

PAOLO PASSARDI

GEOMORFOLOGIA DELLA VALLE DEL FIUME CHIESE
NEI DINTORNI DI PIEVE DI BONO
(Trentino occidentale)

PREMESSA

L'impiego di nuove tecniche nello studio del territorio, inteso soprattutto sotto l'aspetto geologico e geomorfologico, permette di sviluppare ipotesi attendibili riguardanti le origini e l'evoluzione della conformazione della regione considerata.

Gli aspetti applicativi sono facilmente immaginabili: in un momento come quello attuale in cui è dedicata alla conservazione ambientale la massima attenzione, la possibilità data da un'analisi geomorfologica accurata di stabilire aree nelle quali l'insediamento di opere antropiche dia il minor dissesto possibile permette una significativa prevenzione dei danni ambientali.

Inoltre la conoscenza particolareggiata del territorio considerato e di tutti i fenomeni in atto ed occorsi in epoche passate può consentire allo studioso ed all'operatore la scelta del più idoneo fra i vari mezzi di stabilizzazione o restauro dell'equilibrio ambientale. Può inoltre evitare pericolose situazioni di precarietà degli insediamenti che si presentino magari a distanza di anni, fornendo all'urbanistica ed all'ingegnere una carta leggibile e significativa dei problemi più evidenti.

Si vuole mettere particolarmente in evidenza il metodo adottato nell'esecuzione della ricerca: inizialmente è stata effettuata un'accurata ricerca bibliografica, che ha permesso di appurare come l'area interessata sia stata messa in ombra nei lavori precedenti poiché presentava evidenti difficoltà di interpretazione.

Ad essa ha fatto seguito un'attenta analisi delle fotografie aeree, effettuata nel Laboratorio di Fotointerpretazione del Dipartimento di Geografia e Geografia Fisica dell'Università di Padova.

Si è infine eseguito un rilevamento geomorfologico di dettaglio finalizzato a verificare le ipotesi ed i dati osservati in laboratorio.

La base geologica indispensabile per la ricerca è stata fornita dal rilevamento geologico effettuato precedentemente dall'A. e che aveva portato alla preparazione della carta geologica in scala 1:10000 della zona in esame. È essenziale sottolineare l'importanza del lavoro effettuato in laboratorio: il continuo aggiornamento e perfezionamento degli apparecchi di restituzione stereoscopica, unito alla precisione delle fotografie aereogrammetriche, permette una visione tridimensionale perfetta di fenomeni anche di piccole dimensioni.

Nelle regioni montuose ciò assume maggior valore in quanto la scala delle fotografie deve essere necessariamente piccola per dare una visione uniforme, considerando la presenza di rilievi che raggiungono quote elevate rispetto alle valli.

La geomorfologia è una branca delle Scienze Geologiche che ha assunto grande importanza in nazioni europee come Francia e Germania ed in tutto il mondo; nel nostro paese essa è stata purtroppo trascurata con conseguenze tragiche non solo dal punto di vista paesaggistico, ma anche da quello ecologico, economico e, spesso, per la vita umana.

INTRODUZIONE

In questo lavoro si è considerata una zona della Val Giudicarie compresa fra Pieve di Bono e Condino che ha presentato aspetti interessanti sia all'esame geologico che geomorfologico.

Lo studio dell'area è finalizzato alla ricerca di rapporti tra la geomorfologia presente e la Linea delle Giudicarie, per verificare anche eventuali riprese di movimenti tettonici del fascio giudicariense in epoca recente (postglaciale).

Per giungere alla compilazione di un'esauriente carta geomorfologica alla scala 1:10000, l'analisi si è sviluppata attraverso varie fasi: inquadramento geografico, inquadramento geologico, descrizione dei litotipi della successione stratigrafica, analisi della tettonica presente, idrografia ed orografia, considerazione delle influenze strutturali e tettoniche sulla morfologia, fenomeni di tettonica gravitativa di versante, morfologia glaciale, descrizione delle forme legate alla gravità, morfologia fluviale e torrentizia, schematizzazione dell'evoluzione morfologica dell'area considerata dal Pleistocene sup. ad oggi.

Nella presente pubblicazione è riportata la parte del lavoro che mette in luce le osservazioni geomorfologiche più interessanti, solo accennando quella strettamente geologica e geografica.

Inquadramento geografico e geologico

Il territorio considerato corrisponde alla parte sud-occidentale della tavoletta RONCONE, alla nord-orientale della tavoletta STORO, ad una piccola parte del settore orientale della tavoletta M. BRUFFIONE, appartenenti al foglio N. 35 della cartografia I.G.M.I.

L'area comprende la parte finale della Val di Daone, la conca di Pieve di Bono, parte della Val Giudicarie e dei rilievi ad ovest di questa.

Geograficamente il territorio si pone allo sbocco del fiume Chiese nella Val Giudicarie, nella conca suddetta; in essa il fiume, proveniente dalle pendici del Gruppo dell'Adamello, riceve le acque del torrente Adanà (fig. 1).

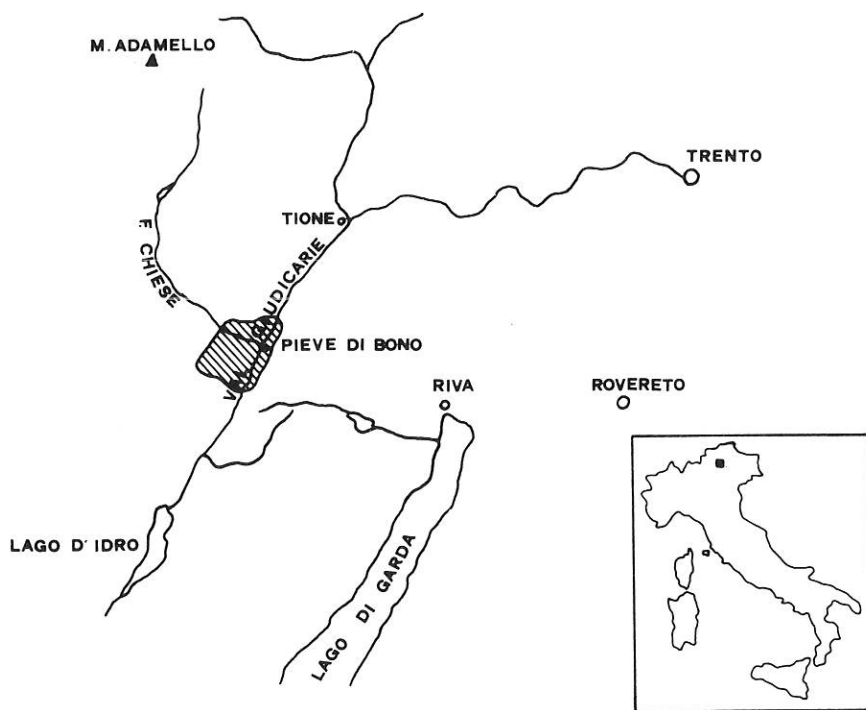


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area considerata (tratteggiata) posta all'incontro tra la Valle di Daone, percorsa dal fiume Chiese nella parte iniziale del suo corso, e la Val Giudicarie.

Nell'area in questione (fig. 2) affiorano formazioni che vanno dal Permiano superiore al Triassico superiore, con variazioni notevoli data la varietà degli ambienti instauratisi in questo vasto periodo di tempo. Questo fatto ha reso più difficile l'esame geomorfologico di dettaglio dovendo nell'interpretazione ritenere sempre possibile una genesi delle forme legata ad una differenza litologica.

Si sono raggruppate le formazioni secondo caratteristiche litologiche e strutturali che le accomunavano, e si è rappresentato ciascun gruppo con un colore diverso. Del primo gruppo fanno parte le Vulcaniti Permiane e le arenarie del Verrucano Lombardo, rocce omogenee e resistenti all'erosione, con tessitura generalmente uniforme. Il secondo comprende la Formazione di Werfen e la Dolomia del Serla Inferiore: la prima ha alla base rocce stratificate arenacee e calcaree ma al tetto argilliti e siltiti cioè litotipi che favoriscono scivolamenti e sconnessioni e che sono piuttosto fragili; la seconda è una formazione disomogenea e spesso corrisponde ad orizzonti di movimento (DESIO, 1971).

Un altro gruppo unisce Calcare di Angolo, Calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein e Formazione di Wengen: le rocce sono quasi esclusivamente calcari micritici con intercalazioni marnose.

Infine l'ultimo gruppo vede assieme la Dolomia di Esino e la Dolomia Principale: sono rappresentate dolomie con pochi calcari, in gran parte ridotte a cataclasi, presenti nella parte orientale del territorio.

Nella base litologica i colori assegnati ai vari gruppi sono rispettivamente: giallo, marrone, grigio, rosa.

Si ritiene opportuno specificare i criteri seguiti nella distinzione dei depositi quaternari sulla carta geomorfologica, premettendo che volta per volta affrontando i vari aspetti della regione, vengono indicati dei detti depositi la genesi, l'ambiente di formazione e le forme a cui essi danno luogo.

I depositi del Quaternario sono stati cartografati e distinti secondo i vari sistemi morfogenetici; la loro età è deducibile dalla posizione che gli stessi hanno lungo i versanti e sul fondovalle; mancando della datazione assoluta si conferisce sempre un'età relativa.

Si riconoscono i depositi glaciali attribuibili all'ultima glaciazione würmiana, i depositi pluvio-glaciali, di contatto glaciale e di versante attribuibili alla fase cataglaciale würmiana (depositi singlaciali indicati con colore verde marcio).

Depositati alluvionali olocenici si rinvengono sul fondovalle del Chiese e allo sbocco dei torrenti che in esso affluiscono: sono stati distinti i depositi attivi e non attivi sulla base di considerazioni genetiche, cronologiche, pedologiche e vegetazionali.

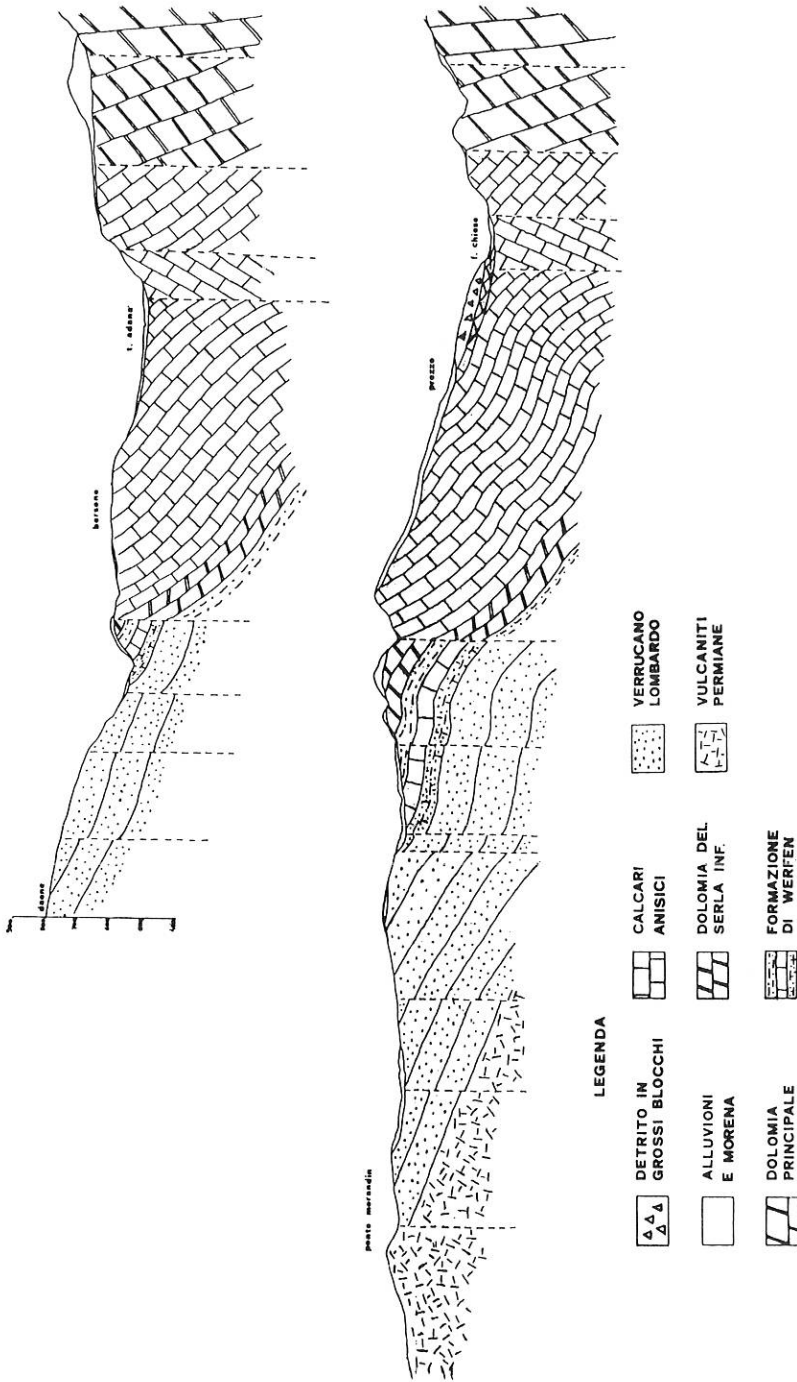


Fig. 2 - Profili geologici nella zona esaminata. Le linee tratteggiate indicano faglie: alcune di esse, coperte nel punto del profilo da depositi quaternari, sono state determinate in aree adiacenti.

I depositi quaternari più recenti sono le alluvioni del fiume Chiese e le falde detritiche ai piedi delle pareti rocciose soggette ai processi di disgregazione in atto. Dal punto di vista tettonico la zona rilevata si presenta di particolare interesse per la presenza e l'intersezione di alcuni sistemi di fratturazione, primo fra tutti quello denominato Linea delle Giudicarie Sud (CASTELLARIN e SARTORI, 1980). Nel tratto della valle esaminato la L.d.G. Sud non consiste in un'unica faglia, ma in fascio di fratture ad andamento NNE-SSW.

In quest'area altamente tettonizzata sono presenti numerose altre fratture a direzione diversa, tra cui notevole è il fascio a direzione WNW-ESE (fig. 3).

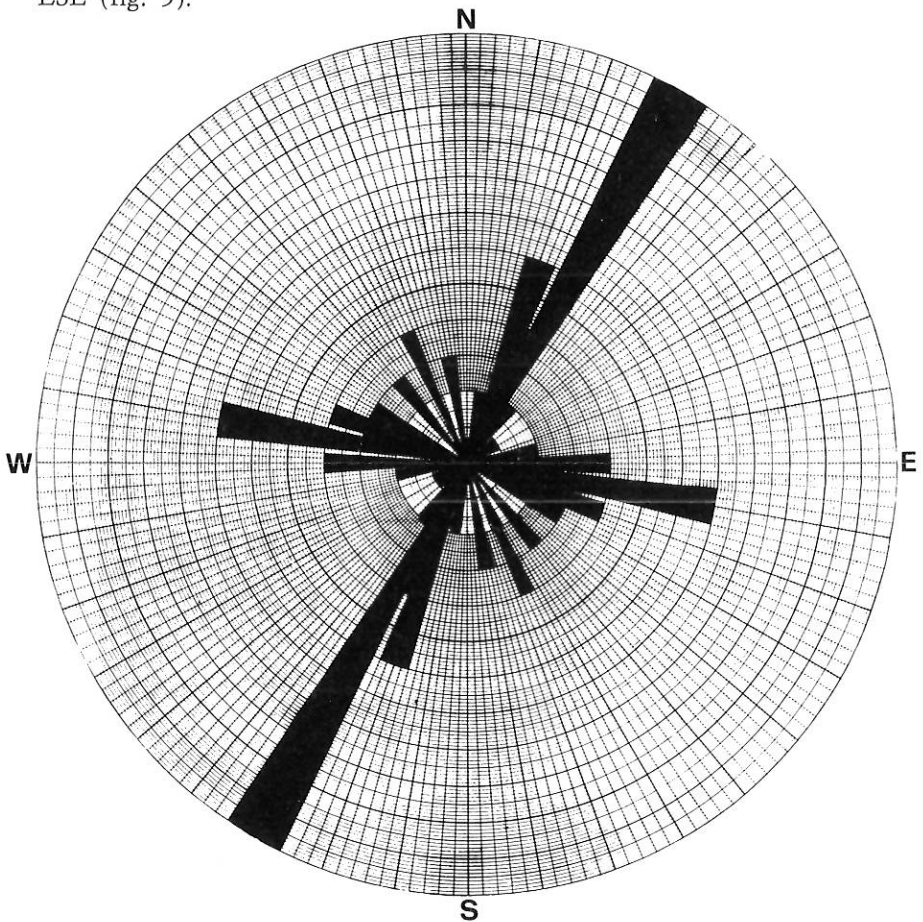


Fig. 3 - Diagramma circolare delle faglie e delle lineazioni nell'area considerata. Vengono messi in luce i due sistemi di fratturazione principali, quello giudicariense e quello WNW-ESE.

La carta geomorfologica

La carta geomorfologica finale riporta i vari fenomeni distinguendone l'origine e l'età tramite colori differenti e diverse tonalità. Massima leggibilità, inequivocabilità e precisione sono i criteri a cui ci si è attenuti nella compilazione. Nell'impossibilità di pubblicarla si è presentata graficamente la successione delle fasi di studio, con le osservazioni ad esse correlate.

La compilazione di cartine a scala minore della finale (1:25000 o 1:50000) permettere di giungere attraverso graduali passaggi ad acquisire una visione d'insieme dei punti in cui si manifestano o si sono evidenziati in epoca passata fenomeni di importanza morfologica. Sono state dunque preparate: la carta tettonica, raffigurante le faglie rilevate sul terreno e le lineazioni osservate in fotografia aerea (fig. 4); la carta del reticolo idrografico, il cui andamento può essere spesso correlato con situazioni geologiche particolari e ancor più con la disposizione morfologica del territorio (fig. 5); molto significativa è infine la carta morfotettonica o degli indizi morfotettonici.

Le carte degli indizi morfotettonici (fig. 5) nella zona ci permettono di mettere in luce lo stretto rapporto fra morfologia e tettonica: nella rappresentazione sono stati presi in considerazione i corsi d'acqua ad andamento rettilineo, in toto od in parte, le scarpate a probabile origine tettonica, le selle allineate con altri elementi, le contropendenze, le forre, le nicchie di frana principali lungo i sistemi di frattura, i loro accumuli, i gomiti fluviali.

Una gran parte dei numerosi corsi d'acqua nell'area considerata scorre almeno per un tratto in vallette ad andamento rettilineo: si può visualizzare subito (fig. 6) come, pur essendo presenti direzioni diverse, la maggior parte si possa riferire ai due sistemi principali di fratturazione, cioè quello giudicariense e quello WNW-ESE. Alcuni corsi d'acqua deviano con angoli netti dalla direzione originaria di deflusso, oppure il loro corso forma dei bruschi gomiti: questi sono considerati adattamenti della rete fluviale a sistemi di fratture esistenti. L'esempio più evidente di adattamento dell'idrografia alle strutture ci è dato dalla parte centrale del corso del fiume, diretta secondo la Val Giudicarie. Sono state cartografate le scarpate più significative al fini prepositici: l'allineamento di esse appare molto evidente, specialmente sul versante orientale della Val Giudicarie e su quello destro della Valle di Daone. Le scarpate presenti sono poste parallelamente al corso dei torrenti, indicando una probabile origine tettonica della loro direzione di deflusso (fig. 7).

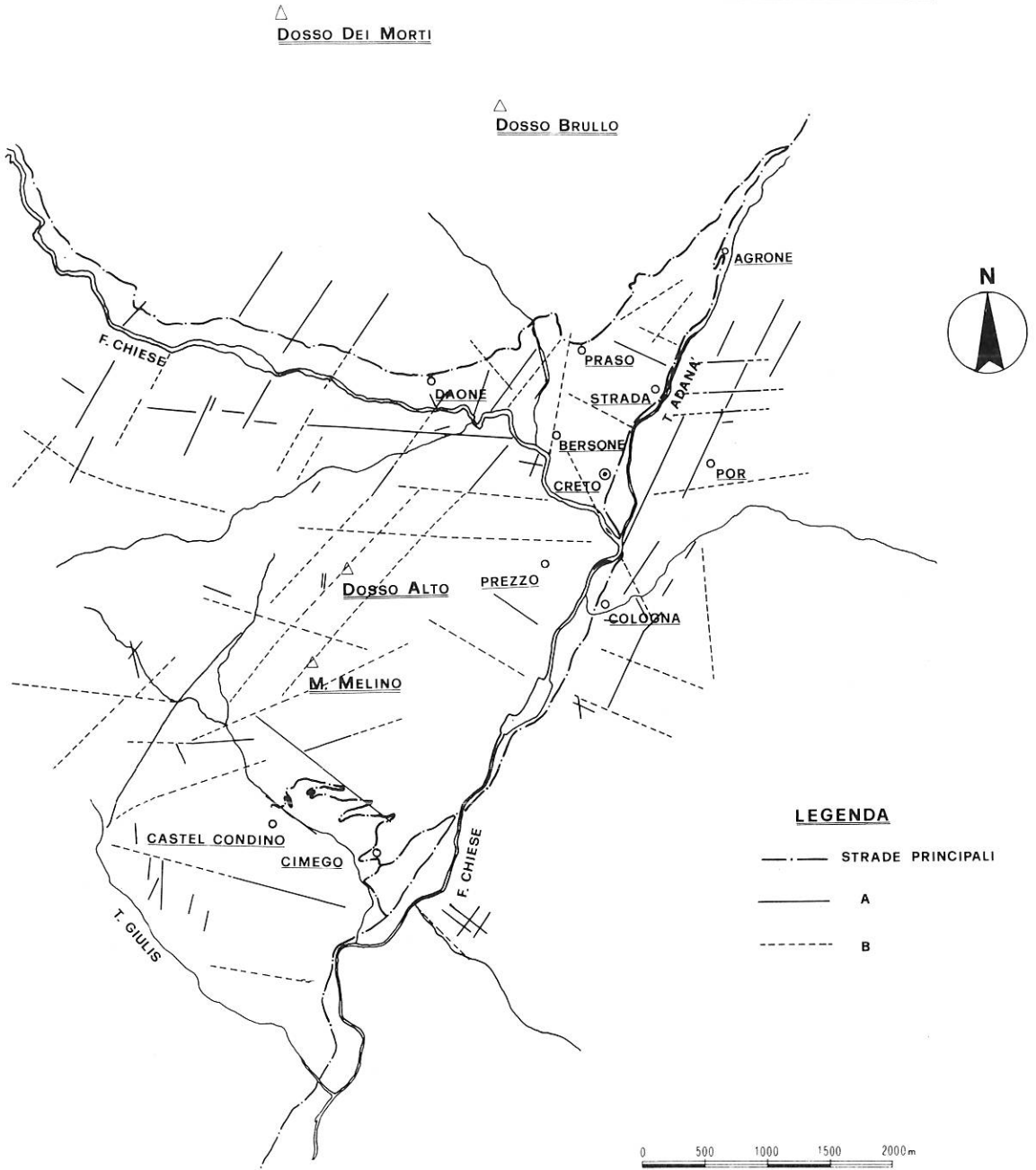


Fig. 4 - Carta delle faglie e delle lineazioni. Si può notare l'alta tettonizzazione della zona in esame ed il raggruppamento in fasci delle fratture. Sono riportate: A) faglie rilevate sul terreno; B) lineazioni ricavate dalle fotografie aeree.

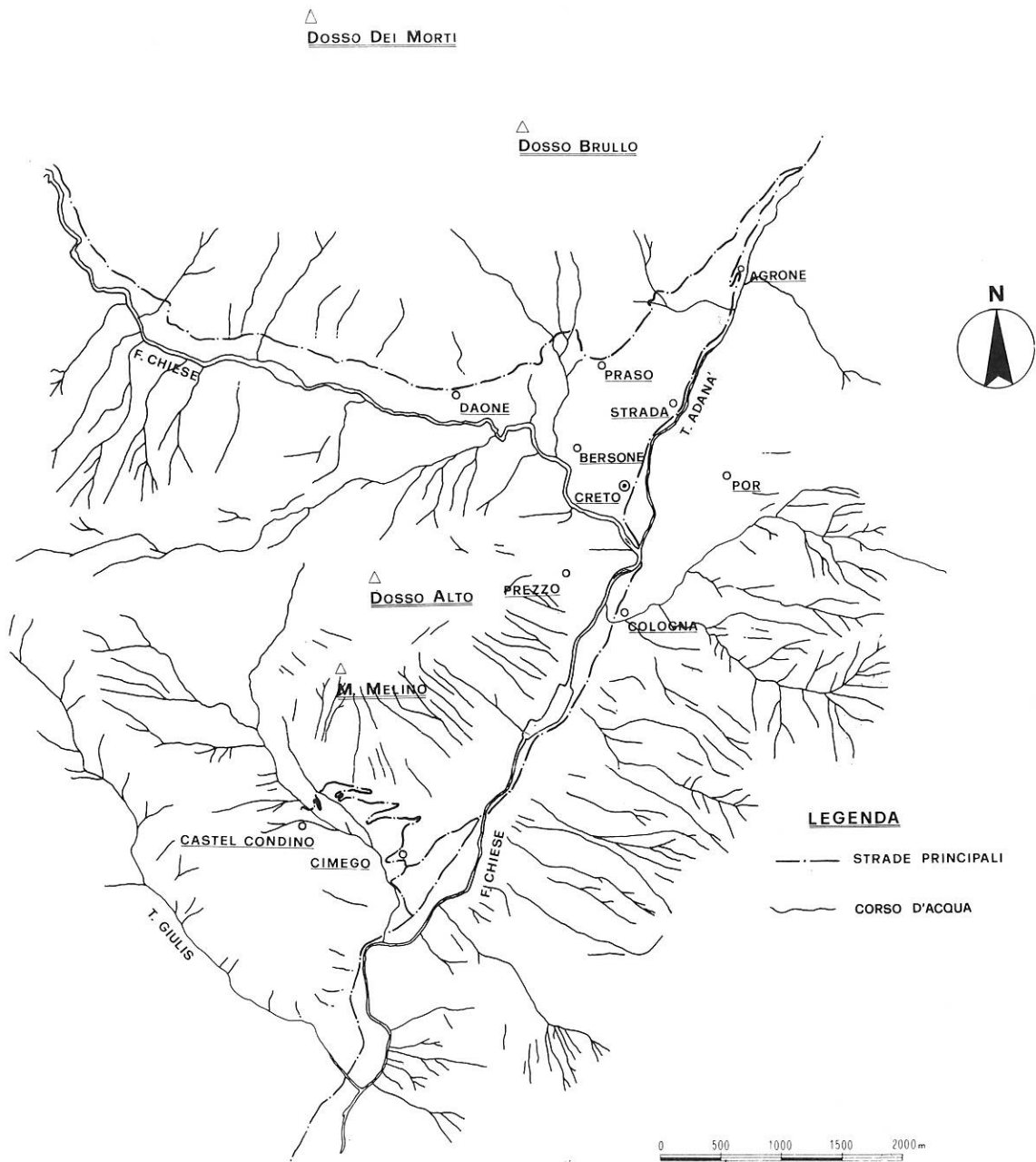


Fig. 5 - Reticolo idrografico attuale dell'area considerata. La disposizione dei corsi d'acqua è accentrata sull'asta del F. Chiese e fornisce utili indicazioni morfologiche.

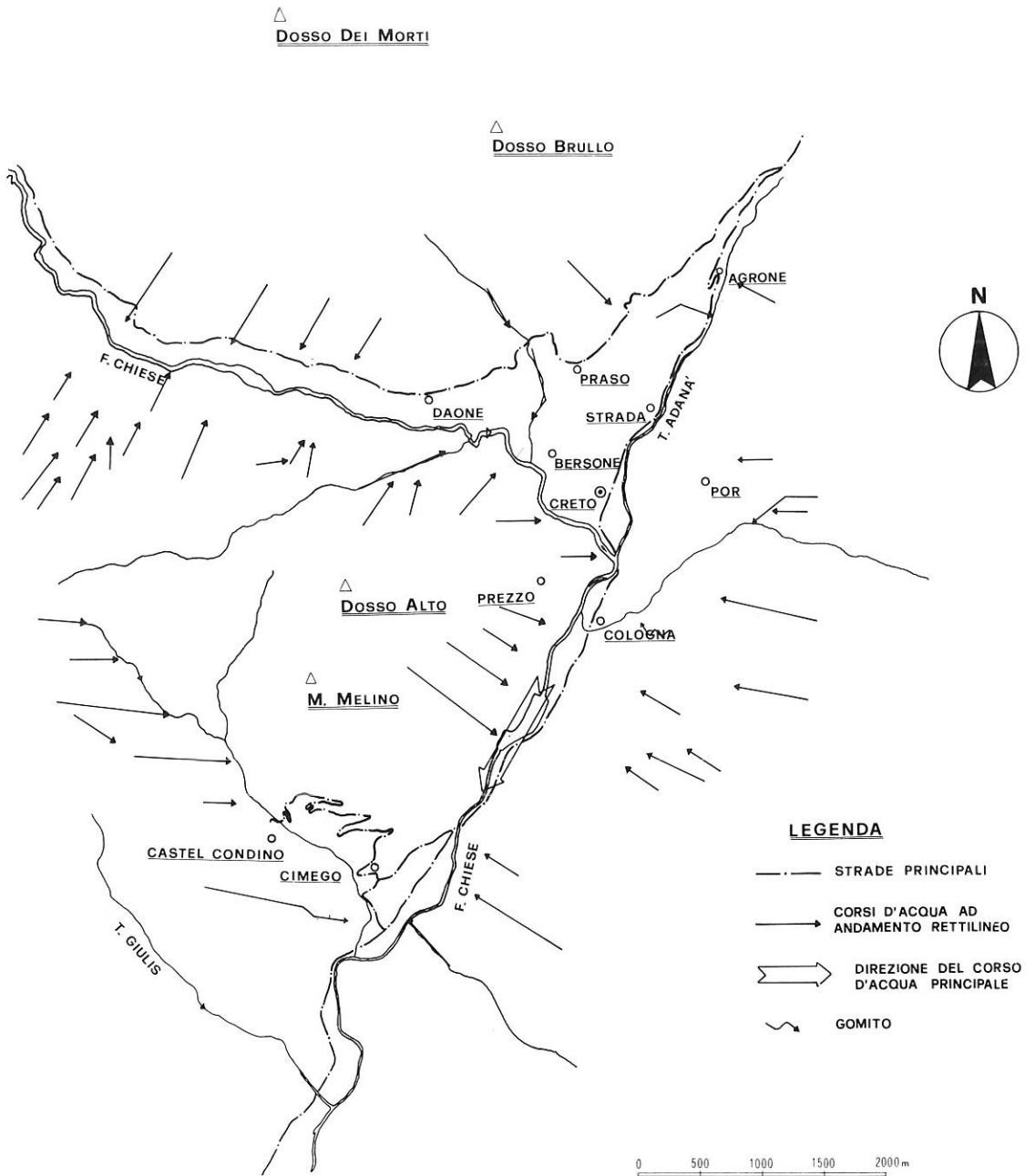


Fig. 6 - Carta degli indizi morfotettonici 1: corsi d'acqua ad andamento rettilineo. La rete idrografica di quest'area è evidentemente impostata su fratture e ne delinea già le principali direzioni.

Alcune contropendenze sono localizzate generalmente nei pressi delle scarpate con la stessa direzione ma con verso opposto: esse segnano delle difformità del versante che non sono state smantellate o regolate dall'erosione glaciale o dalla degradazione.

Le forre sono dovute ad un'intensa attività di erosione lineare dei corsi d'acqua che, se non altrimenti spiegabile, viene attribuita ad un sollevamento tettonico dell'area interessata.

Nel territorio considerato vengono localizzate anche alcune grandi frane che interessano sia il versante orientale che occidentale della Val Giudicarie (fig. 8); mentre si rimanda per l'esame dettagliato di questi fenomeni al capitolo sulle frane legate alla gravità, possiamo qui osservare che questi fenomeni anche di grandi dimensioni si localizzano sul fondovalle e sono verosimilmente legati alla forte fratturazione delle rocce interessate dal fascio giudicariense.

Come già altri autori hanno affermato (CARRARO, DRAMIS, PIETRUCCINI, 1979), tale coincidenza di fattori tettonici e morfologici può evidenziare un'attività probabilmente passiva del sistema giudicariense in epoca post-glaciale.

Una particolare attenzione va dedicata alle contropendenze e alle depressioni allungate disposte trasversalmente ai versanti; un esempio macroscopico è quello della valle di Buoniprati, della quale si riferisce ampiamente nel capitolo sulla tettonica gravitativa. Possiamo affermare che tale valle va ricollegata a movimenti distensivi verificatisi sul margine orientale dell'Adamello, in condizioni molto diverse dalle attuali, quando nella Val Giudicarie esisteva una profondità sufficiente da giustificare un cedimento di versante imponente.

FENOMENI DI TETTONICA GRAVITATIVA DI VERSANTE

La tettonica gravitativa e le deformazioni gravitative di versante sono fenomeni presi in considerazione specialmente negli ultimi anni dagli studi geologici e geomorfologici, in coincidenza con la sempre maggior importanza assunta dallo studio e dall'interpretazione fotoaereogrammetrica. L'aspetto maggiormente trattato è quello geomorfologico; difficoltà notevoli si oppongono ad un'esatta caratterizzazione dei movimenti dal punto di vista geotettonico.

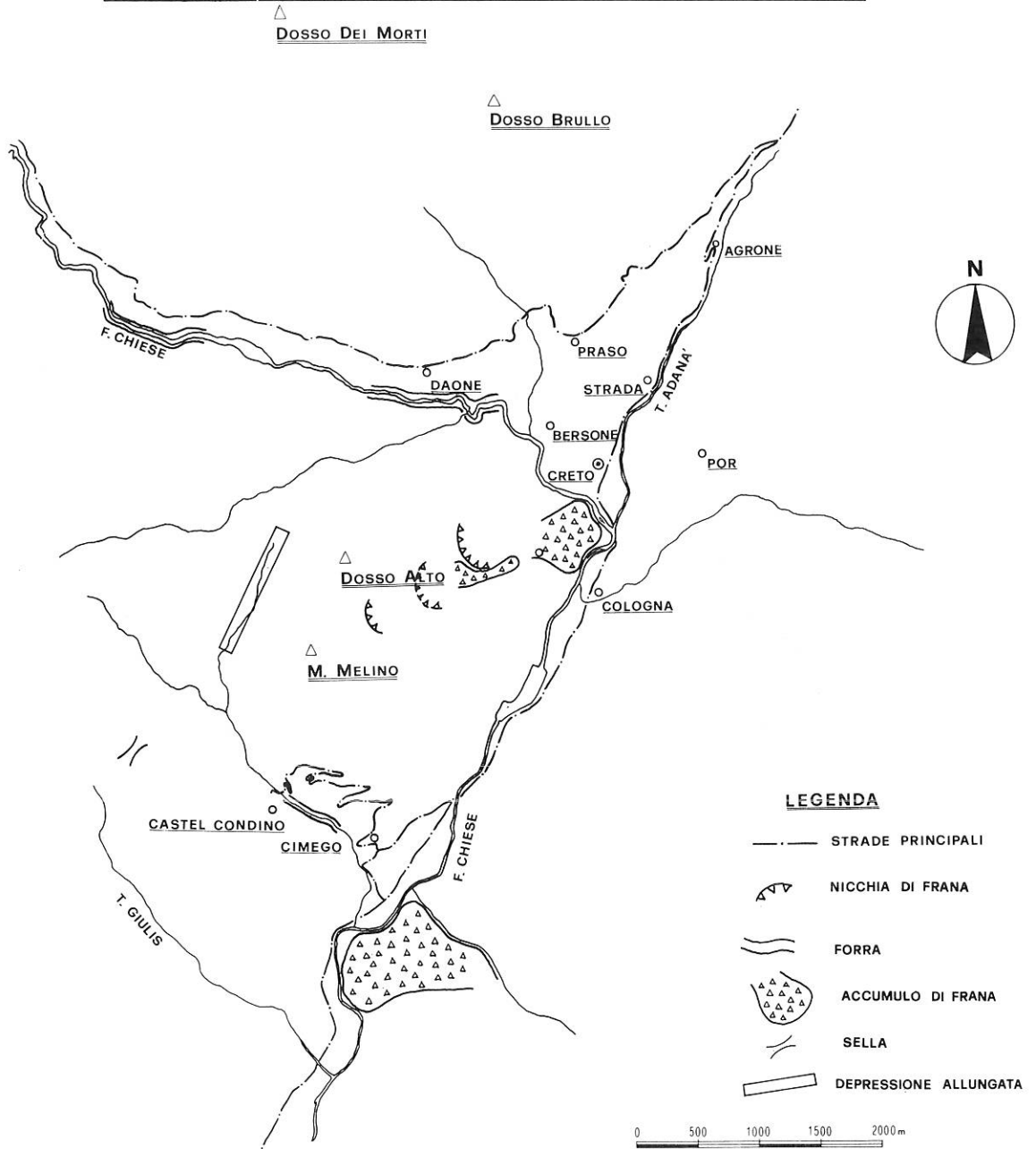


Fig. 8 - Carta degli indizi morfotettonici 3: nicchie ed accumuli di frana, forre, depressioni allungate, selle. Nicchie di frana ed accumuli indicano una situazione di instabilità morfologica e geologica; le forre segnalano possibili sollevamenti dell'area; le depressioni allungate possono rivelarsi dei «trench» (vedi testo).

La materia è tuttora oggetto di discussione poiché non sono stati tracciati i limiti netti dimensionali e fenomenologici tra le deformazioni superficiali, le deformazioni gravitative profonde e le deformazioni tettoniche.

Nell'area in esame lo studio aerofotografico ha permesso di individuare alcune grandi masse in posizione anomala rispetto all'andamento dei versanti.

Si sono distinte grandi frane superficiali, che saranno trattate in un capitolo a parte, e aree meritevoli di attenzione particolare per le loro caratteristiche geologiche e geomorfologiche. Dall'esame delle fotografie aeree è emerso come fenomeno gravitativo particolare l'isolamento del M. Melino rispetto al versante della C. Pissola tramite la valletta di Buoniprati.

Stratigrafia e tettonica dell'area di M. Melino

Si deve considerare innanzi tutto la struttura della Cima Pissola che appare come un elemento cupoliforme, con giaciture ed immersioni rivolte a N verso la Valle di Daone e ad E verso la Val Giudicarie; l'inclinazione degli strati aumenta verso Buoniprati e raggiunge i 40-50 gradi. Le rocce presenti sono quasi esclusivamente le arenarie rosse del Verrucano Lombardo; compatte, resistenti e per nulla plastiche. Sopra esse troviamo la Formazione di Werfen presente a N della Cima Pissola ed in un vasto lembo sul versante orientale della stessa. In posto si osservano soprattutto i calcari che stanno alla base e nella parte centrale della formazione. Le siltiti che sovrastano i calcari sono state o asportate dai ghiacciai o inglobate nel fenomeno gravitativo in questione. La F. di W. non appare invece nella valle di Buoniprati dove troviamo il Verrucano Lombardo e il Calcare di Angolo a contatto e manca dunque anche la Dolomia del Serla Inferiore.

I calcari e le siltiti werfeniani vengono invece a giorno su tutto il Dosso del Gal fino alla valletta dove è posto il cimitero di Castel Condino e che separa lo stesso Dosso del Gal dal M. Melino. Sopra la F. di W. compaiono qui anche le dolomie stromatolitiche ed a cellette della D. del S. Inf.; a N del Melino ritroviamo le siltiti della F. di W. sovrastate dalle dolomie suddette in pratica in continuità con le arenarie

del Verrucano; gli affioramenti si interrompono però alla faglia di Navecchio, ad est della quale compaiono solo i calcari anisici in posizione stratigrafica superiore.

Se osserviamo ora il M. Melino esso appare circondato dalle formazioni fino all'Anisico inf., ma costituito esclusivamente dai calcari successivi, in special modo dal Calcare di Angolo. Si deve notare come in fondovalle siano presenti il C. di Angolo e sul lato nord-orientale quello di Wengen mentre dal Dosso del Gal arrivano fino al F. Chiese la F. di Werfen ed il Verrucano.

Un esame della carta geologica mette in luce come esistano dei sistemi di fratture svincolanti che riguardano la massa del M. Melino. Nella valletta di Buoniprati è infatti presente una faglia che corrisponde a quella passante per la sella di Mangio, riconducibile al sistema giudicariense. È però impossibile seguire con precisione il tracciato oltre loc. Predello, essendo mascherato dalla copertura morenica.

A N del M. Melino troviamo la Valle di Daone impostata sul sistema di faglie a direzione WNW-ESE; a S di esso un altro fascio agisce nella forra di Castel Condino, creando alcune pareti sul versante meridionale del Melino stesso e manifestandosi anche sul versante sinistro della Val Giudicarie.

Le giaciture rilevate sul monte possono raggrupparsi in questo modo: nella parte rivolta verso Buoniprati e sotto la cima abbiamo direzioni N60E, immersioni a SE ed inclinazioni di 40 gradi; in località Piazze di Melino si ha una rotazione progressiva fino a N20E con circa la stessa inclinazione, per poi arrivare a Doss dove le giaciture si dispongono a N20W, N30W con inclinazione a NE di 40-50 gradi. Nella parte da Dosso Alto a Navecchio gli strati hanno direzione N30E, N40E con inclinazione a SE di 40 gradi. Nel tratto dalla cima a Prezzo, benché l'estrema fratturazione e la difficile posizione impediscano di raccogliere molte giaciture significative, pare che gli strati inclinino verso NW con direzioni circa ENE-WSW e W-E; questo fatto indica la formazione di una piccola struttura sinclinalica corrispondente al versante di NE. La differenza delle giaciture ed il rilevamento sul M. Melino permettono di notare lo stato di grande disarticolazione della massa del monte, e la fratturazione delle rocce che lo compongono. Deformazioni plastiche sono inoltre presenti in vari luoghi, come ad esempio in loc. Angloni dove si hanno arricciamenti degli strati di Calcare di Angolo, o sul versante orientale sopra Prezzo dove gli strati della stessa formazione ven-

gono bruscamente piegati verso il basso passando da una giacitura N60W, immersione a NE di 35 gradi, ad una N50E con immersione a SW di 80 gradi.

Morfologia dell'area del M. Melino

Se consideriamo l'aspetto morfologico, possiamo notare la strozzatura della Val Giudicarie a Sud della conca di Pieve di Bono che prosegue, a tratti accentuandosi come ad W di Plubega, fino alla conoide di Cimego, dove la valle si allarga per poi essere strozzata ancora dalla frana di Boer e Sorlaf.

L'azione del Chiese e la stessa struttura della Val Giudicarie dovrebbero aver creato una valle molto più ampia e profonda di quanto non appaia in questa zona.

I versanti del M. Melino sul fondovalle formano inoltre degli «angoli morfologici» piuttosto netti, sia a N nella conca di Pieve di Bono, sia a S in rapporto con la conoide di Cimego.

Importante è un'analisi della valle di Buoniprati: essa in rapporto alla sua posizione sul versante appare molto ampia, considerando che è stata interessata solo da un ramo laterale del ghiacciaio della Valle di Daone, anche se l'erosione è stata favorita da un sistema di fratture. La valle può essere considerata un «trench» o trincea morfologica, depressione allungata nella stessa direzione della valle principale causata dallo spostamento verso il basso della massa del M. Melino.

Nei pressi del paese di Prezzo, la recente apertura di una strada di campagna ha permesso di localizzare dei piani di scivolamento in direzione della valle che recano vistose strie di movimento a testimonianza dell'importanza del fenomeno. Esse si intersecano ad angolo retto con piani di faglia a direzione giudicariense. Questi ultimi erano preesistenti e sono stati trascinati verso il basso dal movimento gravitativo. I piani di scivolamento a questa altezza sono stati probabilmente troncati dall'erosione glaciale e ricoperti da fenomeni franosi successivi.

Il verificarsi di movimenti gravitativi superficiali, di cui parleremo, nella massa del M. Melino conferma la frammentazione ed instabilità del monte stesso.

Sopra il Villaggio Prosnavalle, sul versante orientale, si è potuto riscontrare la segmentazione di fratture giudicariensi nel C. di A.; la dislocazione è di qualche decina di cm, ed è stata causata da scivolamenti verso valle degli strati di calcare sui loro stessi giunti.

Discussione

L'inclinazione elevata del versante della Cima Pissola, la costituzione geologica con in superficie rocce estremamente predisposte allo scivolamento, poggiate su rocce molto più rigide, unite ad una tettonica favorevole della zona, indicano la possibilità di movimenti di tettonica gravitativa di tipo «Sackung», collegati a probabili fasi tettoniche tardive della Linea delle Giudicarie: il Monte Melino ne è un esempio (fig. 9).

L'analisi delle faglie e della morfologia della zona legata alla struttura ha infatti messo in luce fenomeni che se non indicano con assoluta certezza la presenza di attività neotettonica appaiono come probabili indizi di essa. È ipotizzabile quindi la presenza di movimenti tettonici anche in epoca preglaciale seguenti ai grandi sollevamenti oligocenici. All'Oligocene vanno infatti riferiti i principali movimenti giudicariensi terziari; la presenza di tracce ben determinabili del passaggio glaciale sul M. Melino, e soprattutto sul versante orientale della Cima Pissola, ci permettono la collocazione del fenomeno gravitativo nel Pleistocene o un periodo prossimo ad esso. Considerata l'importanza del passaggio glaciale nella zona, si deve specificare che i fenomeni ora esistenti sono legati più alla morfogenesi postglaciale che a quella preglaciale, anche se le forme sono evidenti.

FORCELLA (1985) ha esaminato una vasta area delle Alpi Centrali riscontrando una notevole diffusione dei fenomeni di tettonica gravitativa, in particolar modo nelle zone a sud del Lineamento Insubrico. Studi fatti da PELLEGRINI e ZAMBRANO (1982) e ZANFERRARI ed alii (1982) confermano la presenza di deformazioni gravitative di grandi dimensioni del versante anche nelle Alpi e Prealpi Orientali. Una verifica dell'importanza di questi fenomeni potrebbe emergere con più chiarezza da uno studio regionale esteso all'insieme dei versanti del massiccio dell'Adamello.

Esempio di fenomeno analogo ma in scala minore è avvenuto in epoca post-glaciale è riscontrabile nella parte sud-orientale del Dosso del Gal. Sotto loc. Paton, il corso del Rio Giulis, a direzione NW-SE, subisce una brusca deviazione per un breve tratto verso sud, per poi riprendere la direzione precedente. Sul versante, in corrispondenza alla deviazione si trova un'incisione; sul dorso del dosso si può seguire una piccola scarpata che si collega ad un'altra incisione sul fianco verso la Val Giudicarie; ad essa corrisponde il limite litologico fra il Verrucano Lombardo e la Formazione di Werfen.

Tutti questi elementi stanno ad indicare che una fetta non insigni-

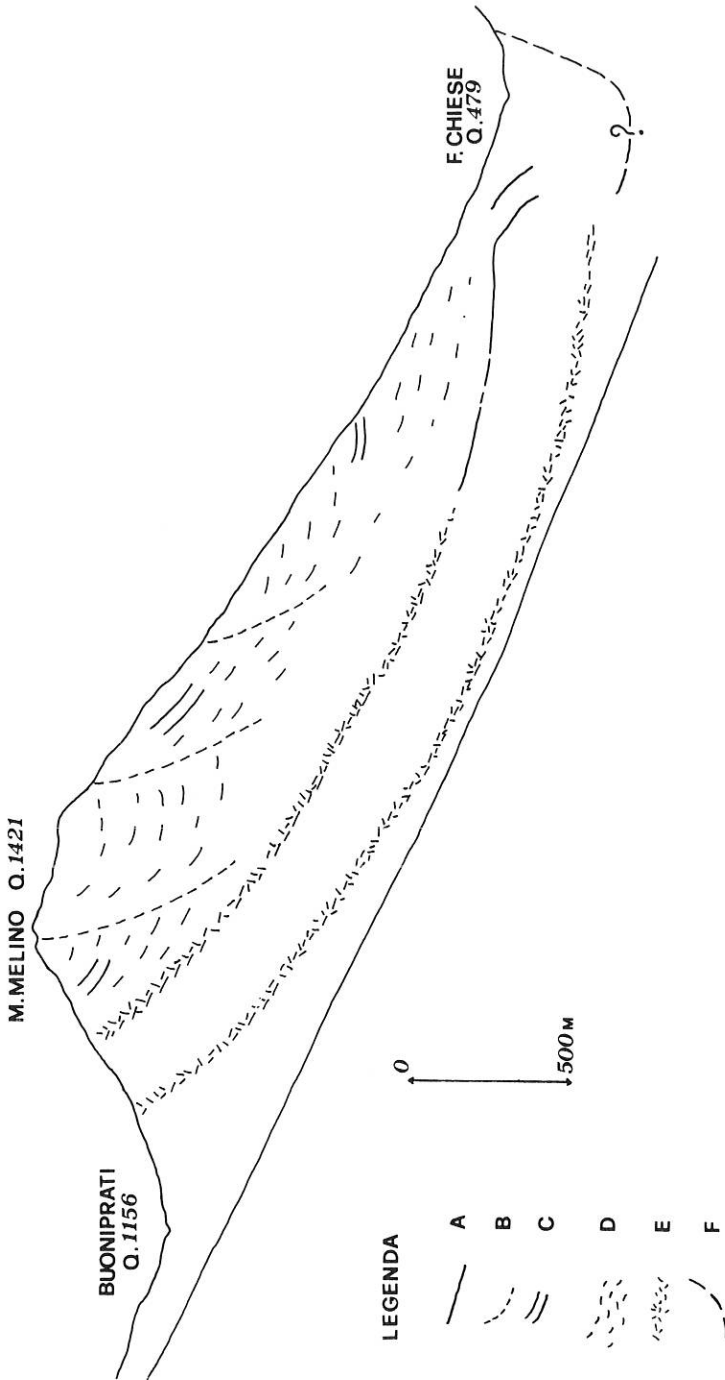


Fig. 9 - Ricostruzione ipotetica del fenomeno gravitativo che ha interessato il Monte Melino. Legenda: A) probabile piano di scorrimento della massa; B) faglie e/o fratture; C) giaciture rilevate sul terreno; D) rocce disarticolate con giaciture variabili; E) zone di deformazione; F) andamento probabile del fondo della valle del F. Chiese prima del fenomeno gravitativo.

ficante della parte più meridionale si sarebbe ribassata di qualche decina di metri rispetto al resto del Dosso del Gal, cedendo lungo una faglia a direzione WNW-ESE.

Nella carta geomorfologica le aree interessate da questi fenomeni sono segnate con un tratteggio parallelo con direzione conforme al movimento, poiché pur essendo avvenuto un dislocamento della massa, essa non è stata frammentata in blocchi o detrito come accade per una normale frana di versante.

MORFOLOGIA GLACIALE

In questa zona l'azione dei ghiacciai è stata molto importante ed estesa. In epoca wurmiana la massa di ghiaccio aveva una potenza elevatissima e presumibilmente scorreva sopra la cima del M. Melino, a quota 1422 m (G. B. CASTIGLIONI, 1961); essa infatti appare smussata e circondata da un piccolo ripiano ricoperto di morena.

In corrispondenza della conca di Pieve di Bono il ghiacciaio della Valle di Daone incontrava quello proveniente dalla Val Rendena che aveva potenza sufficiente per oltrepassare la sella di Roncone e far proseguire una lingua a S lungo la valle.

Nella Valle di Daone l'esarazione levigava il dosso di Baite, dove ora possiamo trovare rocce montonate le cui strie indicano come direzioni prevalenti del ghiacciaio N70W-S70E. A N di loc. Comandare, a quota 1400 m, troviamo un cordone morenico di piccole dimensioni, appoggiato lungo il versante; era parte della morena laterale del ghiacciaio che proseguiva verso S, ampliando la sella di Mangio e modellando il Dosso del Gal.

Con il diminuire dello spessore del ghiaccio (fig. 10) emerse la vetta del M. Melino e mentre il ramo principale del ghiacciaio daonense si dirigeva verso P. di B. e deviava verso S aggirando il monte stesso, un ramo secondario si inoltrava nella valletta di Buoniprati, modificando una valle preesistente e conferendo ad essa la tipica morfologia glaciale. Questa lingua scendeva poi verso la Val Giudicarie per ricongiungersi con il ramo principale. All'interno della valle di Buoniprati è possibile rilevare alcune cerchie moreniche frontali della lingua che vi si addentrava; esse stanno ad indicare alcune pulsazioni glaciali al momento del suo ritiro. Una prima, a quota più elevata, ha inizio in loc. Predello: di un'altra versante della valle, si trova il terrazzo glaciale dove poggia il paese di Daone, probabilmente facente parte della stessa superficie di erosione

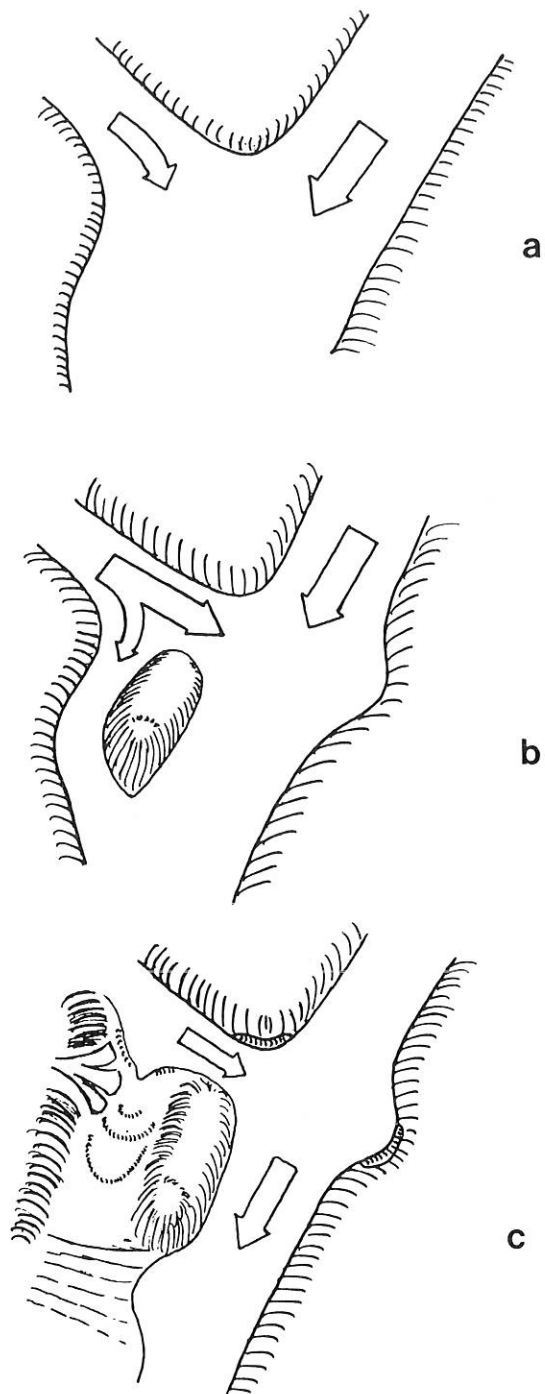


Fig. 10 - Fasi di ritiro dei ghiacciai nel cataglaciaie wurmiano nell'area di Pieve di Bono.
 Legenda: A) ghiacciai durante il massimo wurmiano; B) emersione del M. Melino;
 C) ritiro della lingua glaciale di Buoniprati.

morene è mancante, asportata dal dilavamento; si possono rilevare solo le parti laterali con forma arcuata verso il centro. Qui, come pure sul Dosso del Gal, numerosi e di grandi dimensioni sono i massi erratici costituiti dalle tonaliti della Val di Daone, in special modo nel tratto a S del rifugio.

Contemporanea all'escavazione della valletta è la formazione dei ripiani di Ghinova e Merlino (quota 1150 m), sopra Daone, di Ber (quota 1050 m) e Naione (quota 980 m) in sinistra Giudicarie, e della spalla glaciale di cui resta traccia nella piccola spianata di Piazze di Melino (quota 980 m), sul versante orientale del M. Melino. Il ghiacciaio perdeva man mano la sua potenza e, quando non ebbe più la capacità di indirizzare un ramo verso Buoniprati, concentrò l'azione erosiva a N di questa località. Si accentuò così il modellamento sul versante settentrionale di Pramonte e del Dosso Alto; nel tratto fino al rifugio di Buoniprati si trova un cordone morenico che fu la morena laterale del ghiacciaio. Quest'ultimo proseguiva modellando anche il versante di NE del M. Melino, anche se sono rimaste scarse tracce a causa degli episodi franosi verificatisi in seguito. Nella morena sopra il paese di Praso si sono potute raccogliere delle metamorfite, cosa che farebbe pensare al fatto che essa non fosse solo dovuta al ghiacciaio della Valle di Daone, ma anche a quello proveniente da N. Allo stato attuale, con l'area sfruttata intensamente per le coltivazioni, è difficile riconoscere una forma: l'accumulo è dovuto alle morene laterali di entrambi i ghiacciai nel loro punto di incontro.

Allo sbocco nella Val Giudicarie il ghiacciaio daonense depositava la grande morena che forma la collina a SE del paese di Por e che ha subito l'erosione meteorica e del torrente alle sue spalle.

Anche il ghiacciaio che scendeva da N abbandonava intanto morene sempre più basse di cui restano tracce in loc. Ceré, sul versante orientale, dove si trovano anche dei ripiani e dei dossetti originati da una erosione selettiva strettamente legata alla diversa fratturazione delle rocce.

L'esarazione nella Valle di Daone è testimoniata dai ripiani in roccia con strie glaciali ad E di Tiven sul versante settentrionale e di Anglerì su quello meridionale.

Il ghiacciaio scorreva poi lungo la scarpata del versante destro, non mutandone però la fisionomia. L'azione di modellamento è poi ben visibile sul dosso a NW di Ravizzoli dove le creste di origine strutturale si sono evolute in lunghi dossi arrotondati. Alla stessa quota, sull'altro ritroviamo solo il ramo orientale; infine, sul fondo, una cerchia più piccola è anche la più riconoscibile. La parte centrale più avanzata di queste

che ritroviamo a Formino e a Bersone. Sul fianco settentrionale del Dosso Alto a quota 980 m e 960 m si trovano due cordoni morenici con direzione parallela a quella della valle: facevano parte della morena laterale nella fase di ritiro del ghiacciaio.

Il versante sinistro della Valle di Daone, allo sbocco in quella giudicariense mostra varie fasi di approfondimento della valle glaciale (fig. 11): sotto il terrazzo di Praso (780 m) ne troviamo un altro a quota 700 m, ed ancora a quota 600 m; circa a questa altezza doveva esserci la soglia della valle sospesa, che veniva incisa dal torrente subglaciale. La presenza di due piccoli solchi di erosione a W di Creto testimonierebbe il progressivo spostamento del torrente da monte verso sud.

Ad E di Navecchio, a quota 700 m, appare un piccolo ripiano sotto la scarpata: si tratta di una forma simile ai terrazzi di kame, cioè depositi in genere a grana fine, trasportati per colluvium o da corsi d'acqua laterali alla massa di ghiaccio ed appoggiatisi al fianco di esso (CASTIGLIONI, 1979). Altri esempi dello stesso fenomeno sono a NE di Bersone e alla sommità della scarpata verso la Val Giudicarie del Dosso del Gal.

Anche nella conca di Pieve di Bono sono evidenti le tracce del modellamento glaciale sia in destra Giudicarie che nel versante di Por: qui è possibile seguire attraverso i depositi e gli archi morenici anche le diverse fasi della deglaciazione wurmiana.

Una chiara spalla glaciale è riconoscibile anche sul Dos del Gal a sud di Castel Condino, intorno a quota 700 m; a ridosso di essa si riconosce una serie di piccoli terrazzi di kame, il più significativo dei quali è quello di Gallo.

Contemporaneamente al ritiro delle masse glaciali principali, numerosi ghiacciai di circo permanevano sulle vette maggiori della zona. Nell'area considerata si evidenzia a NE della Cima Pissola un bel circo con un raggio di circa 250 m; il piccolo ghiacciaio che si dipartiva da esso formò nei pressi di Malga Campello alcune cerchie moreniche frontali, ora incise dal torrente che scorre lungo la valletta, ma tuttora ben riconoscibili. A differenza dei depositi morenici precedentemente visti, in cui predominavano le tonalità, in questi il materiale è costituito quasi esclusivamente da arenarie rosse, con pochi calcari della Formazione di Werfen.

Una sottile cresta separa il circo visto da un altro, posto fra Cima Pissola e Cima Maresse, di dimensioni maggiori; i depositi sono però stati asportati data la maggior pendenza e la profondità dell'incisione del torrente Pissola.

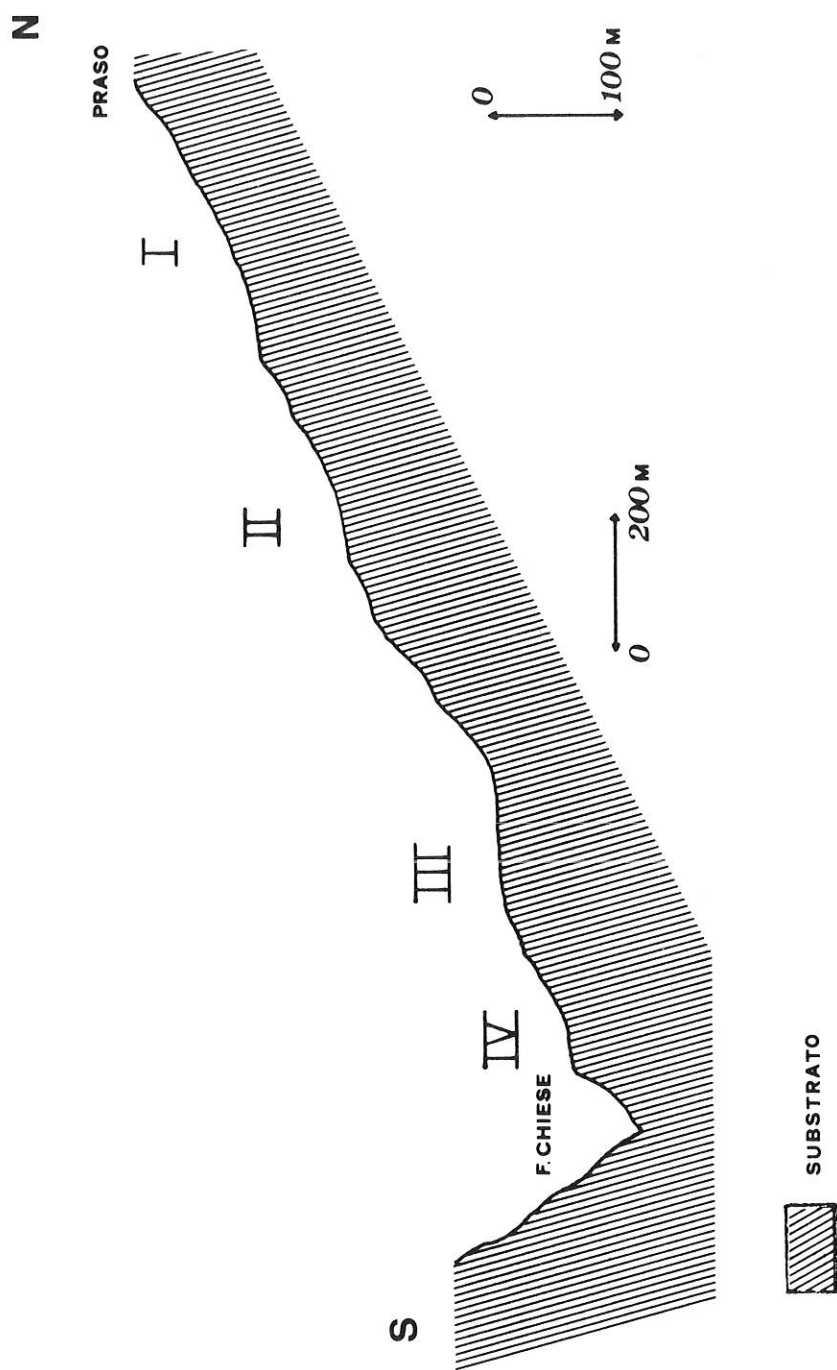


Fig. 11 - Profilo tra Passo ed il letto del F. Chiese, allo sbocco di quest'ultimo nella Val Giudicarie. Sono visibili quattro grandi gasi di approfondimento della valle del ghiacciato daonese ed altre minori; la fase IV corrisponde al gradino di valle sospesa.

Nella fase cataglaciale si formavano anche la conoide di Buoniprati, limitata alla base dall'arco morenico che borda il lato settentrionale della valle, e la conoide alle spalle della morena di Por.

FORME LEGATE ALLA GRAVITÀ

Fra le forme legate alla gravità sono stati compresi: gli accumuli di colata in massa singlaciali, le frane postglaciali, i fenomeni avvenuti nell'Oligocene e quelli attuali.

Depositi pleistocenici

Sul versante orientale della Val Giudicarie, tra le località Vigole e Loré, si trovano dei grandi accumuli di detrito con debole disposizione a ventaglio, alla base di alcuni canali; la grana dei depositi è generalmente medio-fine ed essi contengono elementi di origine diversa, anche morenica; si tratta di forme dovute a colate in massa, intermedie quindi fra il trasporto torrentizio e la frana. A quota 560 m questi depositi sono interessati da una scarpata attiva, che si può collegare ad una più piccola a monte di Plubega: tra esse è posta una conoide più recente che scende fino al fondovalle. I depositi in questione sono di epoca singlaciali in quanto la scarpata non si può rapportare con quella della conoide di Cimego, postglaciale; essi invece possono essere collegati con le morene ed il ripiano terrazzato di Doss. La scarpata di questi depositi dopo il ritiro del ghiacciaio è stata in parte smantellata dall'azione erosiva portata al piede dal fiume Chiese e da contemporanei fenomeni di frana tuttora in atto.

Possiamo quindi considerare questo deposito come un accumulo singlaciali a testimonianza dell'ultima fase di sosta del ghiacciaio del Chiese nella Val Giudicarie.

Frane postglaciali

In epoche successive al ritiro del ghiacciaio, il versante a NE del M. Melino ha subito un rimodellamento a causa della formazione di frane di notevoli dimensioni.

Esse si sono probabilmente impostate in corrispondenza di una piccola sinclinale con asse immergente a NE.

Una prima nicchia si trova sotto il piano sommitale del monte a quota 1280 m: sotto di essa due lobi ben sviluppati in materiale morenico sono forse più collegabili a fenomeni di soliflusso che all'accumulo di frana. A quota 1100 m circa si trova un'altra nicchia il cui contorno non è delimitabile, avendo la morena in movimento verso il basso mascherato in parte il gradino della nicchia. L'accumulo invece è ben determinabile e corrisponde al dosso dove sono riuniti i fienili di Zeprio ed alla cresta smussata ad E di esso; al fondo di questa, a quota 780 m si può infatti vedere lungo una strada forestale un ammasso di materiale franato e sopra questo appaiono massi calcarei accumulati caoticamente.

A quota 940 m una nicchia di distacco che ha interessato anche la massa franata precedentemente sovrasta una zona di accumulo che si estende fino al letto del fiume Chiese. Le scarpate sotto le nicchie sono fortemente rimboschite, e vanno considerate di conseguenza inattive; i ripiani tra esse sono stati intensamente sfruttati dall'uomo.

È probabile che la messa in posto dell'ammasso franoso abbia provocato l'ostruzione della valle e del corso del fiume, e sia all'origine dei terrazzi a N di Agrone e di quello della conoide alluvionale di Frugone. Appare peraltro certo il posizionamento postglaciale, poiché il passaggio è troppo stretto per considerarlo sufficiente all'incanalamento del ghiacciaio giudicariense, che avrebbe del resto asportato il materiale frantumato di cui è formata la frana.

L'incanalamento in due rigagnoli delle acque superficiali ha provocato la suddivisione della massa franata in tre lobi, che appaiono ben arrotondati dal lavoro degli agricoltori e scavati alla base dall'erosione del fiume. All'interno dell'accumulo si sono avute piccole frane di assestamento, ma il versante non sembra ancora stabilizzato definitivamente, come dimostra l'abbandono recente di case pericolanti del paese di Prezzo. A differenza dei fenomeni precedentemente descritti si tratta di deformazioni superficiali che interessano parte della massa già disarticolata del M. Melino.

Nella parte meridionale del territorio considerato, sulla sinistra del Chiese di fronte a Cimego, troviamo un'altra grande massa, che interessa una superficie di circa 1 km². L'analisi delle fotografie aeree aveva già permesso di identificare la forma in questione come un accumulo di frana, cosa verificata poi sul terreno risalendo il letto del torrente che scende dal monte «4 sorelle» e percorrendo i vari sentieri che la tagliano.

Il versante sinistro della Val Giudicarie è costituito da Dolomia Principale e calcari e dolomie del Lias ed è stato interessato in modo massiccio dal sistema tettonico giudicariense, che ha portato ad un grado ele-

vato di fratturazione le rocce che lo compongono. In questo tratto di valle inoltre è presente un altro sistema di fratture a direzione NW-SE, cioè pressoché ortogonale. Una simile situazione ha creato e crea una zona particolarmente instabile per l'evidente disarticolazione della massa rocciosa, e per la sua riduzione in certi punti a cataclasi, come ad esempio a monte di Loré.

La pendenza di tutto il versante è molto accentuata e raggiunge subito a S della frana i 40 gradi di inclinazione. Si deve pensare che il ritiro del ghiacciaio, che con la sua pressione contro le pareti della valle dava loro una certa stabilità, abbia accentuato la precarietà della massa rocciosa del versante.

La messa in posto della frana è avvenuta dunque dopo il ritiro dei ghiacci; questa affermazione è comprovata dall'assenza di modellamento glaciale sull'accumulo della frana stessa, nonché dalla mancanza di depositi morenici ad essa sovrapposti. Il detrito che la costituisce, coperto da un'abbondante vegetazione, è tuttora fresco ed affatto pedogenizzato. Questi elementi sono sufficienti a ritenere il fenomeno di età postglaciale.

L'accumulo di frana è dato da grandi blocchi disarticolati e da frammenti minuti di Dolomia Principale e di calcare. Nella parte superiore si è accumulata dopo la frana una coltre detritica a grana media (con diametri al massimo centimetrici) proveniente dal versante sovrastante per azione delle acque incanalate e della gravità. Più recentemente il torrente che scende dal passo di Giogo ha inciso questi depositi formando successivamente un ripiano alluvionale, che ora subisce l'azione erosiva del torrente stesso.

L'accumulo mostra sulla superficie delle nicchie di frana ormai stabilizzate, la più grande delle quali è rivolta verso NW ed è solcata da un piccolo corso d'acqua; i loro accumuli sono stati asportati quasi totalmente dal Chiese. Due piccole nicchie ancora attive si trovano sul lato SW. La caduta di questa frana e la contemporanea formazione della parte più antica della conoide di Cimego hanno determinato la temporanea chiusura della valle con alluvionamento del tratto a monte; l'erosione successiva ha smantellato sia il fronte della frana che la parte basale della conoide. Tracce di questa fase di transizione corrispondente alla trascinamento delle acque del Chiese oltre lo sbarramento, sono reperibili in un piccolo terrazzo in loc. Sorlaf.

Oltre alle frane di assestamento all'interno delle due grandi masse trattate, altre forme inattive dovute alla gravità sono presenti in questa zona. Sul versante orientale della Val Giudicarie, a nord della frana di Boer, un'ampia nicchia di frana inattiva costituisce il fianco occidentale

del colle a monte di Sopiazze: il movimento ha messo a nudo una ripida parete in Dolomia Principale; la roccia è notevolmente fratturata. La nicchia è limitata a S dal torrente che scende dal passo di Giovo, mentre a monte della stessa una vallecchia segna un'area di più facile erodibilità. Non si rinviene un accumulo, anzi al piede della frana ora apparentemente stabile, si osserva una nicchia d'erosione legata allo scalzamento del Chiese. Come oggi anche nel passato il fiume ha asportato gli accumuli detritici provenienti da monte. Sebbene manchino elementi per datare con precisione questo fenomeno possiamo affermare che esso è stato attivo fin dal momento del ritiro del ghiacciaio, fatto questo che possiamo ritenere la causa determinante della frana. Fra le frane che interessano il versante sinistro della Val Giudicarie questa va classificata come una frana di crollo in roccia.

Il Dos del Gal è interessato da più fenomeni gravitativi inattivi: a NE della cima una vecchia nicchia ora rimboschita è a capo di una frana di scivolamento che si imposta nella F. di Werfen ed interessa la Dolomia del Serla inf.: masse dislocate di queste formazioni si trovano infatti sul fondovalle anche se è probabile che una buona parte sia stata asportata dal torrente di Castel Condino. Dalla parte opposta della cima è posta una nicchia di frana di proporzioni simili alla precedente, anch'essa inattiva e localizzata nella F. di Werfen; l'accumulo non è identificabile per l'azione del Rio Pissola; dalla nicchia si diparte ora un torrentello in erosione.

Anche la punta meridionale del Dos del Gal mostra fenomeni franosi oltre a quello del Sackung già descritto: si tratta di piccole nicchie di frana interessanti il Verrucano che hanno eroso la scarpata glaciale; gli accumuli dei crolli, consistenti in blocchi anche di grandi dimensioni (metrici) sono ritrovabili ai piedi del versante. Poco più a nord, in loc. Alle Porte, una frana del tutto simile alle precedenti ha interessato anche la F. di Werfen.

Attualmente i fenomeni gravitativi hanno una certa importanza nel modellamento delle forme di questo territorio. Consideriamo il versante orientale della Val Giudicarie: nella parte più a nord, il progressivo smantellamento del sistema di scarpate dà luogo alla formazione di una falda detritica ai piedi di esse. La fratturazione della roccia e la caduta del materiale che ha scoperto piani di faglia sottostanti ha cancellato sulle scarpate le tracce dell'erosione glaciale e dato alle pareti l'impressione di relativa freschezza. Il detrito ha dimensioni variabili ma per lo più raggiunge un diametro massimo sulla decina di cm, con spigoli vivi. A S del dosso di S. Martino il versante appare ricoperto di una spessa

coltre detritica, con elementi di dimensioni minute, derivati per la maggior parte dalla cataclasi delle dolomie.

A monte il fenomeno sembra inattivo ed ospita abbondante vegetazione, mentre a valle la falda è alimentata dalle scarpate presenti. Ad est del lago, in fondovalle, la gravità ed il ruscellamento concentrato agiscono sulla conoide del versante orientale, erodendo i depositi e sviluppando forme di tipo calanchivo; contenendo blocchi più grandi in una massa abbastanza fine, a volte si possono avere forme tipo «piramidi di terra» delle dimensioni di qualche metro. Anche in loc. Loré l'azione congiunta della gravità e delle acque di ruscellamento opera sulla scarpata erodendone il bordo e dando una forma dentellata allo stesso, dovuta al crearsi di piccole vallette.

Consideriamo ora il M. Melino: tutto il versante verso la Val Giudicarie consiste in una scarpata di erosione; la parte a N della condotta forzata presenta un forte rimboschimento ed è inattiva; a S però, dove il versante è più alto, la coltre detritica è tuttora alimentata a monte, mentre nella parte più bassa si è sviluppata vegetazione boschiva. Il detrito è costituito da Calcare di Angolo in frammenti a dimensioni molto variabili, che vanno dai blocchi di qualche metro a schegge minute.

Frane importanti si hanno nella Valle di Daone: la caduta di grossi blocchi di vulcaniti ed arenarie rosse ha costretto alla predisposizione di grandi opere paramassi nella zona tra la Val Noera e Tiven, sul versante settentrionale. Su quello meridionale, ai piedi delle scarpate a direzione E-W, troviamo una falda formata per gran parte da massi di dimensioni considerevoli; la frazione fine è quasi inesistente. Ciò va attribuito oltre che alla fratturazione subita dalle rocce, alla maggior compattezza e resistenza di questi litotipi che si sbriciolano con meno facilità delle rocce viste in precedenza.

Soliflusso

Nei fenomeni gravitativi va considerato il soliflusso, che nella zona avviene soprattutto nei depositi morenici: interessato ne è ad esempio il versante di NE del M. Melino, dove forme lobate e piccoli dossi nei prati indicano un movimento verso il basso della coltre morenica; le forme più appariscenti sono i due lobi consecutivi di quota 1200 e 1120 m.

Sul Dos del Gal, in loc. Vedoi, il movimento della morena verso il fondovalle ha provocato vistose crepe nei muri di alcuni fienili e soprat-

tutto un dissesto del piano stradale che si manifesta con cunette e crepacciature dell'asfalto anche di qualche decina di centimetri; è probabile che l'allargamento e l'aumentata percorrenza della strada da Castel Condino a Buoniprati abbia contribuito all'accentuarsi del fenomeno.

MORFOLOGIA FLUVIALE E TORRENTIZIA

Fenomeni erosivi

La presenza nella zona di un'importante rete idrografica ha dato luogo a numerose forme sia di erosione che di accumulo legate all'incanalamento delle acque; i corsi principali sono il fiume Chiese ed il suo affluente Adanà. Il fiume, alimentato dalle acque di fusione dei ghiacciai della Val di Fumo ai piedi dell'Adamello, ha oggi come nel passato un'azione prevalentemente erosiva: essa è dovuta alla forte pendenza del letto che il fiume si sta scavando entro le rocce ed alla quantità delle acque spesso torbide che lo caratterizzano.

L'erosione sul fondo era senza dubbio più efficace nel passato, prima che l'uomo sfruttasse le sue acque, con gli sbarramenti artificiali di Malga Bissina (1820 m), una delle più grandi d'Europa, Malga Boazzo (1170 m), e di Ponte Morandin (687 m).

Le forme erosive che osserviamo sono quindi legate all'azione che il corso d'acqua ha avuto fino ai nostri giorni ma che tuttora continua seppur con intensità minore.

Nel tratto da Gianala all'inizio della varice in cui si trova il lago di Ponte Morandin, il fiume incide una profonda forra a pareti subverticali nelle Vulcaniti Permiane; come è stato già accennato, essa è stata scavata in una zona di fratturazione tettonica legata al sistema WNW-ESE. Subito a valle, le acque del Chiese hanno approfondito un tratto di più accentuata escavazione glaciale: questa è l'area in cui è collocato il bacino artificiale di Ponte Morandin. Durante i lavori di costruzione della diga veniva localizzato un paleoalveo del Chiese (DIENI, 1964) sotto l'accumulo morenico a N della forra. Questa situazione morfologica, cioè la formazione di un alveo epigenetico scavato in roccia a fianco di un piano abbastanza ampio in materiale morenico è ritrovabile anche in altre valli alpine ed indica in genere la presenza di un alveo sepolto.

Sulla sponda destra del lago il fiume ha scavato in una conoide alcuni terrazzi, testimonianza delle fasi di approfondimento della valle

chiusa dalla morena a P. Morandin. Più a valle altri terrazzi fluviali sono posti alla base delle conoidi di Grarola sulla sinistra idrografica e di Passablù sulla destra; sono legati ad altre fasi di approfondimento della valle.

Sotto Daone il fiume scorre ancora in una forra molto profonda a pareti strapiombanti nelle arenarie del Verrucano; anche in questo tratto fino all'ansa sotto Formino, esso è impostato su una zona di frattura. Lo sperone roccioso di quota 502 m sul fondovalle era sormontato un tempo dalle acque del fiume che, approfondendo il suo letto, si è adattato a delle fratture preesistenti.

Il tratto sinuoso da Formino alla conca di Pieve di Bono è probabilmente stato scavato sul percorso seguito dal torrente subglaciale che incideva il gradino della valle sospesa sotto Bersone.

Nella Val Giudicarie il fiume ha dato luogo ad un riempimento alluvionale costituito da materiale a taglia piuttosto grande, ciottoli e ghiaia con massi arrotondati di volume considerevole nel tratto superiore, a conferma del carattere torrentizio del Chiese nella parte iniziale; la litologia del materiale è eterogenea con grande abbondanza di ciottoli tonalitici e di arenarie rosse. Non si conosce la profondità a cui è posto il fondo roccioso nella conca di Pieve di Bono; essendo una zona di sovraescavazione glaciale è probabile che il materasso alluvionale sia abbondante.

Alcuni terrazzetti si hanno presso Cologna, creati probabilmente nelle fasi di smantellamento dell'ostruzione della conoide di Plubega; quest'ultima mostra, nel suo tratto sud-occidentale, delle scarpatine di erosione. Numerosi sono i terrazzi della conoide di Cimego, ed interessano tutte le varie fasi di formazione della conoide stessa, come vedremo.

Il letto del fiume Chiese è attualmente in erosione e mostra dei terrazzi laterali attivi: la causa è da ricercare negli imponenti lavori idroelettrici creati nella prima parte del suo corso e quindi nella diminuzione del trasporto solido che conferisce all'acqua una maggiore energia.

Conoidi

Nella Valle di Daone si trovano alcune piccole conoidi formate per trasporto in massa di materiale dai versanti per lo più alla base delle ripide vallette ad andamento giudicariense sul versante sinistro; sono formate da arenarie rosse e materiale morenico.

Nella parte più settentrionale della zona considerata, nella Val Giudicarie, il paese di Frugone è posto su di una conoide alluvionale inat-

tiva; essa ha alla base una alta scarpata di erosione, in cui il rilevamento ha permesso di rinvenire del materiale cementato formato essenzialmente da calcari a spigoli vivi provenienti dal Dosso dei Morti. Il terrazzo è contemporaneo ad altri che si trovano più a N e si sono formati probabilmente quando è avvenuta l'erosione della frana di Prezzo, che aveva bloccato la valle in epoca postglaciale causandone l'alluvionamento a monte; i depositi cementati sono infatti indicativi, in genere, di ristagni di acqua calcarea. La conoide è attualmente incisa anche radialmente per l'approfondimento del letto del torrente che l'ha formata; la superficie della conoide non presenta depositi o forme glaciali, ciò che conferma la sua origine postglaciale.

In corrispondenza del paese di Cologna, il Rio Splere ha dato luogo ad una conoide più antica, su cui poggia la maggior parte dell'abitato e che è tagliata alla base da un terrazzo dovuto allo scalzamento da parte del Chiese; in una fase successiva il corso d'acqua proveniente dalla valle di Naione ha inciso questo vecchio cono e ne ha creato un altro, più a valle, con pendenza minore; anch'esso a causa dell'abbassamento del livello di base è attualmente inciso dal torrente che sbocca subito dopo nel fiume.

Sul versante orientale della Val Giudicarie, ad E del lago artificiale si trova una grande conoide che fa capo ad una valle proveniente dalla Cima Palone. La pendenza è modesta e la fronte della conoide si spinge molto avanti nella valle principale; in tempi passati arrivava ad occludere il passaggio e costringeva il Chiese ad un'opera di scalzamento. La parte settentrionale era erosa dal fiume prima dei lavori idroelettrici sul suo corso e la costruzione della strada ha accentuato l'estensione di un'area con fenomeni di tipo calanchivo.

Il taglio della conoide ci permette di osservare la sua struttura interna, che è costituita da materiale minuto, per lo più dolomitico e calcareo, contenente blocchi più grossi di origine morenica e disposta a strati sovrapposti che segnano le varie fasi di accrescimento della massa detritica. La parte settentrionale del cono è ora profondamente incisa dal torrente proveniente da monte. I terrazzi di loc. Plubega, nella parte meridionale, hanno quota 500 e 480 m circa; essi si possono ben raccordare con quelli della conoide di Cimego più a S e segnano dei periodi di approfondimento del Chiese successivi all'alluvionamento della valle, dovuto all'ostruzione del fondovalle da parte della frana di Boer.

Il torrente che scende da Buoniprati a Cimego crea una conoide molto grande che mostra varie fasi di costruzione: inizialmente le acque provenienti da monte scorrevano nella valletta in cui è ora il cimitero di Castel Condino e formavano una grande conoide che è stata poi sman-

tellata dal Chiese nella parte bassa, come testimonia la scarpata a quota 530 m. Una seconda fase di approfondimento e di costruzione coincide con lo spostamento del torrente, in loc. Boazzo, in corrispondenza ad una frattura di origine tettonica in cui scorreva creando la piccola valle, ora percorsa solo da un ruscelletto, a S del cimitero suddetto; qui scaricavano le loro acque anche le due valli parallele ad O di Pasino, come sembrano indicare le incisioni sopra loc. Cappella dei Morti.

Man mano che procedeva lo smantellamento dei depositi di soliflusso colluviale a monte, formatisi in epoca singlaciale, il torrente si impostava infine, subendo un'influenza strutturale, nel corso attuale, catturando i ruscelli delle valli parallele di cui sopra e creando una nuova conoide dopo aver eroso la parte meridionale della precedente. Un'ulteriore fase di approfondimento ha portato infine all'incisione anche di questa seconda conoide, all'approfondimento della forra sotto Castel Condino ed alla formazione di un terzo cono che giunge fino alle alluvioni attuali di fondovalle. L'abbassamento del livello di base costituito dal letto del Chiese ha rimesso in fase erosiva le acque del torrente.

Più a S, allo sbocco nella Val Giudicarie, anche il torrente Giulis ha dato luogo ad un'ampia conoide, che ha però pendenza molto meno accentuata delle precedenti; la ragione è da ricercarsi nella granulometria più fine dei materiali trasportati dal torrente. La conoide mostra nella parte settentrionale e centrale due solchi dipartentisi dal vertice e che corrispondono a due alvei abbandonati del torrente.

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA NELL'AREA CONSIDERATA DAL PLEISTOCENE SUPERIORE AD OGGI

L'esame della carta geomorfologica permette la ricostruzione della evoluzione morfologica dell'intera area sia dal punto di vista genetico che cronologico dal Pleistocene ad oggi.

Nella fase precedente l'epoca glaciale quaternaria l'area è caratterizzata dalla grande valle tettonica delle Giudicarie, ad andamento rettilineo e direzione NE-SW, sul cui fondo affluiscono tutti i corsi d'acqua dell'area circostante e dove agisce incidendo il fiume Chiese. In corrispondenza a Pieve di Bono incontra la valle di Daone, anch'essa impostata lungo un fascio di fratture. L'area nell'insieme è fortemente tettonizzata; numerose sono le scarpate di faglia. In questo periodo preglaciale non meglio identificabile, dal versante della Cima Pissola si distacca l'enorme massa del M. Melino che si assesta sul fondo della valle lasciando

a monte un'ampia nicchia di distacco (trench) ora individuabile nella valle di Buoniprati. Il versante orientale della Cima Pissola ed il Dosso del Gal formano in pratica una superficie monoclinale alle spalle del M. Melino.

Con l'inizio delle glaciazioni pleistoceniche un importante ghiacciaio ha origine nel Gruppo del Brenta e si indirizza lungo la Val Giudicarie; un altro ghiacciaio scende dalle cime dell'Adamello per la valle di Daone; l'incontro tra i due avviene nella zona di Pieve di Bono. Inizialmente la potenza della massa glaciale è molto elevata e supera i 1400 m; l'erosione opera sui versanti della Cima Pissola e sul Dosso del Gal ampliando la sella di Mangio e passando sopra la vetta del M. Melino.

L'area, come questo settore alpino, è stata interessata da più fasi glaciali. Qui possiamo desumere nei particolari la fase glaciale wurmiana e quella della deglaciazione corrispondente.

Le tracce più elevate del passaggio glaciale si rinvengono al dosso di Baite, presso Malga Campello (1450 m) e a S di Malga Table a quota 1415 m; le prime corrispondono ad una superficie di rocce montonate, le seconde ad un piccolo cordone morenico parallelo al versante. Con la diminuzione dello spessore dei ghiacci emerge la parte superiore del Melino ed il ghiacciaio daonense si scinde in due rami, di cui il principale sbocca in Val Giudicarie a Pieve di Bono, ed uno secondario si indirizza all'interno della Valle di Buoniprati, aggira il M. Melino per ricongiungersi al ghiacciaio principale; nella fase cataglaciale, durante una breve fase di avanzamento, questa lingua forma gli archi morenici concentrici di Predello.

In questa sosta glaciale il ramo principale penetra nella valle tra M. Melino e Dosso del Gal fino all'altezza di Castel Condino, permettendo la formazione a monte di essa di un accumulo di materiale morenico rimaneggiato. Contemporaneamente si forma la conoide alluvionale sospesa a N di Buoniprati, limitata dal cordone morenico del ghiacciaio daonense che erodeva il versante settentrionale del Dosso Alto. È di questa fase la deposizione della morena sopra Praso; nella conca di Pieve di Bono una serie di archi morenici ci permettono di seguire questa fase di deglaciazione. Ricordiamo la serie di colline moreniche di Ceré, l'argine di quota 804 m a S di Por, l'arco morenico a N del Castel Romano a quota 660 m e il piccolo argine rettilineo presso il campo sportivo di Por posto a quota 675 m (fig. 12). Quest'ultimo è correlabile con il terrazzo di kame osservabile sul versante opposto presso Bersone.

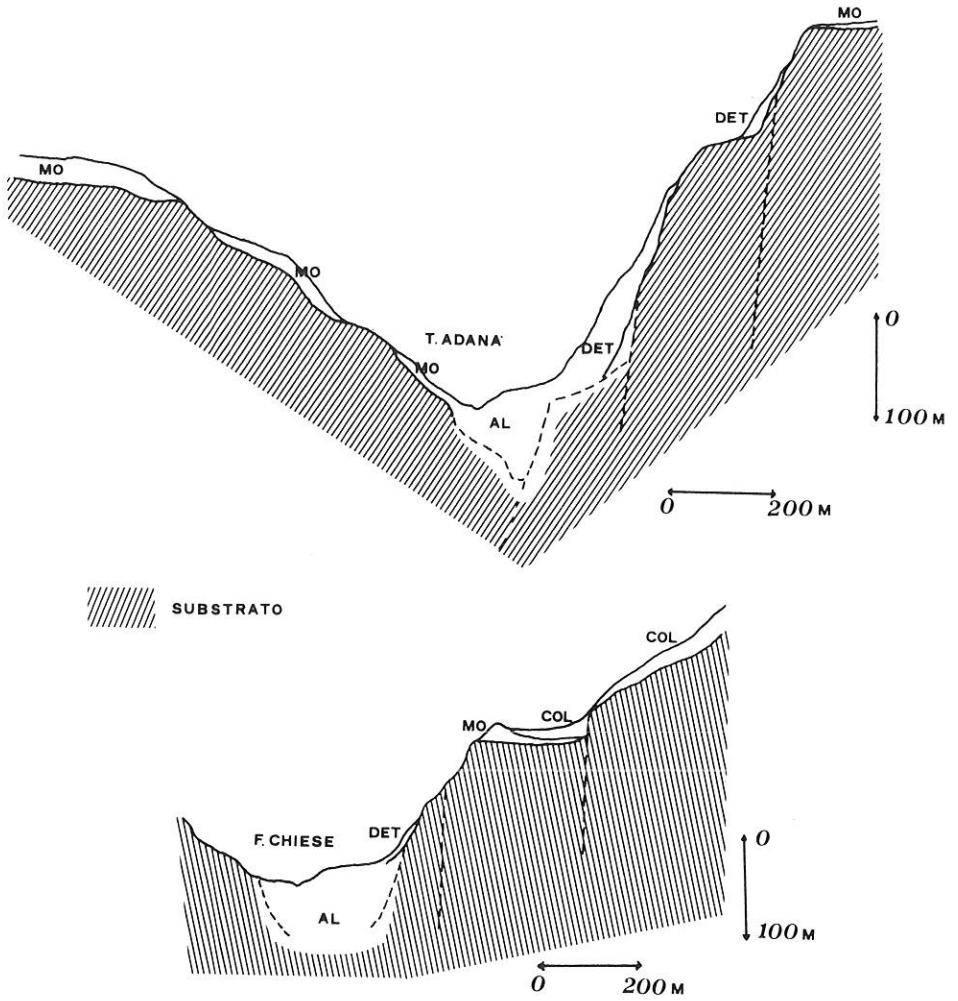


Fig. 12 - Profili trasversali alla Val Giudicarie. In alto: profilo nel tratto settentrionale percorso dal torrente Adana. Sono messi in evidenza i rapporti fra il substrato roccioso indifferenziato ed i depositi del Quaternario. In basso: terrazzo di kame presso Por. I depositi colluviali hanno coperto la morena e formato un vasto ripiano. Legenda: morena, MO; alluvioni, AL; detrito, DET; deposito colluviale, COL.

Scendendo lungo la valle si rinvengono altre forme di depositi che testimoniano questa fase cataglaciale. Sul fianco sinistro della valle, presso S. Martino, il ghiacciaio interessa le scarpate di faglia ed occupa il fondo-valle fino a quota 600 m; troviamo infatti il terrazzo morenico di Doss in destra Chiese e la scarpata ad esso correlabile di Loré.

Sul Dosso del Gal testimonianze del passaggio del ghiacciaio sono evidenti presso la spalla glaciale di Gallo, con alcuni terrazzi di kame.

Sulle cime più elevate della zona restano intanto dei piccoli ghiacciai di versante che hanno lasciato morene frontali concentriche e formato, in vetta, dei circhi come ad esempio sulla Cima Pissola.

Contemporaneamente continuava l'erosione del torrente glaciale che incideva il gradino della valle sospesa presso Creto ed approfondiva la forra del Chiese. Nella Val Giudicarie il corso d'acqua erodeva alla base i depositi visti in precedenza ed asportava l'accumulo della frana postglaciale a monte di Spiazze. Cominciava intanto la formazione delle conoidi di Plubega e di Cimego, della Valle di Daone, di Frugone e di Cologna. In questa fase si manifestò la frana di Prezzo che bloccava il corso del Chiese e provocava l'alluvionamento del tratto della valle a monte; lo smantellamento dell'accumulo ripermetteva il passaggio del fiume e dava forma al terrazzo di Frugone ed a quelli più settentrionali. È probabilmente dello stesso periodo anche la messa in posto della frana di Boer: anch'essa, insieme alla conoide di Cimego, ostruiva la valle formando un piccolo lago e con l'erosione dell'ostacolo il Chiese terrazzò, oltre alla frana stessa, anche le conoidi di Cimego e di Plubega.

Su tutti i versanti nel frattempo si approfondivano le erosioni torrentizie; il fianco orientale del M. Melino veniva interessato dall'abbondante caduta di materiale detritico a causa della fratturazione delle rocce che ne formano la massa. Si formavano anche le frane del Dos del Gal, in particolare il Sackung nella parte meridionale che deviava il corso del Giulis, e quelle in corrispondenza della cima create per scivolamenti nelle rocce argillose della Formazione di Werfen dovute ad erosione al piede da parte del torrente.

In epoca attuale continua l'erosione delle valli sui versanti, in particolar modo quelle impostate su zone di frattura come la Val Molinello e quella a lato del paese di Castel Condino; quasi tutte le conoidi ai piedi delle valli sono incise dai corsi d'acqua che le hanno formate. Anche il Chiese approfondisce il suo letto e forma terrazzi fluviali attivi.

La continua caduta di detrito dalle scarpate di faglia sia in Valle di Daone che in Val Giudicarie ha creato delle falde ai piedi del versante e cancellato dalle pareti le tracce del passaggio glaciale, mettendo

a nudo altri piani di faglia. Tuttora in formazione è infine il detrito nella parte più alta del M. Melino, per erosione della scarpata che interessa i versanti meridionale ed orientale.

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare cordialmente il prof. G. B. Pellegrini ed il prof. V. De Zanche che con la loro disponibilità ed i loro preziosi consigli hanno permesso la realizzazione di questo lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S., PIPITONE G., 1985, *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda osservati nella Sicilia occidentale*, Boll. Soc. Geol. It. 103.: 671-679.
- CARRARO F., DRAMIS F., PIETRUCCINI U., 1979, *Largescale landslides connected with neotectonic activity in the alpine and apennine ranges*, Proc. 15th Meet. «Geomorphological Survey and Mapping» MO.
- CASTELLARIN A. e VAI G. B., 1982, *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide regionali geologiche*, Soc. Geol. It.: 382.
- CASTIGLIONI G. B., 1961, *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi postwurmiiani*, Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova: 3-121.
- CASTIGLIONI G. B., 1979, *Geomorfologia*, Ed. UTET: 436.
- COBERTALDO D., 1950, *Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese*, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16: 1-49.
- DESIO A., 1973, *Geologia dell'Italia*, Ed. UTET: 1081.
- DIENI I., 1967, *Un alveo sepolto del Chiese nella bassa Val di Daone (Adamello sud-orientale)*, Stud. Trent. Scien. Nat. 44: 3-13.
- DRAMIS F., 1985, *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*, Boll. Soc. Geol. It., 103: 681-687.
- FENTI V., RUZIER D., SILVANO S., SPAGNA V., 1981, *I movimenti franosi della valle Isarco fra Bolzano e Ponte Gardena (Alto-Adige)*, Stud. Trent. Scien. Nat., 58: 59-130.
- FORCELLA F., 1985, *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*, Boll. Soc. Geol. It., 103: 689-696.
- GATTO G., 1980, *L'apparato morenico stadiale del Latemar ed i suoi laghi di origine glaciale*, Stud. Trent. Scien. Nat., 57: 33-62.
- PANIZZA M., CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., SPINA S., 1978, *Esempi di morfotettonica nelle Dolomiti Occidentali e nell'Appennino Centro-settentrionale*, Boll. Comit. Glaciol., 1: 28-54.
- PANIZZA M. e PIACENTE S., 1978, *Messa a punto concettuale per la realizzazione di una cartografia applicata alla stabilità del territorio*, Boll. Comit. Glaciol., 1: 25-27.
- PELLEGRINI G. B., 1975, *Carta geomorfologica del bacino del torrente Valda (Prealpi dell'Alpago)*, L.A.C., Firenze.
- SORRISO-VALVO M., 1985, *Presentazione degli «Atti del I seminario - Deformazioni gravitative profonde di versante»*, Boll. Soc. Geol. It., 103: 667-669.

- SORRISO-VALVO M., 1985, *Un caso di deformazione gravitativa profonda nel bacino della fiumara di Platì (Reggio Calabria)*, Boll. Soc. Geol. It., 103: 698-708.
- TREVISAN L., 1936, *Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta*, Boll. Soc. Geol. It., I^a serie, 16: 117-142.
- TREVISAN L., 1937, *La conca di Stenico (Trento). Vicende glaciali, fluviali e morfologiche*, Stud. Trent. Scien. Nat., 18: 1-21.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CANELLI G. B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G. B., PIANETTI F., SAURO U., 1982, *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*, Soc. Coop. Tip. Padova.

RIASSUNTO – L'A. fornisce il resoconto di un'analisi geomorfologica effettuata su parte della Val Giudicarie (Trentino occ.) utilizzando, tra gli altri mezzi, la fotografia aerea. Si vuole mettere in luce particolarmente il fenomeno preglaciale di scivolamento gravitativo di versante o «Sackung» che ha interessato una vasta superficie. Vengono considerati inoltre gli effetti morfologici del modellamento glaciale, di grandi frane postglaciali e dell'azione fluviale.

ZUSAMMENFASSUNG – Die Geomorphologie des Chiesefluss Tales in der umgebung von Pieve di Bono (West Trentino). Der Autor erteilt den Bericht einer geomorphologischen Studie, die er über Teil des Judicariens (West-Trentino) durchgeführt hat; man hat das Luftbild unter an deren Mitteln verwertet. Man will besonders das voreise Ereignis des schwerkraftischen Gleitens des Hangs oder auch «Sackung» hervorheben, dass er eine weite Fläche angegangen hat. Man beachtet auch die morphologischen Folgen der eisen Formung, einiger nacheisen Erdbeben und der Flusstätigkeit.

SUMMARY – Geomorphologie of the Chiese River valley in the surroundings of Pieve di Bono (West Trentino). The Author reports a geomorphological analysis effected on a zone of the Giudicarie Valley (West-Trentino) using, among the others methods, the aerogrammetric photograph. In particular, the preglacial deep-seated gravitative phenomenon of slope or «Sackung», which interested a large area, is pointed out. Moreover the morphological effects of the glacial modelling, of great post-glacial landslides and of fluvial action, are considered.

RÉSUMÉ – Géomorphologie de la vallée du fleuve Chiese dans les voisinages de Pieve di Bono. L'Auteur réfère d'une analyse géomorphologique effectuée sur une partie de la «Val Giudicarie» (Ouest-Trentino), en utilisant, parmi les autres méthodes, la photographie aérogrammetric. On veut mettre en lumière en particulier le phénomène préglaciaire de glissement gravitativ du versant, ou «Sackung», et qui a intéressé une grande surface. On considère en outre les effets morphologiques du modelage glaciaire, de grands éboulements post-glaciaire et de l'action fluviale.

