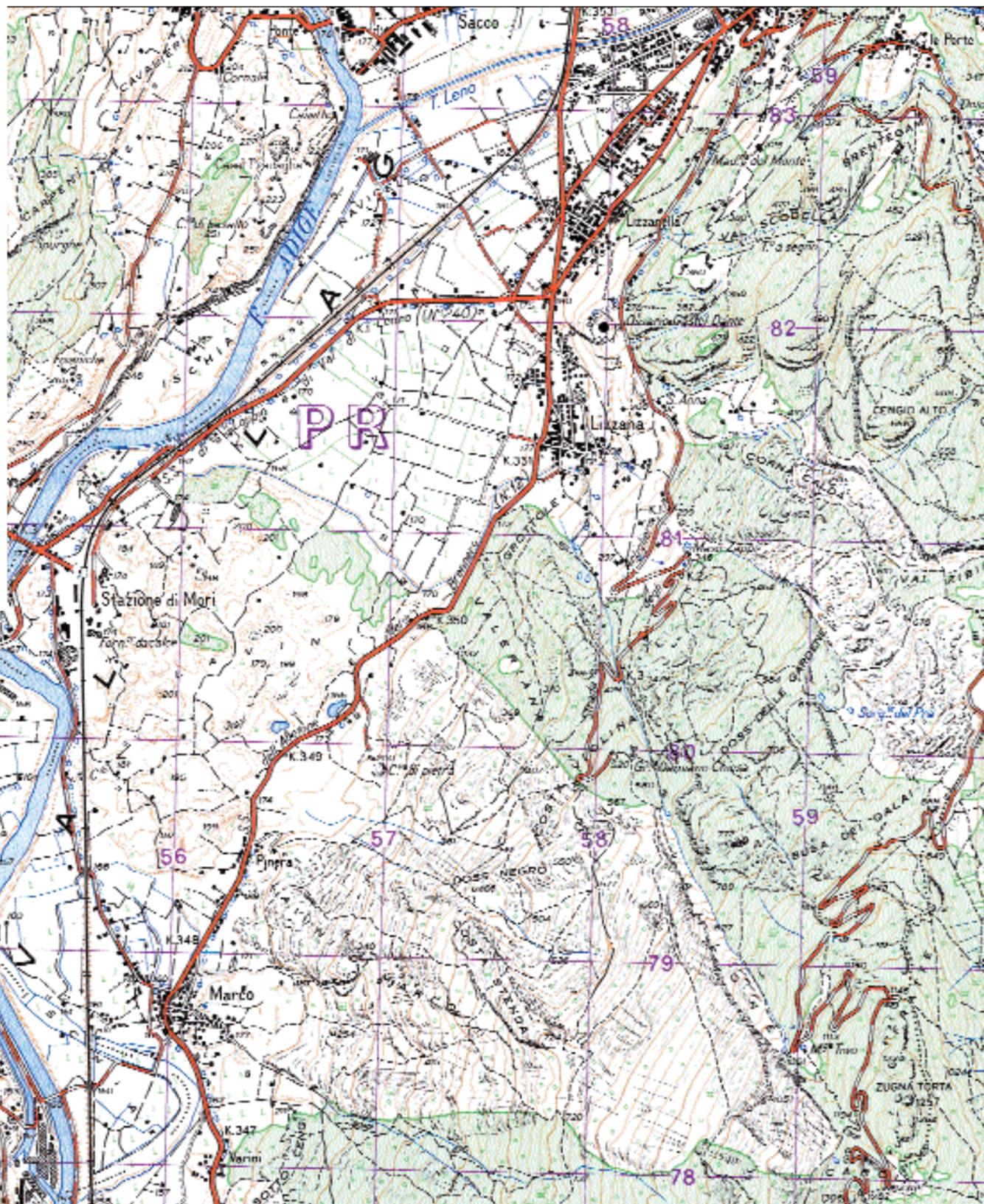
rente Tasso ed è risalito sul versante opposto, con la conseguente formazione del lago di Scanno. Nella carta ben si notano la zona di distacco, la superficie irregolare dell'accumulo e alcuni rilievi trasversali (vedasi tavola 10. «Laghi di sbarramento da frana»).

La frana di Conturrana nella Sicilia nord-occidentale (quadro 6) si è probabilmente innescata a seguito di un terremoto verificatosi nel IV secolo d. C. Si tratta di un movimento complesso di circa 22 milioni di metri cubi avvenuto per scivolamento traslativo di una grande massa di roccia che, frantumandosi, ha dato luogo ad una valanga di detrito. Le rocce interessate dal movimento sono prevalentemente calcaree (NICOLETTI, PARISE, 1996). L'accumulo di frana, ben visibile nella carta ai piedi del monte Cozzo Mondello, risulta caotico e costituito da grandi blocchi immersi in una matrice fine. Sono evidenti rilievi isolati e marcate contropendenze in tutto l'accumulo.

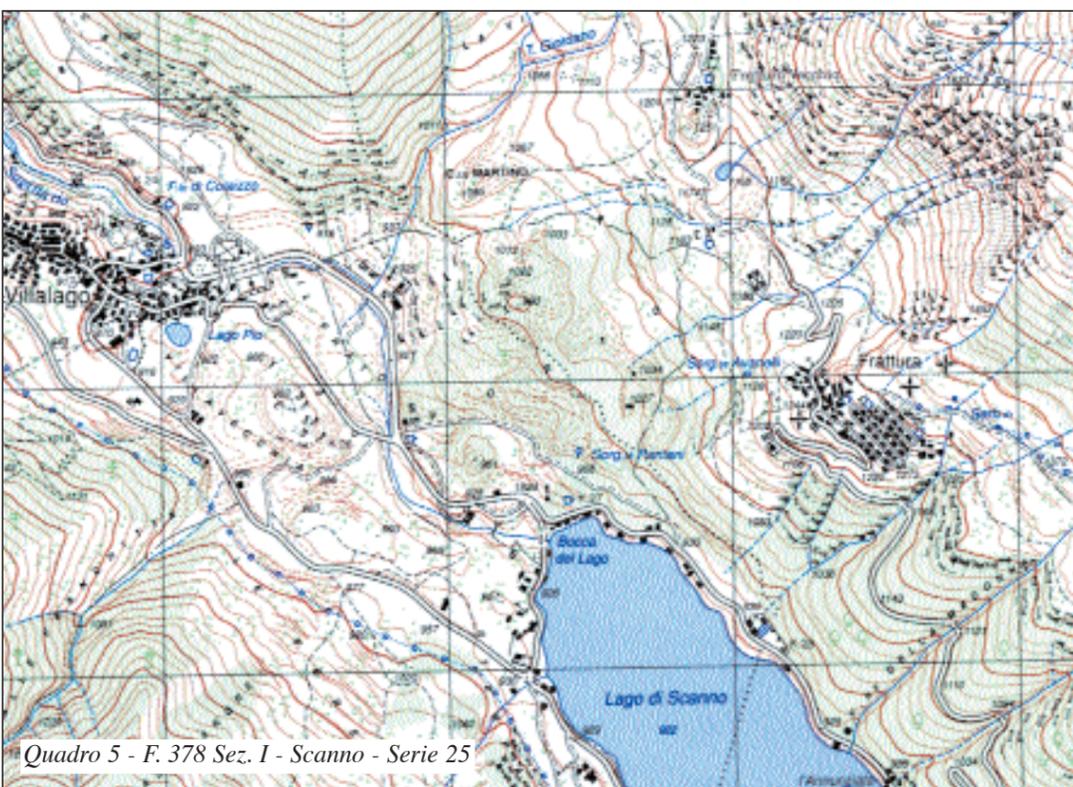
* Con la collaborazione di Lisa Borgatti



Quadro 4a - F. 36 - volo 1995 - serie 72 - fot. 1155



Quadro 4 - F. 36 IV S.O. - Rovereto - Serie 25V



Quadro 5 - F. 378 Sez. I - Scanno - Serie 25



Quadro 6 - F. 248 II N.O. - Castelluzzo - Serie 25V

BIBLIOGRAFIA

BERTOLINI G., PELLEGRINI M., "The landslides of the Emilia Appenines (Northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required Civil Protection interventions", in BERTOLINI G., PELLEGRINI M., TOSATTI G. (a cura di), "Le frane della Regione Emilia-Romagna, oggetto di interventi di protezione civile nel periodo 1994-1999", *Quaderni di Geologia Applicata*, 8 (1), 2001, pp. 27-74.
 NICOLETTI P. G., PARISE M., "Geomorphology and kinematics of the Conturrana rock-slide-debris flow (NW Sicily)", *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 1996, pp. 875-892.

NICOLETTI P. G., PARISE M., MICCADDEI E., "The Scanno rock avalanches (Abruzzi, South-central Italy)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 112, 1993, pp. 523-535.

OROMBELLI G., SAURO U., "I Lavini di Marco: un gruppo di frane oloceniche nel contesto morfotettonico dell'Alta Val Lagarina (Trentino)", *Supplemento di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, I, 1988, pp. 107-116.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10000. Montecatino Ragazza, Sezione 237140*, 1994.

9. Il grande movimento franoso del Vaiont

FRANCO MANTOVANI*

Università degli Studi di Ferrara

Valle del torrente Vaiont (rilievo del 1948)

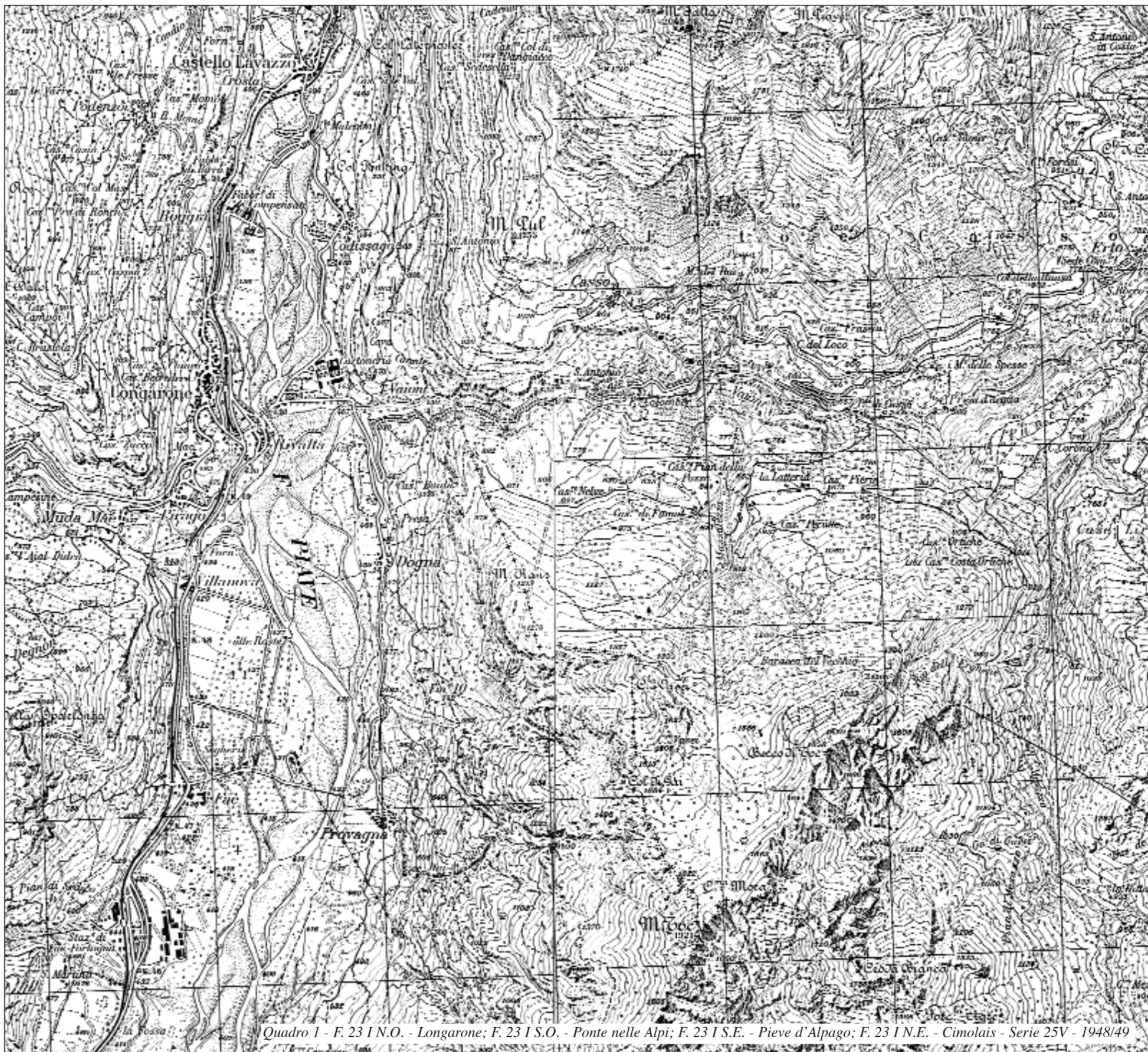
Il torrente Vaiont, affluente di sinistra del fiume Piave, ha origine nelle Prealpi Carniche occidentali. Dopo un primo tratto tortuoso si distende nella conca di Erto e da qui la sua valle presenta uno sviluppo orientato est-ovest e un andamento pressoché rettilineo. Il torrente Vaiont mostra un grado di attività erosiva elevato, reso evidente da una serie di scarpate a più livelli, come in località La Pineda. L'esempio più chiaro di tale intensa attività erosiva, tuttavia, è la forra della profondità di circa 300 m, incisa nelle rocce calcaree, prima della confluenza con il fiume Piave. Dal punto di vista morfologico i versanti della valle del torrente Vaiont si presentano marcatamente asimmetrici: quello esposto a sud risulta più inclinato, mentre quello esposto a nord ha una pendenza più dolce. Su entrambi i versanti sono facilmente osservabili scarpate, ripiani e rotture di pendio a quote differenti, come ad esempio quelle lungo il crinale a est di Casso, sul versante esposto a sud, e di Cas.re Pian della Pozza, la Latteria e la Pineda, sul versante esposto a nord. I litotipi affioranti sono rappresentati da una potente serie prevalentemente calcarea, a volte grossolanamente stratificata, cui si intercalano livelli a stratificazione più sottile, con intercalazioni argillose. La giacitura degli strati si presenta a reggipoggio, ovvero con inclinazione opposta a

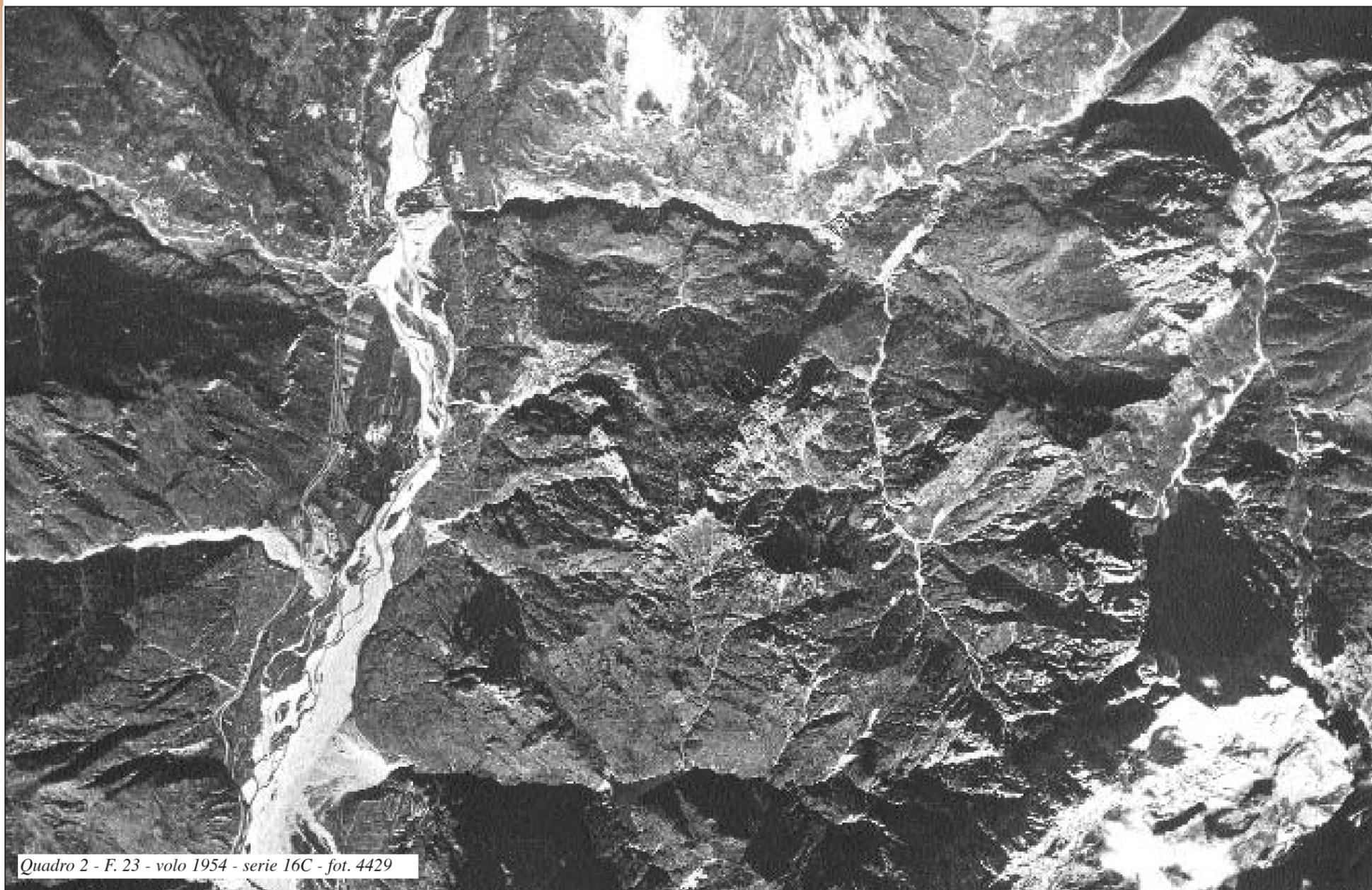
quella del versante, nella sua parte bassa, mentre è a franapoggio, ovvero inclinata nella stessa direzione e con pendenza inferiore a quella dello stesso, nella parte alta.

Per il versante a sud, quindi, l'elemento genetico principale dal punto di vista geomorfologico è quello strutturale: le evidenti scarpate a sviluppo lineare e spessore costante sono l'emergenza delle testate di strato delle rocce più resistenti per erosione selettiva. Per quanto riguarda il versante a nord, invece, a seguito dei rilevamenti eseguiti da Müller e Semenza (1960), Semenza (1965), Rossi e Semenza (1965) e da Hendron e Patton (1985), le aree a morfologia sub-pianeggiante sono associabili ad antichi corpi di frana di grandi dimensioni distaccatisi, presumibilmente nel periodo post-glaciale, rispettivamente dal monte Toc e dal versante di sud-est del monte Piave.

Per quanto riguarda la vegetazione, estesa e molto densa è la copertura arborea ed arbustiva a taglia medio-bassa sui versanti esposti a nord, più sporadica, composta in prevalenza da arbusti e con estese aree erbacee, è invece quella dei versanti esposti a sud.

Il professor Giorgio Dal Piaz, autore delle principali relazioni geologiche che accompagnano i progetti della diga del Vaiont, in una di queste asserisce che: «[...] se vi è una località la quale colpisce l'osservatore per le peculiari





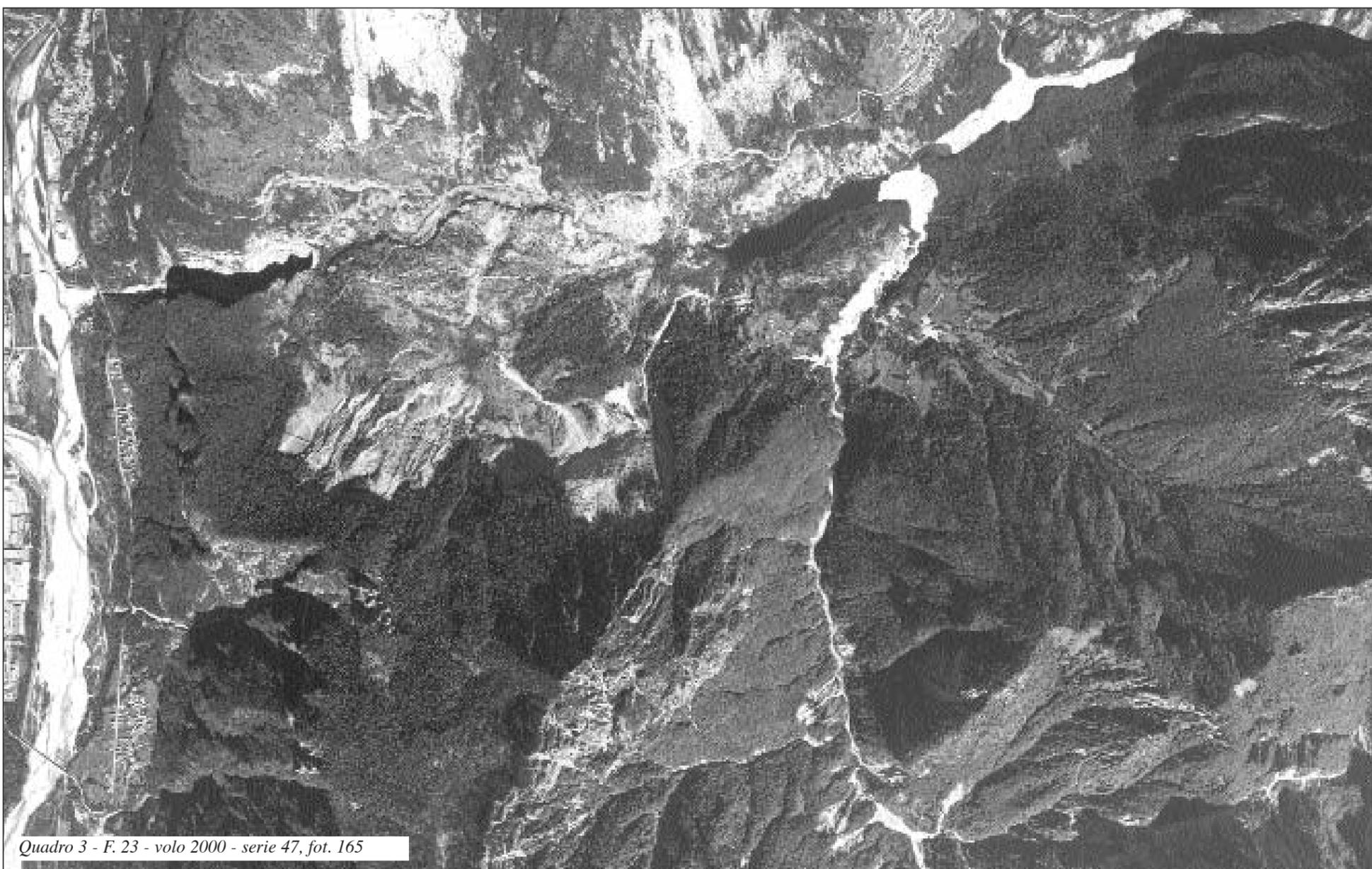
Quadro 2 - F. 23 - volo 1954 - serie 16C - fot. 4429

sue caratteristiche morfologiche particolarmente adatte per opere di sbarramento in generale, questa è appunto la valle del Vaiont [...]. A cominciare dal ponte di Casso fino quasi allo sbocco della valle del Vaiont in quella del Piave per un tratto di circa 3 km, si può dire che vi sono innumerevoli sezioni in cui la gola si presta per la costruzione di una diga di sbarramento [...]

Frana del Vaiont (rilievo del 1969).

Tra il 1957 e il 1963 la morfologia della valle del torrente Vaiont venne profondamente modificata dalla costruzione di una imponente diga a dop-

pio arco dell'altezza di 261,60 m e della lunghezza di 190 m alla sommità, impostata nel tratto iniziale della forra a SSO di Casso (ovest di S. Antonio nel rilievo topografico del 1948). Lo sbarramento del torrente avrebbe permesso la creazione di un lago della capacità complessiva di circa 170 milioni di mc, destinato a raccogliere acqua proveniente da tutti i bacini artificiali del Cadore, per poi convogliarla alla centrale elettrica di Soverzene. Nonostante le evidenze dimostrassero la presenza di una grande massa rocciosa instabile alle pendici del monte Toc, il progetto di completamento delle infrastrutture della diga e di collaudo dell'invaso non furono mai fer-



Quadro 3 - F. 23 - volo 2000 - serie 47, fot. 165

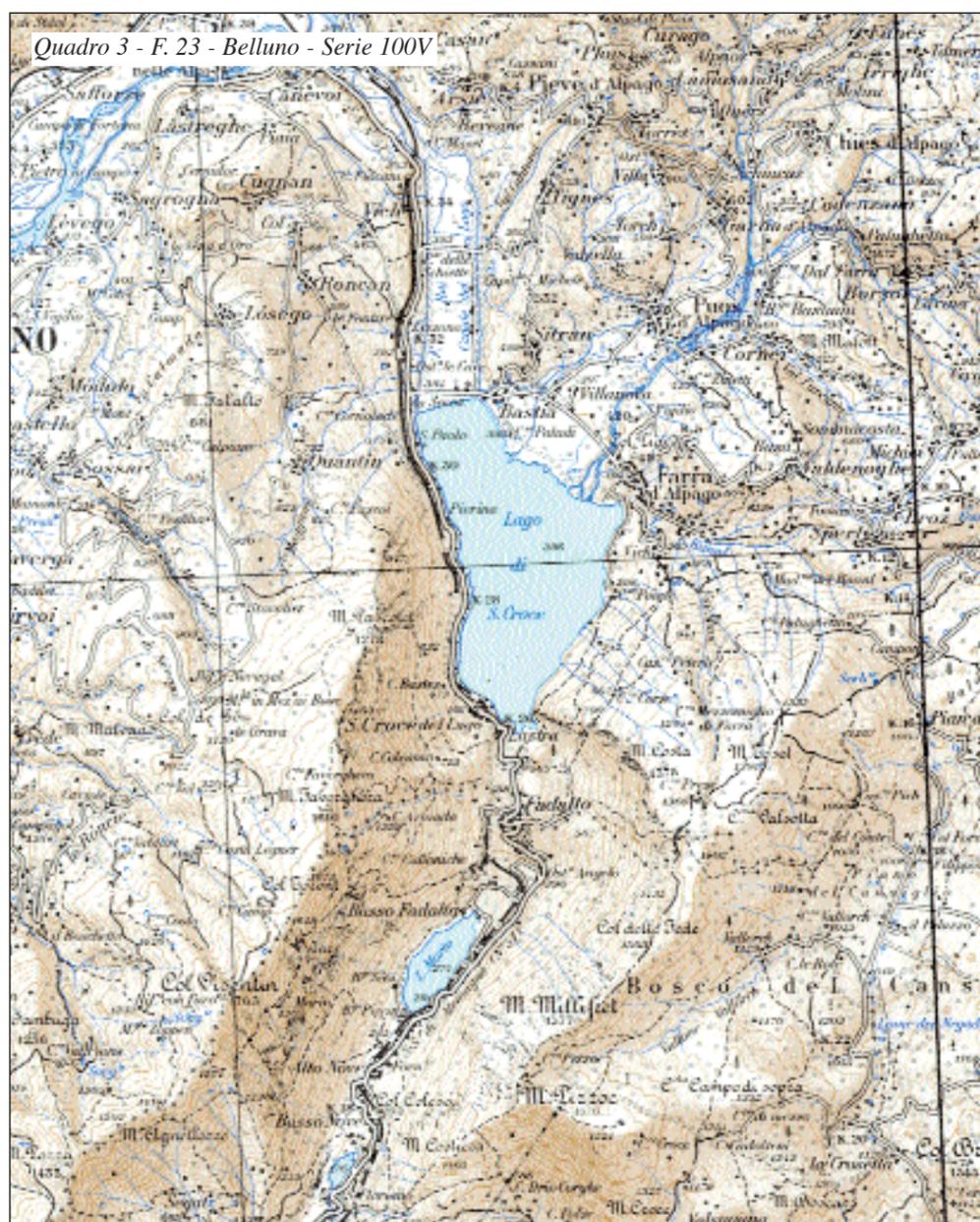
10. Laghi di sbarramento da frana

ALBERTO CARTON

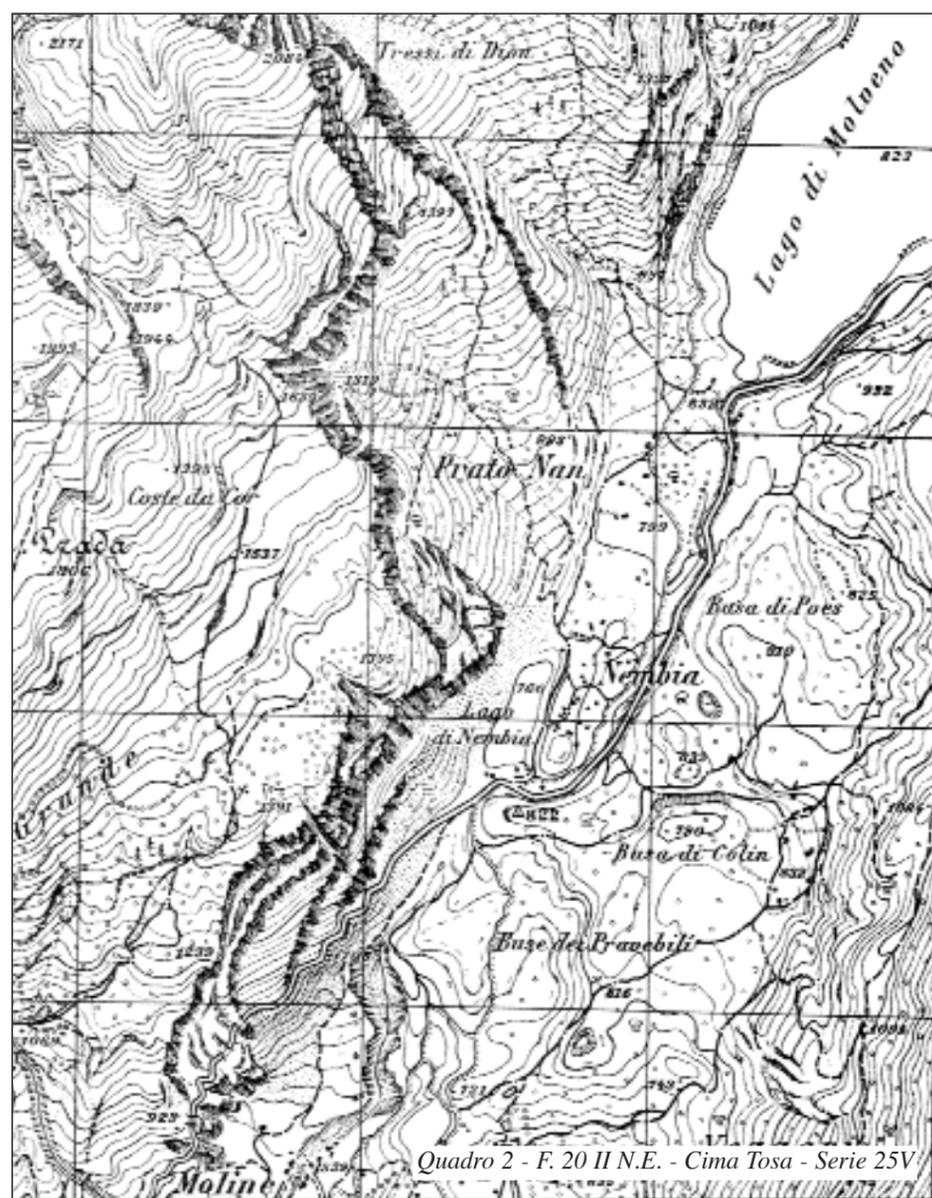
Università degli Studi di Pavia



Quadro 1 - F. 59 - Tione di Trento - Serie 50



Quadro 3 - F. 23 - Belluno - Serie 100V



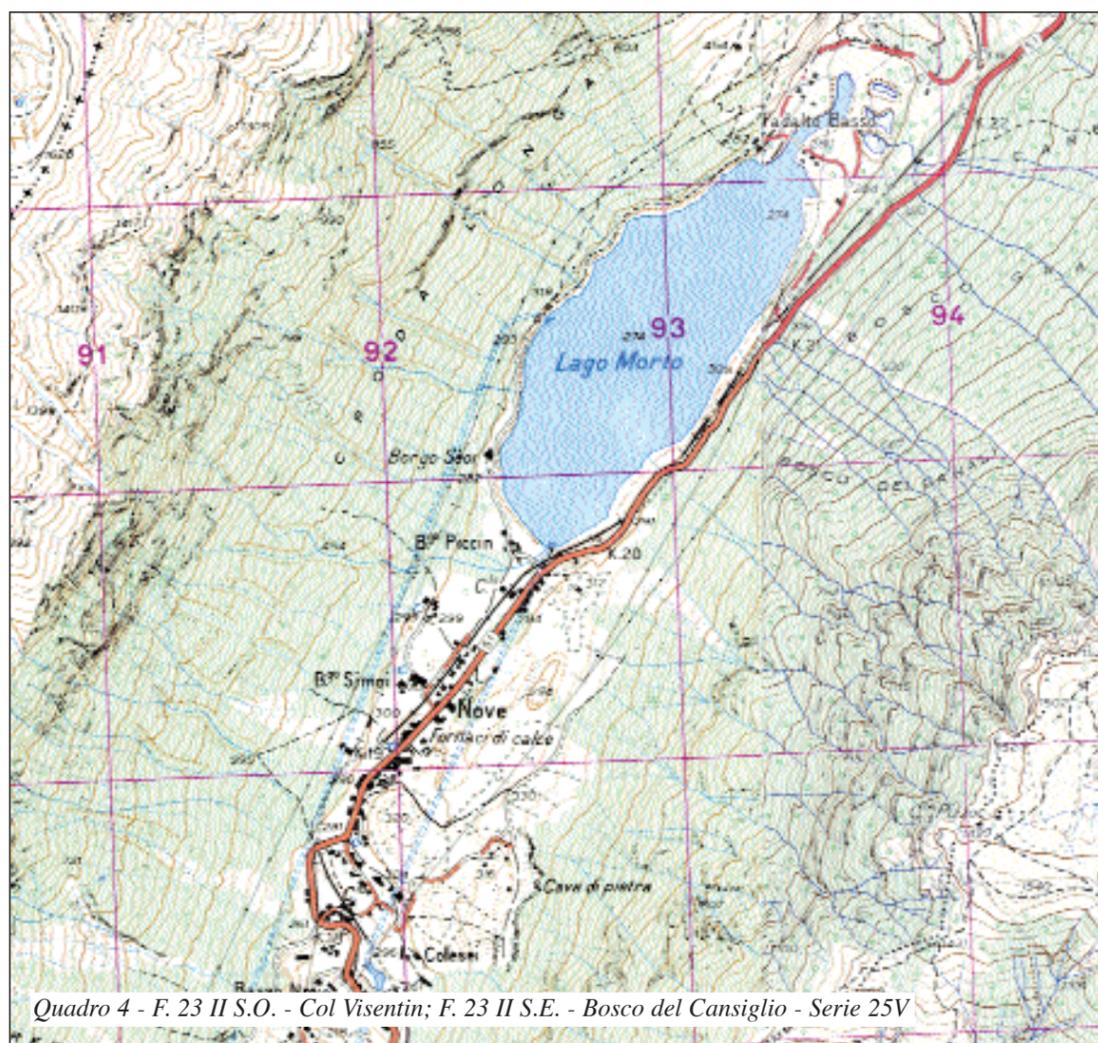
Quadro 2 - F. 20 II N.E. - Cima Tosa - Serie 25V

I bacini lacustri si possono generare per molteplici cause, legate sia alla dinamica endogena sia, più frequentemente, a quella esogena. La classificazione generale dei laghi, formulata sulla base degli eventi geologici che ne hanno determinato l'origine, annovera circa una dozzina di tipologie. Tra queste troviamo anche quella dei laghi originati da frane, cioè sbarrati da un accumulo di detrito proveniente dai versanti o, meno frequentemente, ubicati in conche presenti sul corpo di frana. Il bacino lacustre che si individua nella conca che si forma a monte dell'occlusione può durare a lungo nel tempo, oppure avere vita effimera. Rapide sparizioni di laghi possono essere dovute al cedimento del corpo di frana che può collassare sotto la spinta dell'acqua oppure in seguito all'erosione della soglia generata dall'emissario (quando esiste). Nel primo caso sulla carta topografica non restano tracce del lago, ma solo quelle del corpo di frana; nel secondo caso tale processo determina la persistenza del lago per un certo periodo di tempo con il

livello dell'invaso naturale progressivamente decrescente. Quest'ultima situazione appare in tutta evidenza confrontando carte topografiche di diversa levata. In tempi molto più lunghi un bacino lacustre può estinguersi per colmamento della conca dovuto alla sedimentazione dei detriti trasportati al suo interno dagli immissari. In questi ultimi casi la passata esistenza del lago è visualizzata sulle carte topografiche dalla presenza di pianure alluvionali, da qualche plaga paludosa e da tracce del corpo di frana più o meno evidenti all'estremità della piana.

È evidente che la tipologia e soprattutto la natura del materiale franato giocano un ruolo importante per il mantenimento del bacino lacustre. A solo titolo di esempio, si ricorda che laghi sbarrati da frane per colata hanno in media vita brevissima e, nella maggior parte dei casi, non hanno la possibilità di essere riportati sulla cartografia. Frane in roccia invece edificano sbarramenti più duraturi nel tempo. È per questo motivo che nelle Alpi, dove i movimenti di massa più tipici sono rappresentati da frane per crollo, da scivolamenti planari o rotazionali e da valanghe di roccia, si contano un maggior numero di laghi da sbarramento per frana rispetto all'Appennino, in cui la tipica frana per colata crea occlusioni meno durature e stabili nel tempo.

Un bell'esempio di lago di sbarramento da frana è raffigurato nel **quadro 1** ove è rappresentato alla scala 1:50 000 il lago di Molveno. Il bacino



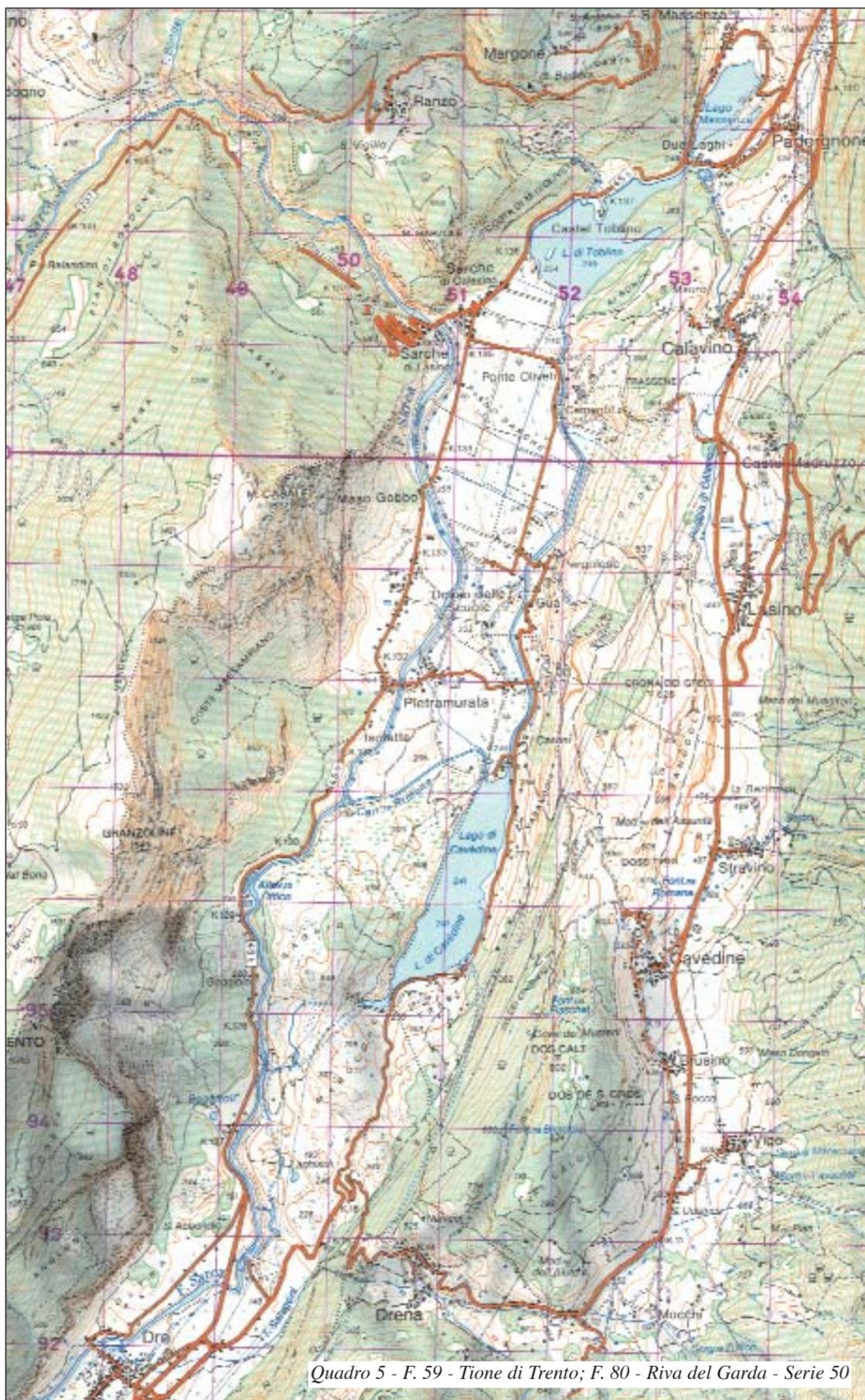
Quadro 4 - F. 23 II S.O. - Col Visentin; F. 23 II S.E. - Bosco del Cansiglio - Serie 25V

è ubicato nel solco strutturale che separa la catena del Brenta ad ovest dalla dorsale Paganella-Gazza ad est, ed è sorretto frontalmente da più corpi di frana, classificati come scivolamenti planari e valanghe di roccia, per un volume totale di detrito valutato in 200×10^6 mc. Sullo stralcio di tavoletta al 25 000 del **quadro 2** l'area immediatamente a sud-ovest del lago di Molveno è caratterizzata da una successione di dossi (quota 932, 910, 833, 790, 822) e di depressioni (Busa di Poes, Busa di Colin, Buse dei Pravebili), che richiamano la tipica morfologia di un accumulo detritico a dossi e grossi massi. La toponomastica, l'uso accorto di isoipse principali ed ausiliarie e la rappresentazione di cavità imbutiformi ne facilitano la lettura. Lo sbarramento risulta articolato in più corpi di frana, non distinguibili dalla sola analisi della carta topografica (marocca di Nembia, marocca delle Moline, marocca di pian delle Gaorne), provenienti sia dal versante destro sia da quello sinistro. In modo particolare sono ben evidenti le nicchie di distacco rappresentate dalle scarpate, disegnate con un fitto tratteggio, che si sviluppano con andamento sinusoidale da nord a sud all'estremità occidentale dei quadri. Poco evidente ed a tratti assente è l'emissario, in quanto le acque filtrano per lo più attraverso la massa della frana di sbarramento per venire a giorno più a valle (sorgente), poco a sud-ovest del punto quotato 822, nel **quadro 2**, originando il torrente Bondai. Significativo è osservare come l'idrografia, sia pure ancora embrionale, a partire da quota 705 superi, con un salto di poco meno di 200 m (ad ovest-sud-ovest di Buse dei Pravebili), il fianco dell'accumulo franoso, generando un profondo solco rappresentato in carta da un fitto tratteggio che visualizza l'impluvio. A seguito dello svuotamento del bacino per scopi idroelettrici, nei primi anni Cinquanta del secolo scorso, venne alla luce una intera foresta autoctona insediata sul fondo del lago. L'identico stato di conservazione dei residui vegetali ha confermato l'unicità dell'episodio franoso che ha permesso l'affogamento simultaneo del bosco e quindi la formazione del lago. Sulla base di datazione C14 effettuate sui tronchi, l'evento sembra risalire a circa 3 000 anni or sono.

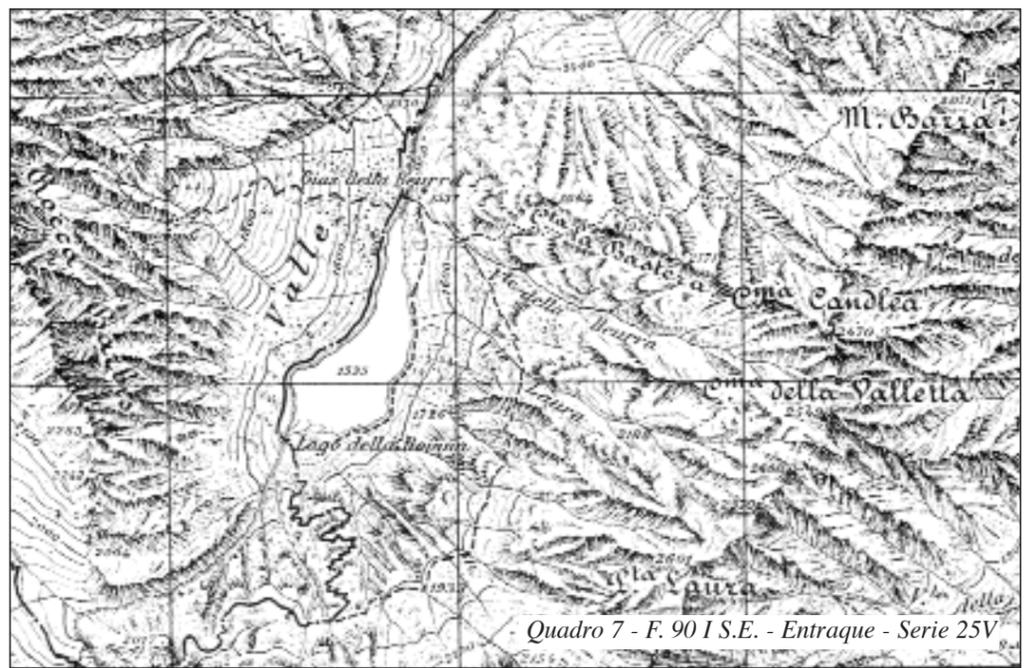
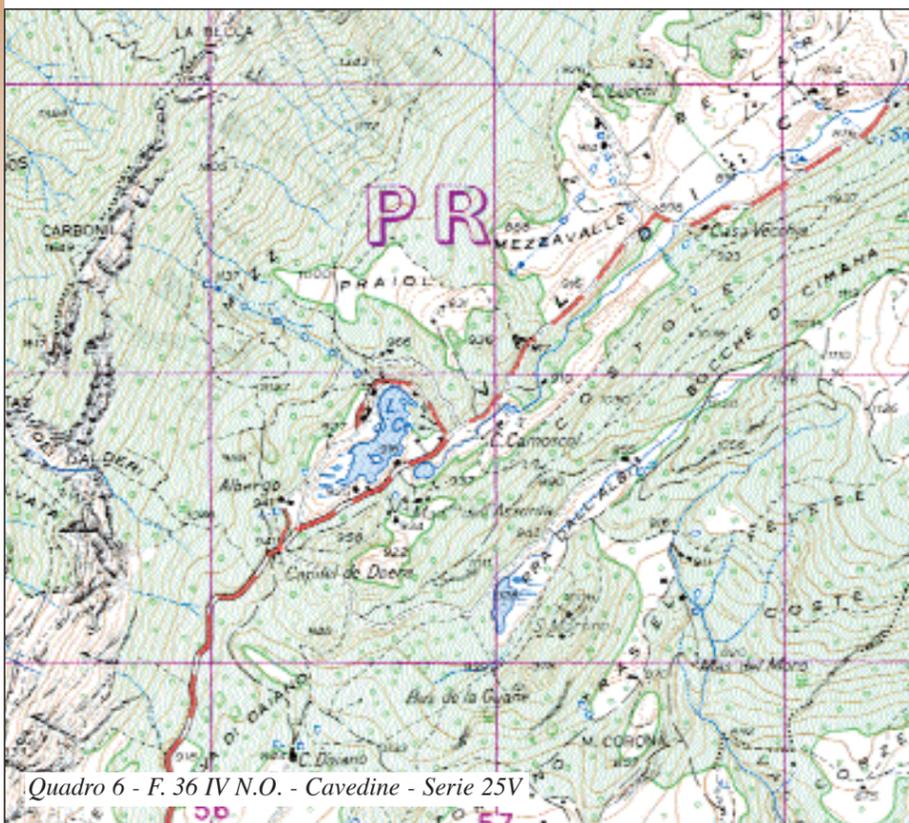
A ridosso del vasto accumulo franoso la carta topografica del **quadro 2** rappresenta anche il lago di Nembia, di piccole dimensioni, collocato all'interno di una depressione sostenuta ad est ed a sud da alcuni dossi appartenenti allo sbarramento principale e ad ovest da una falda detritica. Il laghetto veniva alimentato per via sotterranea dall'acqua defluente dal lago di Molveno; attualmente, in conseguenza delle mutate condizioni idrologiche conseguenti a lavori idroelettrici, il piccolo bacino è soggetto ad un regime estremamente saltuario di comparsa, tanto è vero che nella più recente rappresentazione al 50 000 (**quadro 1**) non è neppure rappresentato.

Un altro lago di sbarramento è il lago di S. Croce nel Bellunese, sorretto da una grande frana che chiude a nord la valle di Lapisina in corrispondenza della sella di Fadalto. Nel **quadro**

3, alla scala 1:100 000, è visibile la situazione nel suo insieme; lo sbarramento nei pressi di Fadalto è raffigurato in carta da una serie di dossi di ragguardevoli dimensioni, rappresentati tra Lastra e Fadalto ad est della strada statale di Alemagna. La nicchia di distacco appare tracciata in corrispondenza dei dirupi ad occidente del monte Costa. La morfologia a dossi e depressioni del grande accumulo di frana, classificato come scivolamento planare e valanga di roccia, è meglio visibile nelle tavolette al 25 000 Col Visentin (F. 23 II S.O.) e Bosco del Cansiglio (F. 23 II S.E.) che qui non si riportano per ragioni di spazio. In esse, analogamente a quanto rappresentato nel **quadro 2**, appaiono molto evidenti depressioni doliniformi, contropendenze e piccoli rilievi ad ovest e soprattutto ad est della strada statale. La rappresentazione cartografica nel **quadro 3**, anche se a scala 1:100 000, mostra che in passato il lago di S. Croce aveva maggiori dimensioni, suggerite anche dalla toponomastica; verso nord-est occupava l'area definita case Paludi, mentre a settentrione si spingeva per circa 3 chilometri verso Nord, fino a case Maset, nell'area attualmente definita «I Paludi» nella tavoletta F. 23 II N.E. Puos d'Alpago. L'abbandono di questo ultimo tratto di valle è comunque imputabile anche a cause antropiche, come è dimostrato dalla terminazione rettilinea che presenta verso nord il lago, in corrispondenza di un rilevato artificiale che ne alza la soglia a monte. Il corpo di frana responsabile dello sbarramento verso sud impedisce qualsiasi tipo di drenaggio superficiale verso questa direzione; l'emissario del lago di S. Croce scorre verso nord (fiume Rai) sfociando nel Piave a monte di Ponte nelle Alpi. Il **quadro 4** rappresenta un particolare a scala 1:25 000 del **quadro 3**. In esso è raffigurato il lago Morto, un bacino di esigue dimensioni sor-

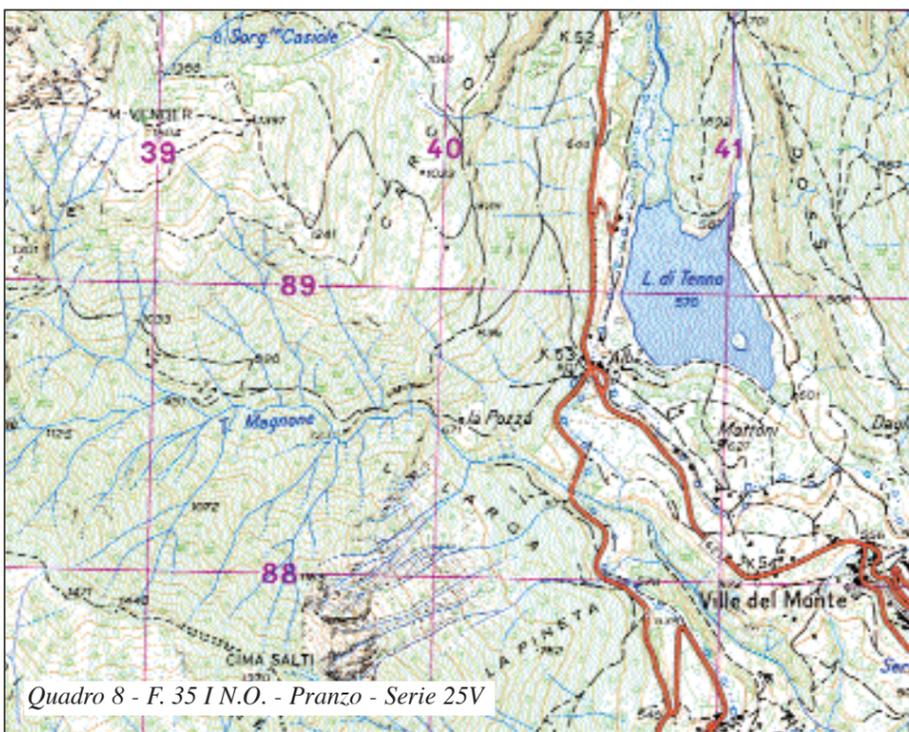


Quadro 5 - F. 59 - Tione di Trento; F. 80 - Riva del Garda - Serie 50



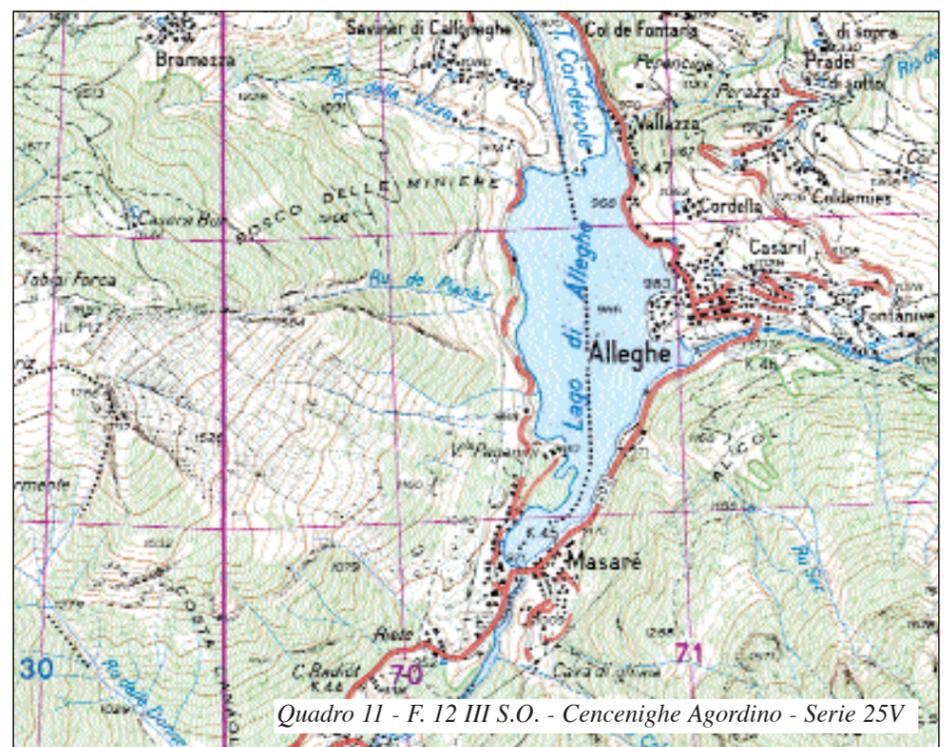
retto dalla frana per crollo di Nove. Il macereto è situato tra il lago Morto ed il lago del Restello, ed occupa per lungo tratto il fondovalle. Le ondula- zioni dell'accumulo detritico sono ben documentate dalle curve di livello anche ausiliarie che modellano dossi allungati e depressioni. Le maggiori dimensioni di questo lago verso monte sono documentate alla scala 1:100 000 (**quadro 3**) da una piccola piana alluvionale, intorno alla quale gira la rotabile, ed alla scala 1:25 000 (**quadro 4**) da una serie di piccole depressioni con acqua in corrispondenza di Fadalto basso.

Ai grandi accumuli, noti nella regione trentina con il termine di «marocche», è riconducibile il lago di Cavedine, nella valle del Sarca tra Dro e Pietramurata (**quadro 5**). Il bacino si trova sul bordo orientale di uno dei quattro corpi di frana, più precisamente di quello definito marocca di Pietramurata, e si inserisce solo parzialmente con la sua appendice meridionale in quello che viene considerato l'episodio franoso più recente noto con il nome di marocca di Kas. I



depositi detritici che occludono la valle si sono distribuiti su un'area di circa 9 Km² e sono costituiti per lo più da grossi blocchi squadrati di dimensioni fino a 500 mc. Questa tormentata topografia da frana è ben rappresentata dall'andamento delle curve di livello nel **quadro 5** alla scala 1:50 000 ad ovest ed a sud-ovest del lago. La tortuosità delle isoipse, affiancata ad un sapiente uso del puntinato, ben raffigurano la grande distesa di detriti articolata in dossi e depressioni che si esaurisce in prossimità della cappella di S. Abbondio. Il versante ad est del lago di Cavedine, caratterizzato da isoipse tra loro parallele, non risulta invece appartenere al corpo di frana. Assai evidenti sono anche le gigantesche nicchie di distacco; se ne possono individuare quattro da sud a nord. La prima sul versante orientale del monte Brento corrisponde al grande accumulo che si estende più o meno tra Gaggio, Marocche e Vesteno (marocca di Kas); le altre, di minor evidenza, sono scolpite nei versanti tra il monte Granzoline ed il monte Casale. Il lago di Cavedine rappresenta il relitto di un bacino ben più vasto che, sbarrato dalla Marocca di Kas, datata dal ritrovamento di un cocchio di età romana, si spingeva poco oltre Sarca fino all'attuale lago di S. Massenza, come dimostrato dal piatto fondovalle denominato piano Sarca.

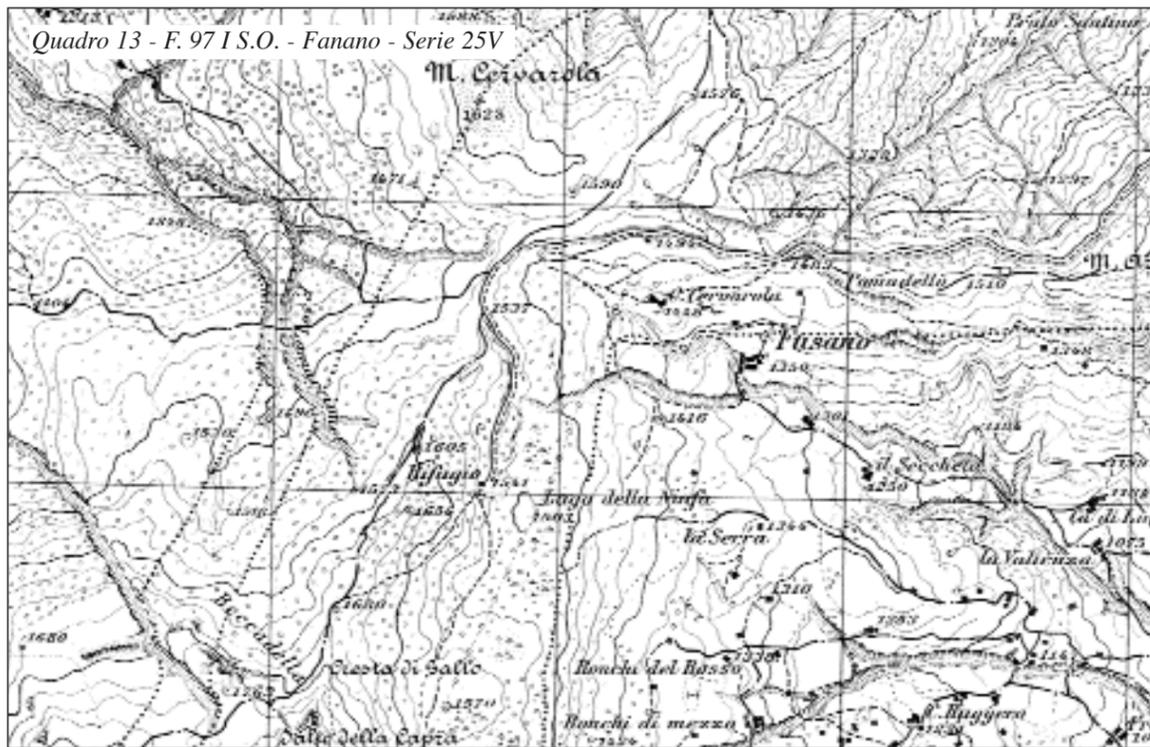
Nel **quadro 6**, a monte e a valle della strada della val di Cei, una serie di dossi





lungo la sua sponda occidentale. La nicchia di distacco è ben visibile sempre in sinistra idrografica ed è evidenziata dal limite tra rilievo dirupato ed isoipse. Lo stesso toponimo «Lago della Rovina» suggerisce l'origine gravitativa dello sbarramento. Si ricordi la «ruina», termine usato da Dante Alighieri per descrivere nella Divina Commedia le frane (lavini) di Marco in val d'Adige.

Un piccolo lago di sbarramento dai contorni estremamente articolati è rappresentato nel **quadro 8**. Si tratta del lago di Tenno, un bacino, privo di emissario superficiale, che appare sbarrato verso sud da un corpo di frana che ne modella il profilo con una forma a semiluna. I dirupi rappresentati sulla carta topografica nel fianco nord-orientale di cima Salti rappresentano la nicchia di distacco della massa rocciosa franata ed il puntinato indica la parte superiore della pista di discesa. Al lago in oggetto manca completamente l'emissario; le acque filtrano attraverso il materiale clastico di sbarramento ed affiorano sotto al livello



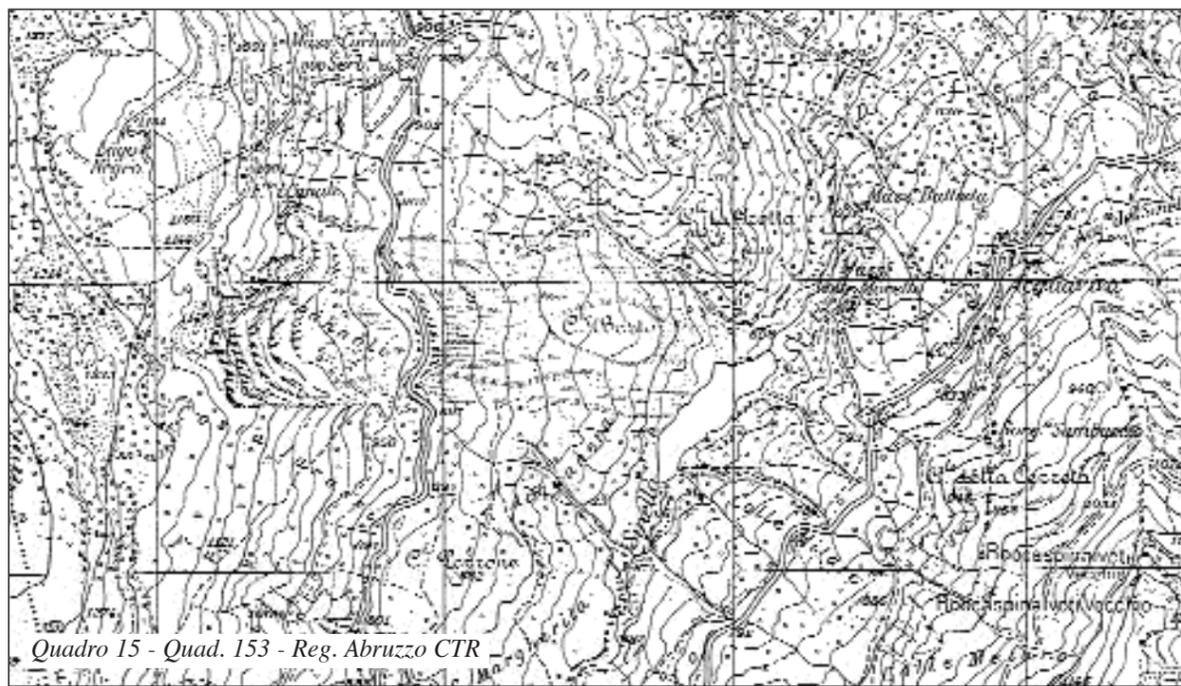
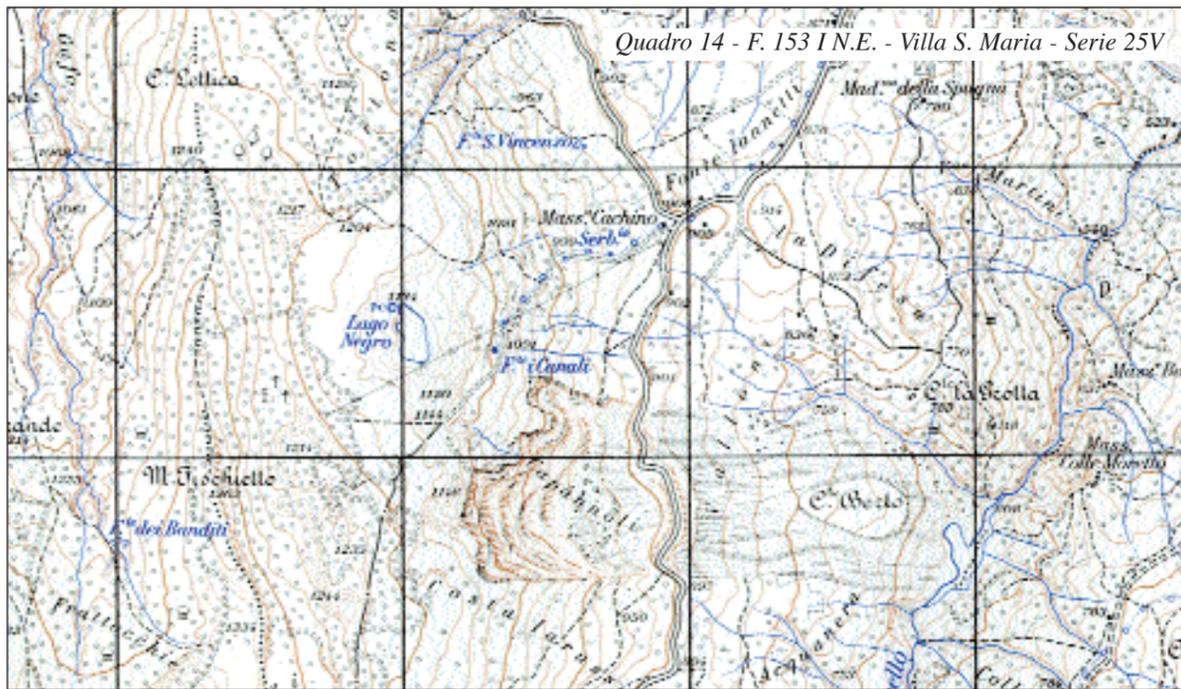
del lago alimentando il torrente Magnone.

Al notissimo lago di Tovel, conosciuto per il suo passato arrossamento, è dedicato il **quadro 9**. Il bacino occupa una depressione limitata da ingenti accumuli franosi (anche in questo caso considerati marocche) specie verso ovest e verso nord. In quest'ultimo settore il deposito occlude per tutta la sua ampiezza il solco vallivo, che scende in direzione di Tuenno, posto a nord-est del lago. La topografia, rappresentata talvolta anche da isoipse ausiliarie che sottolineano piccoli rilievi e depressioni, non evidenzia ovunque la vera caoticità del deposito, così come si presenta sul terreno. Solo nel settore nord orientale il dosso del Lago ed il costone trasversale culminante a quota 1197, in località L'Ora, sottolineano maggiormente l'occlusione della valle e l'aspetto disorganizzato del deposito a luoghi modellato in rughe. Sono queste ultime che hanno fatto molto discutere sulla genesi dell'accumulo che viene a volte impropriamente definito «frana morenizzata».

Tra gli esempi più noti sul territorio italiano, riportato anche nelle due precedenti edizioni dell'*Atlante dei Tipi Geografici* di Olinto Marinelli, si annovera il lago di Alleghe, sbarrato da una

ad andamento sud-ovest - nord-est, tutti alti poco più di 900 m, ed una serie di bassi rilievi ondulati, rappresentati dalle isoipse ausiliarie, indicano la presenza di un lungo accumulo detritico, franato dalle creste Carbonil-La Becca, disposto ai piedi dell'uniforme versante, a ridosso del monte Bondone. In tempi passati tutta la depressione di Cei, creatasi a ridosso del lungo accumulo di frana sopra citato, ospitava un unico lago, del quale ora restano il lago di Cei, il piccolo contiguo laghetto di Lagabis ed alcune zone paludose come il Pra dall'Albi. Lo stesso nome Cei, dal dialetto Zei, forse proveniente dal tedesco «See» (lago), suffraga la presenza di un bacino di più vaste dimensioni. Lo stesso asse maggiore del lago di Cei e l'adiacente zona paludosa, sono disposti lungo la principale direzione di sviluppo del corpo di frana.

Il lago della Rovina, nel **quadro 7**, deve la sua esistenza all'occlusione di un tratto di valle da parte di detriti provenienti dal versante sinistro. La zona, denominata Gias, della Beurra è costellata di grossi massi che bordano anche il lago



frana, considerata come uno scivolamento di roccia, crollata in due eventi successivi nei giorni 11 gennaio 1771 e 1 maggio 1771. Le due carte rappresentate nei **quadri 10** e **11**, levate a poco meno di un centinaio di anni l'una dall'altra, permettono di apprezzare la diversa grafica utilizzata nella rappresentazione dello stesso fenomeno e di valutare le variazioni areali dello specchio lacustre, soprattutto a monte, soggetto a forte interrimento. Nell'edizione del 1888 (**quadro 10**) il lago termina grossomodo con il limite superiore del quadro, mentre nell'edizione del 1961 (**quadro 11**) il bacino si chiude all'altezza del paese di Vallazza, lasciando dietro di sé una piana alluvionale solcata dal torrente Cordevole. Dall'analisi della cartografia è inoltre ben evidente la nicchia di distacco, rappresentata da una scarpata a forma di V coricata che si origina a partire dalla cima de «il Piz». L'edizione del 1888 mostra come lungo la zona di scorrimento siano rimaste pressoché in posto alcune placche rocciose, ad est de «il Piz» e immediatamente a sud del Ru de Pianaz. Nella stessa edizione è efficacemente rap-

presentato con il simbolo dei massi anche lo sfasciume detritico, abbandonato lungo il percorso ed al piede del pendio. Nella nuova edizione il detrito grossolano è invece solo parzialmente richiamato alla base del versante in corrispondenza dei massi di maggiori dimensioni. Il toponimo del centro abitato, ubicato a sud del lago, sottolinea l'esistenza del corpo di frana (il termine locale «masarè» che sta per «macereto»). Sul versante sinistro (**quadro 10**), immediatamente ad est di dove si origina l'emissario, alcune isoipse, maggiormente spaziate tra loro, indicano la presenza di un limitato ripiano che rappresenta la porzione più distale del corpo di frana, risalito di 50 m sul versante opposto. Questo particolare non è così ben visibile nella cartografia più recente, perché la zona sopra citata, sub-pianeggiante, è stata utilizzata per lo sviluppo del centro di Masarè (**quadro 11**).

Nel **quadro 12** è rappresentato un bell'esempio di lago sbarrato da un corpo di frana per crollo: il lago di val Viola nell'alta Valtellina. I detriti, provenienti dal versante settentrionale di corno Dosdè, si sono assestati nel centro della valle. L'ondulazione delle curve di livello tracciate sull'accumulo, alcune segnalazioni di zone dirupate (piccole scarpate evidenziate da corti tratti) e la specifica rappresentazione dei massi (pallini) rendono esattamente

l'idea di una superficie estremamente dissestata. Alcuni massi presenti sul versante a sud del lago di val Viola, intorno a quota 2258, indicano la traccia della provenienza. L'emissario del lago trova collocazione lateralmente alla valle, nel solco che si è creato tra versante e corpo di frana.

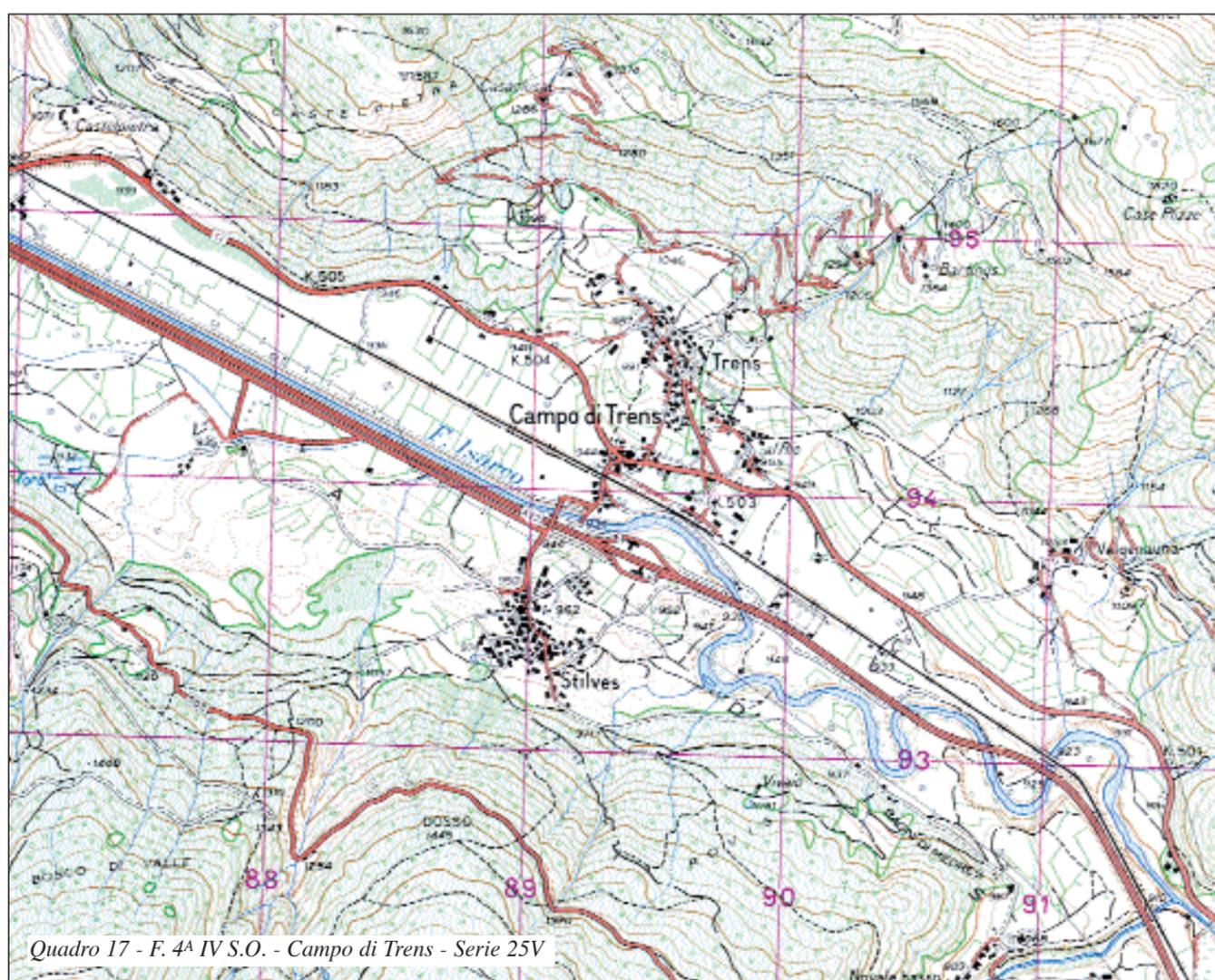
Nell'arco appenninico, per i motivi sopra citati, la cartografia dei laghi sbarrati da frana è assai meno prodiga di esempi; lo faceva notare lo stesso Marinelli. Ad un lago appenninico di esigue dimensioni, ma significativo come tipologia, è dedicato il **quadro 13**. Si tratta del lago della Ninfa nell'Appennino modenese. Il piccolo specchio d'acqua, di antiche origini, è ubicato su un versante completamente boscato, in corrispondenza di un tratto in cui le curve di livello si diradano notevolmente. La rottura di pendio in cui è posizionata la conca che ospita il lago è interpretabile come la contropendenza di un corpo di frana staccatosi dal crinale salto della Capra-cresta del Gallo, quota 1605, il cui piede si trova grossomodo in corrispondenza della località «la Serra».

Oltre al caso del lago di Scanno (Foglio Sora 152 I, scala 1:50 000) trattato nelle precedenti edizioni dell'*Atlante dei tipi geografici* cui si rimanda, un bell'esempio è visualizzato nel **quadro 14**, in cui appare il lago di

Montazzoli sul fiume Sinello in Abruzzo. Nella tavoletta I.G.M. nel **quadro 14** è riportato il bacino lacustre così come si era creato; l'evento franoso risale al febbraio del 1956 ed il rilievo fotogrammetrico della carta al 1957. Il fenomeno, riconducibile ad una frana complessa (colamento, scivolamento, frana di detrito), si è sviluppato sul versante orientale del monte Fischietto a sud dell'abitato di Montazzoli. La carta topografica mette in risalto su questo tratto di versante le tracce di una prima trincea a poco meno di 500 m ad est del crinale, utilizzando curve di livello ausiliarie che evidenziano una debole depressione, con alcune cavità più pronunciate, tra quota 1214 e quota 1244. Questo settore suggerisce la presenza di un'antica corona di paleofrana non coinvolta nel nuovo movimento franoso perché colonizzata da vegetazione continua. Una zona decisamente più diruta è evidente in località Capannoli, dove una serie di scarpate indica una forte gradonatura del versante che suggerisce un movimento rototraslativo. Al piede spiccano detriti di grosse dimensioni. Dalla strada fino al bacino lacustre un fitto puntinato in bande subparallele, disposto lungo la massima pendenza, si sovrappone alle

isoipse spesso lobate e suggerisce un movimento di tipo colata, che ha intercettato il fiume Sinello sbarrandolo. Nella Carta Topografica Regionale, aggiornata all'anno 1985, alla medesima scala, rappresentata nel **quadro 15**, la situazione del versante appare pressoché immutata, mentre risultano notevolmente cambiate le dimensioni del lago. Nei due **quadri 14 e 15**, a poco meno di un chilometro a nord-est del monte Fischietto, è rappresentato un secondo bacino: il lago Negro. In questo caso lo specchio d'acqua è ubicato all'interno di una depressione visualizzata anche dalle curve ausiliarie, collocata in un tratto di versante poco acclive. Si tratta di un bacino giacente in una trincea che, nel contesto in cui si trova, può essere indice della presenza di deformazioni gravitative in allineamento con i dissesti sopra commentati.

La carta topografica permette anche di documentare la presenza *in loco* di antichi laghi di sbarramento per frana non più esistenti. Le tracce che normalmente la topografia ci fornisce sono ampie superfici pianeggianti legate alla sedimentazione lacustre e morfologie a dossi e cumuli all'estremità della piana, come traccia del corpo di frana. Il **quadro 16** rappresenta ciò che resta del lago Kummersee, chiamato anche lago della Disgrazia, in val



Passiria, formatosi nel 1404 e sopravvissuto fino al 1774, dopo aver ripetutamente danneggiato la città di Merano con i suoi svuotamenti improvvisi. L'occlusione della valle, connessa al *Sachung* che interessa il fianco sud-occidentale del monte Ganda, ubicato all'estremità orientale del **quadro 16**, è ben visibile in corrispondenza del dosso di quota 1382 nei pressi del fiume Passirio che qui incide con una forra il corpo di frana. La rientranza della valle immediatamente a nord del chilometro 12 della S.S. N° 44 indica la nicchia di distacco ubicata più o meno poco sopra la curva della strada. Ad ovest è ben visibile l'antico fondo del lago che si sviluppa, con una superficie perfettamente pianeggiante, per circa 2 km verso nord. A testimonianza del vecchio lago, la toponomastica indica un nucleo di case chiamate «al Lago».

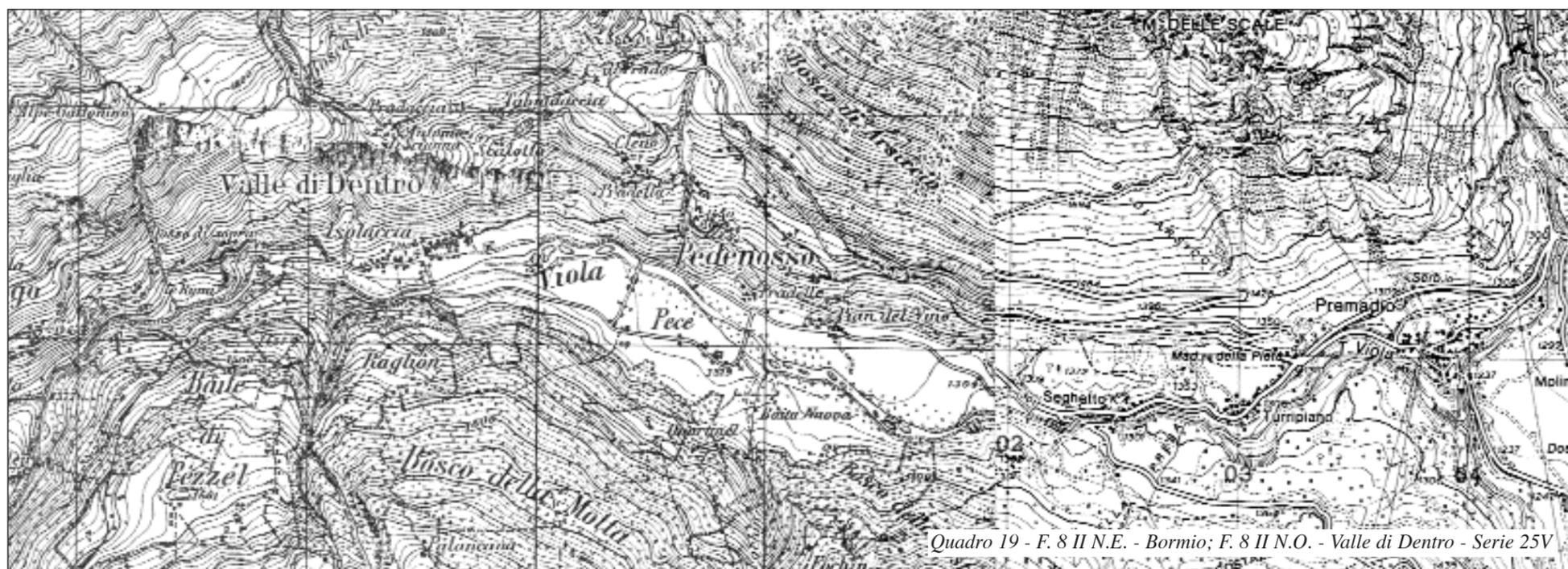
Un altro antico lago è rappresentato nel **quadro 17**, in val d'Isarco. Il bacino doveva avere in origine grandi dimensioni, come è dimostrato dall'ampia superficie pianeggiante. Ancora molto evidenti sono le tracce del corpo di frana che ha occluso il solco vallivo; la maggiore strettoia si trova poco a nord-est del paese di Stilves. Anche ad ovest dello stesso abitato una serie di articolate curve di livello ausiliarie, in corrispondenza della scritta «Val», indicano una morfologia ondulata appartenente all'accumulo del grande corpo di frana. Lo svuotamento del lago fu probabilmente dovuto ad erosione della soglia.

Anche nell'alta valle della Toce, più comunemente nota come val Formazza (**quadro 18**), evidenti sono le tracce di un antico lago che si insinuava per più di cinque chilometri verso nord. Il vistoso salto, che separa in corrispondenza della località «le Casse» il segmento più elevato della valle dal suo tratto sottostante, superato dalla strada con una serie di strettissime serpentine, rappresenta il fianco del grande corpo di frana. L'accumulo, proveniente dalle ripide pareti contrassegnate dalle quote 2070, 1933, all'estremità sud orientale del **quadro 18**, è sceso verso l'alpe Stavello per poi infilarsi nel canale tra il torrente Ribo e quota 1294. Già il dosso di quota 1276, che si protende fin quasi in centro valle, è una parte dell'accumulo franoso.

Analoga situazione si osserva nel **quadro 19** in cui è rappresentato un altro antico fondovalle lacustre, un tratto della val Viola, presso Bormio, tra Isolaccia e Premadio, sbarrata da un vistoso corpo di frana. L'accumulo, evidenziato dall'improvvisa concavità che assumono le isoipse nel versante destro della valle a partire dalla località Turripiano, appare addossato contro il versante opposto con completa occlusione della valle. Il lago appare interrato fino al livello della soglia (come evidenziano le varie quote). Significativo è l'andamento a semiluna del tratto finale del torrente Viola che aggira sulla fronte il corpo di frana, incidendolo vistosamente in alcuni tratti (Turripiano), per raccordarsi con il sottostante fondovalle più basso di circa 70 m.



Quadro 18 - F. 15 I.N.E. - Premia; F. 5 II S.E. - Formazza - Serie 25V



Quadro 19 - F. 8 II N.E. - Bormio; F. 8 II N.O. - Valle di Dentro - Serie 25V

BIBLIOGRAFIA

BUCCOLINI M., RUSI S., SCIARRA N., "La Frana di Montefischietto presso Montazoli - Chieti", *Geologia Applicata ed Idrogeologia*, XXVIII, Bari, 1993.
 CASTIGLIONI G. B., "Una antica frana in Val Formazza", *Rivista Geografica Italiana*, LXII (3), 1955, pp. 227-231.
 PIROCCHI A., "Laghi di sbarramento per frana nelle Alpi: tipologia ed evoluzione", I Convegno nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata. Gargano, 47-56,

CUEM Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente, suppl. 93, Milano, 1992.
 SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - REGIONE DEL VENETO, *Note illustrative della carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50000. F. 063 Belluno*, Roma, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 2000.
 TOMASI G., *I laghi del Trentino*, Manauani, Trento, Ed. Arti Grafiche Manfrini, 1963.

