

GIANFRANCO ARMARI e LUIGI CANEVE

LE FRANE DELLA ZONA
CRISTALLINA AGORDO - CEREDA
(BELLUNO, ITALIA)

(con 7 figure, 3 tabelle e 1 carta delle frane)



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

551

307

(91)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1991



GIANFRANCO ARMARI * e LUIGI CANEVE **

LE FRANE DELLA ZONA CRISTALLINA AGORDO - CEREDA (BELLUNO, ITALIA)

INDICE

ABSTRACT	137
RIASSUNTO	137
RÉSUMÉ	138
PREMESSA	138
CENNI BIBLIOGRAFICI	139
INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	
GENERALE	139
LITOLOGIA	139
LINEAMENTI TETTONICI	145
LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI	146
I MOVIMENTI DI VERSANTE	148
LA CARTA DELLE FRANE	151
FREQUENZA E DISTRIBUZIONE AREALE DEI MOVIMENTI DI VERSANTE-	
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	152
RINGRAZIAMENTI	153
BIBLIOGRAFIA	153

Key words: Landslides map, slope movements.

ABSTRACT

Landslides in the Agordo-Cereda (Belluno - Italy) crystalline zone were counted in a census, classified and referred to the rock materials on which they are located.

The petrographic characteristics of the metamorphic Paleozoic complex were examined under the mi-

croscope for the main purpose of observing the compositional and structural aspects which may be retained responsible for their mechanical behaviour, inasmuch as such behaviour contributes to the establishment of landslide movements.

A lithological map has been drawn up in which the crystalline basement grounds have been divided in three groups (A, B and C) according to their geological-technical affinities.

By integrating three levels of research - historical research, aerial photogrammetrical study and geological survey - a "landslides map" was drawn, in which the emphasis was placed on the symbolic representation of slope movements, which were classified according to the VARNES method.

Lastly, the frequency and the aerial distribution of the slope movements were assessed on the landslides map.

RIASSUNTO

Le frane della zona cristallina Agordo-Cereda vengono censite, classificate e riferite ai materiali rocciosi su cui sono situate.

Le caratteristiche petrografiche delle rocce del complesso metamorfico paleozoico vengono descritte al microscopio, mirando soprattutto a cogliere quegli aspetti composizionali e strutturali che possono dar ragione del loro comportamento meccanico, in quanto tale comportamento concorre a determinare i movimenti franosi.

Viene proposta una carta litologica dove i terreni del basamento cristallino sono stati suddivisi in tre gruppi (A, B e C) sulla base della loro affinità geologico-tecnica.

Integrando tre metodi di indagine — la ricerca storica, l'osservazione delle foto aeree e il rilevamento sul terreno — si è proceduto alla stesura di una "carta del-

* C.N.R. - Istituto di Geologia applicata alla pianificazione viaria e all'uso del sottosuolo, Corso Stati Uniti, 4 - I-35020 PADOVA (Italia).

** Borsista presso il medesimo Istituto.

le frane" in cui viene privilegiata la rappresentazione simbolica dei movimenti di versante; questi ultimi sono stati classificati secondo il metodo suggerito da VARNES.

Vengono infine valutate sulla carta delle frane la frequenza e la distribuzione areale dei movimenti di versante.

RÉSUMÉ

Les glissements de terrain de la zone cristalline Agordo-Cereda (Belluno - Italie) sont recensés, classés et référés aux matériaux rocheux sur lesquels ils sont situés.

Les caractéristiques pétrographiques des roches du complexe métamorphique paléozoïque sont décrites au microscope en cherchant surtout à mettre en évidence les aspects de composition et de structure pouvant expliquer leur comportement mécanique et dans quelle mesure ce comportement concourt à déterminer les glissements de terrain.

La recherche propose une carte lithologique où les terrains du socle cristallin ont été subdivisés en trois groupes (A, B et C) sur la base de leur affinité géologique-technique.

En intégrant trois méthodes d'enquête - la recherche historique, l'observation des photos aériennes et le re-

levé sur le terrain - on a dressé une "carte des glissements de terrain" privilégiant la représentation symbolique des mouvements de versant; ces derniers ont été classés suivant la méthode suggérée par VARNES.

On évalue enfin sur la carte des glissements la fréquence et la répartition des mouvements de versant dans la zone.

PREMESSA

I movimenti franosi si verificano per il concorso di numerose cause, che incidono sul fenomeno in diversa misura. Tra queste si distinguono fattori estrinseci quali le precipitazioni meteoriche, i terremoti e gli interventi umani, che possono agire come cause scatenanti, e fattori intrinseci quali le caratteristiche geologico-tecniche delle masse in frana, la vegetazione, l'acclività, ecc. Il presente studio si propone di individuare e pesare questi parametri e di rappresentarli attraverso una serie di carte tematiche con lo scopo finale di valutare il pericolo di frana in una zona campione.

L'area prescelta, compresa tra Ponte Alto (Agordo-Belluno) e il torrente Mis (nei pressi di Passo Cereda) (Fig. 1), si presta abbastanza bene

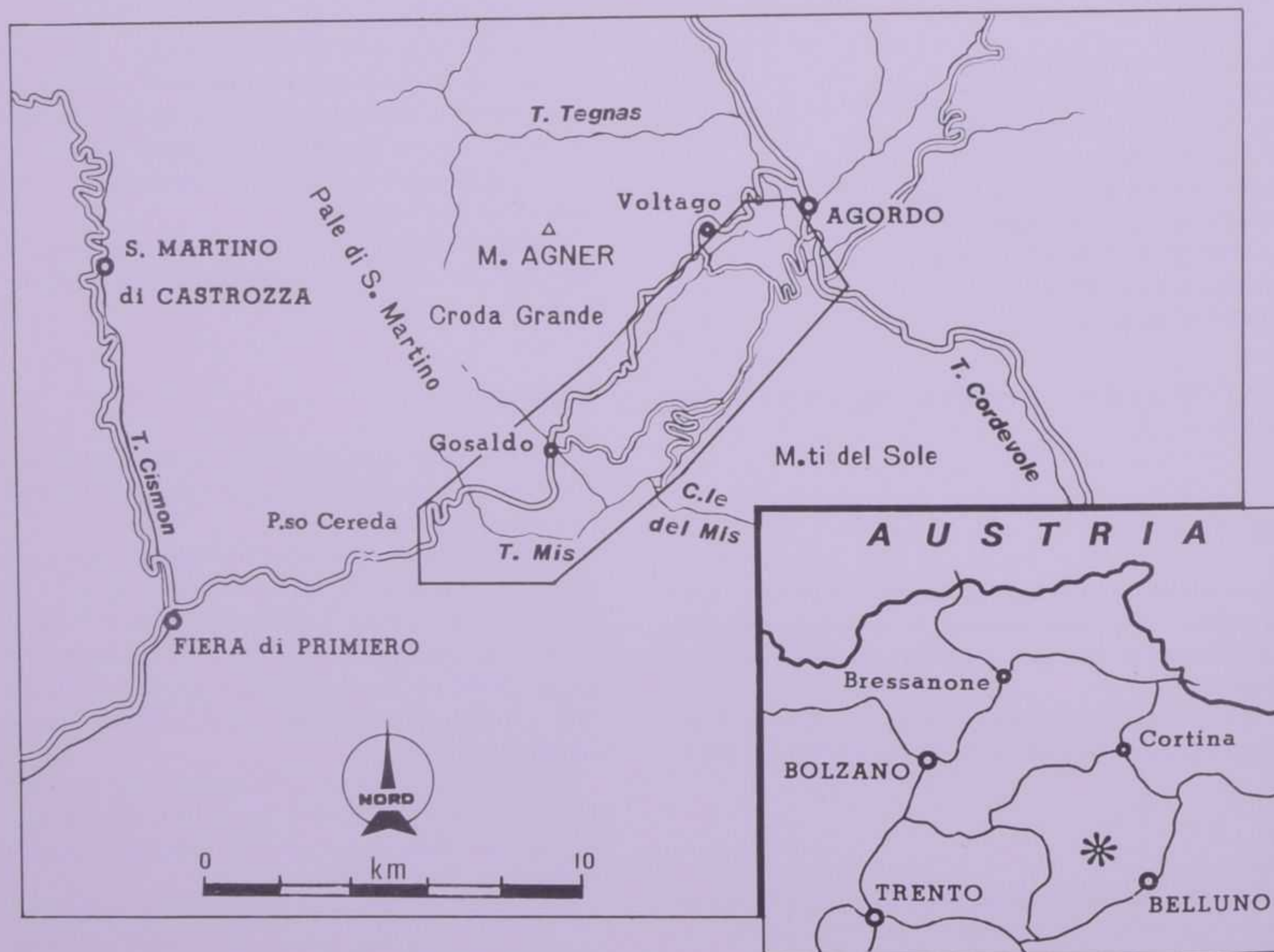


Fig. 1 - Inquadramento geografico della zona studiata.

all'esigenza di disporre di terreni sufficientemente omogenei, tali da comportarsi in modo simile nei diversi movimenti franosi. Quest'area è costituita infatti da una unità litologica ben definita appartenente al complesso metamorfico paleozoico, emergente dai più recenti terreni circostanti in corrispondenza di una stretta fascia anticlinalica.

CENNI BIBLIOGRAFICI

L'area in esame è stata oggetto di coltivazioni minerarie almeno dai tempi della Repubblica di Venezia. Per questo motivo gran parte della bibliografia geologica riguarda argomenti geominerari.

I primi studi di carattere geologico generale e tettonico si devono a MOJSISOVICS (1879) e a TARAMELLI (1882). È di questo periodo la prima descrizione della serie stratigrafica delle Dolomiti.

DAL PIAZ (1912 - 1918) ricostruì la serie stratigrafica degli scisti della zona Agordo - Cereda e di Cima d'Asta ed espresse il parere che "le rocce scistose di tipo più antico corrispondano ai mica-scisti, talcoscisti, ecc. del Vicentino e, forse, anche alle filladi quarzifere inferiori delle Alpi Carniche". Egli ipotizzò inoltre un aumento del metamorfismo da oriente verso occidente. Questo stesso Autore riconobbe la linea della "Valle Imperina - Vallalta" come una "piega-faglia" che, attraverso lo scorrimento dell'ala sud-orientale di una grande anticlinale, ha portato a contatto la serie cristallina con il Trias superiore.

CASTIGLIONI (1935 - 1939) completò il quadro tettonico tracciato da DAL PIAZ e descrisse esaurientemente, dal punto di vista petrografico, i principali litotipi metamorfici affioranti. Egli fornì inoltre importanti deduzioni sulla evoluzione geomorfologica del territorio, perfezionando le precedenti ipotesi riguardanti in particolare la dinamica fluviale e glaciale.

Successivamente D'AMICO (1962) e FELLERER (1972) analizzarono il complesso metamorfico da un punto di vista strettamente petrografico e strutturale, affrontarono il problema cronologico delle formazioni del basamento cristallino e tentarono una ricostruzione paleogeografica del pre-Permiano della zona.

Anche BACCOS (1966), con lo studio sul giacimento cinabifero di Vallalta, propose un interessante schema tettonico.

Più recentemente (1989) POLI e ZANFERRARI, nel quadro delle ricerche sul basamento sudalpino orientale, hanno tentato di ricostruire la stratigrafia premetamorfica e l'assetto tettonico ercinico dei terreni in oggetto. Il cristallino di Agordo viene suddiviso in due gruppi di cui quello inferiore,

di età precaradociana e con unità del Cambriano superiore, comprende tre unità sedimentarie terrigene pelitico-psammitiche (formazione del Col di Foglia, quarzite di Eores e formazione di Rivamonte). Il gruppo superiore, di età compresa tra il Caradociano e il Siluriano, comprende quattro unità formazionali (porfiroidi del Comelico, f. di M. Cavallino, f. di Gudon, "filladi superiori").

L'unica fonte edita di rilievo applicativo, ai fini di uno studio sulla franosità, è dovuta a PELLEGRINI (1969). Egli infatti trattò soprattutto i processi geomorfologici verificatisi lungo gli alvei e sui versanti della Valle del Mis in conseguenza dell'alluvione del 1966.

Vanno citate infine le relazioni inedite di carattere geologico tecnico reperibili presso la Comunità Montana Agordina e gli uffici tecnici comunali; tra queste si ricordano le relazioni del Servizio Geologico d'Italia a cura di MORETTI (1953) e di VALDINUCCI (4 aprile 1967; 31 ottobre 1967; 14 dicembre 1967) ed il "progetto speciale per la difesa del suolo" condotto dallo Studio "Zollet" per conto della medesima Comunità Montana e che riguarda l'intero territorio agordino.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO GENERALE

Il territorio considerato ricade nelle tavolette IGM "Gosaldo", "Agordo" e "Fiera di Primiero" alla scala 1:25.000 (fogli n. 22 e 23) e comprende i comuni di Sagron, Gosaldo, Agordo, Voltago e Rivamonte. Si tratta di una depressione orografica larga in media tre chilometri e lunga una decina, con asse maggiore disposto grossomodo in direzione NE-SW.

Gli elementi morfologici essenziali sono la dorsale del Colle Armarolo e la forma più tozza del Col Piagher, entrambe circondate da corsi d'acqua che aprono profonde incisioni e larghi squarci nelle formazioni metamorfiche. L'area è interamente compresa nel bacino del T. Cordevole e per la maggior parte nel sottobacino del Torrente Mis; quest'ultimo, nella zona in studio, si suddivide a ventaglio in quattro corsi d'acqua principali: i torrenti Mis, Gosalda, Pezza e il Rio Paganin. Al contorno si trovano solchi abbastanza profondi costituiti dalla Val Nogher e dalla Val Sarzana nel settore nord-ovest e dalla Valle Imperina a sud-est.

LITOLOGIA

IL BASAMENTO CRISTALLINO

Le rocce del basamento cristallino affioranti nella zona in esame sono state studiate dal punto

di vista petrografico da numerosi Autori tra i quali, principalmente, CASTIGLIONI (1939), D'AMICO (1962), BACCOS (1966), FELLERER (1972) e POLI e ZANFERRARI (1989). Le differenze tra le classificazioni dei primi Autori citati consistono princi-

palmente nel diverso grado di approfondimento dello studio e nella differente interpretazione dell'origine delle rocce gneissiche ritenute talora orto e talaltra paraderivate. Elementi innovativi si riscontrano nel lavoro di POLI e ZANFERRARI soprat-

TABELLA 1 - Metamorfiti della zona cristallina Agordo - Cereda: quadro comparativo delle classificazioni note in letteratura e classificazione tecnica adottata nella carta delle frane

ARMARI-CANEVE (1991)	FELLERER (1972)	BACCOS (1967)	D'AMICO (1962)	B. CASTIGLIONI (1935-39)
GRUPPO A: rocce a consistenza litoide, prive o quasi di scistosità, generalmente suddivise da uno o più sistemi di discontinuità di origine tettonica.	Albit-Porphroblasten-Schiefer mit Chlorit + Serizit	Formazione paragneissica, gneiss sericitico-cloritici	Paragneiss porfiroblastici albitici con sericite e clorite	Ortogneiss e rocce anfiboliche connesse
	Schiefergneis von Masoch (Albit-Muskowit-Epidot-Gneis)		Paragneiss albitico-muscovitico-biotitico-epidotico-granatiferi presumibilmente polimeta-morfici di Masoch	
	Porphyroide	Gneiss occhiadini sericitici ad albite (ortoporfiroidi) e filladi sericitiche	Porfiroidi e clastoporfiroidi	Ortogneiss e rocce anfiboliche connesse (vedi sopra).
	Metadiabase und Metatuffe (Grünge- steine)		Rocce verdi, metadiabasi, cloritoscisti albitici	
GRUPPO B: rocce a scistosità generalmente accentuata, localmente passanti a litotipi massicci; facile alterabilità in prodotti argillosi.	1) Serizit-Phyllite 2) Phyllite mit postdeformativem Muskowit 3) Phyllite mit postdeformativem Albit	Formazione filladica: filladi quarzifere cloritico-sericitiche ad albite; quarziti micacee localmente ricche di feldspato	1) Rocce filladiche compresi gli scisti semimetamorfici del Col di Foglia 2) Filladi spesso a blastesi muscovitica postcinematica (V. Sarzana, Forc. Aurine, Vallalta) 3) Filladi a blastesi albitica postcinematica, talora epigneiss filladici.	Filladi quarzifere
	Muskowit-Albit-Schiefer	Sono riuniti nella formazione paragneissica (vedi sopra)	Paragneiss albitico-muscovitici (monometamorfici)	L'area comprende filladi quarzifere e, in parte, il paragneiss muscovitico fra Gosaldo e Mis.
GRUPPO C: rocce a scistosità molto elevata, molto erodibili ed alterabili per l'alto contenuto di fillosilicati e sostanza organica	Schwarzschiefer formation: Kohlenstoff-Phyllite Kieselschiefer	Formazione carboniosa: filladi carboniose sericitico-quarzose; quarziti carbonioso-micacee.	Filladi carboniose talora a blastesi albitica postcinematica	Filladi grafitiche
			Mescolanze di filladi carboniose con filladi normali	Filladi grafitiche spesso alternate a filladi normali

tutto per l'individuazione di un parallelismo tra i caratteri litologici e stratigrafici primari dei terreni della zona Agordo-Cereda con quelli delle restanti aree del sudalpino orientale e per aver istituito le formazioni del Col di Foglia e di Rivamonte.

Lo studio petrografico qui condotto è stato limitato ad una verifica e ad una descrizione sommaria delle caratteristiche dei litotipi presenti; per maggiori dettagli si rimanda allo studio di D'AMICO (1962) che, sotto questo profilo, resta il più approfondito e dettagliato. In accordo con le finalità del presente lavoro, è apparso piuttosto opportuno cogliere soprattutto quegli aspetti composizionali e strutturali che permettono di dar ragione dei comportamenti meccanici delle rocce. Sempre seguendo tali esigenze i litotipi presenti sono stati riuniti in tre gruppi (A, B e C) sulla base delle loro affinità geologico-tecniche.

Nella tabella 1 si intende riferire questi tre gruppi di rocce alle classificazioni degli Autori primi citati oltre che confrontare tra loro le classificazioni stesse.

È molto importante rilevare che soprattutto le rocce appartenenti ai Gruppi B e C, dove figurano principalmente litotipi filladici, presentano una particolare attitudine ad alterarsi in prodotti argillosi. Questi ultimi costituiscono una coltre eluviale quasi continua e di spessore molto variabile, dove hanno sede gran parte dei movimenti di versante caratteristici di questa regione.

GRUPPO "A"

Paragneiss porfiroblastici albitici con sericite e cloriti, paragneiss albitico-muscovitico-biotitico-epidotico-granatiferi (presunti polimetamorfici) di Masoch, porfiroidi e clastoporfiroidi, rocce verdi (metadiabasi).

In questo gruppo si sono riunite rocce a consistenza litoide, scarsamente scistose o prive di scistosità. Generalmente sono suddivise da uno o più sistemi di discontinuità piane di origine tettonica. Affiorano spesso in corrispondenza di balze rocciose o forre nei corsi d'acqua ad erosione lineare; presentano quindi un forte rilievo morfologico.

Paragneiss porfiroblastici albitici con sericite e cloriti

Si tratta di rocce chiare o rossastre se alterate, tenaci, massicce o scarsamente scistose, con numerosi graduali passaggi a litotipi filladici ad accentuata laminazione e fissilità; sono molto diffuse nella fascia centrale e settentrionale costituendo la dorsale del Col Toront - Colle Armarolo -

Col Pianezze per scendere verso Digoman e Giove; affiorano inoltre estesamente sulla sinistra orografica della Val dei Molini tra California e Stammere e nella zona di Vallalta.

Al microscopio sono sempre distinguibili chiaramente due serie di superfici di scistosità di cui S1, derivante dagli originari letti psammitico-pelitici, è sempre fortemente ondulata fino a generare per ultrapiiegamento i piani S2 corrispondenti a piani di taglio. Questa configurazione strutturale è peraltro complicata dalla presenza di abbondanti grossi porfiroblasti (4 - 7 mm) quasi sempre deformati e frantumati contestualmente alla genesi di S2. Questi cristalli, costituiti da albite spesso geminata o più di rado quarzosi, deviano le fasce sericitiche ed i piani di taglio (Fig. 2).



FIG. 2 - Paragneiss porfiroblastico albitico a sericite e clorite sulla dorsale da Col Campigol a Turbai. Porfiroblasti albitici, deformati in connessione con la genesi di S2, deviano le fasce sericitiche. NX, 31x. (Foto ARMARI).

La composizione di queste rocce è molto variabile sia per la diversa densità dei porfiroblasti che per la natura della compagine minuta nella quale compaiono quarzo, albite, sericite, cloriti, minerali opachi, apatite, epidoti, calcite, ecc. Le paragenesi più comuni sono: *albite-quarzo-muscovite* e *albite-quarzo-muscovite-clorite*.

Si possono riconoscere tre generazioni di albite, anche coesistenti sullo stesso cristallo. I grossi cristalli albitici infatti preesistevano ad S2 e contemporaneamente alla sua formazione si deformarono e si intorbidarono per sericitizzazione; nello stesso tempo avvenne una parziale ricristallizzazione che risanò le fratture; da ultimi si formarono gli orli postcinematici, limpidi e indeformati, in continuità cristallografica con i nuclei intorbidati.

Porfiroidi

Si tratta di rocce grigie, massicce o moderatamente scistose, presenti in affioramenti relativamente modesti intercalati a paragneiss e filladi. Sono state individuate in corrispondenza di una scarpata d'erosione del Mis fra Marcuz e Botter, a nord di California presso "Stalletta" e sulla strada Miotte — Digoman. Questi litotipi sono ascrivibili alla formazione dei "Porfiroidi del Comelico" largamente presenti sia nel basamento sudalpino che in quello austroalpino delle Alpi orientali (BELLINI e SASSI, 1981).

Al microscopio rivelano struttura blastoporfirica dovuta alla presenza di abbondanti fenocristalli pertitici e di quarzo, che spiccano su una massa di fondo microcristallina, talvolta a tessitura scistoso-fluidale, costituita da livelli sericitici, da quarzo, feldspato e da più rari carbonati, clorite, biotite, minerali opachi, ecc. (Fig. 3).

I fenocristalli pertitici, derivati dallo smescolamento di originari feldspati alcalini di alta temperatura, mostrano abito subidiomorfo con smussamento degli spigoli e anse di corrosione. Essi sono costituiti da feldspato potassico, opacizzato da prodotti di alterazione, entro cui si sono formate plaghe albitiche fresche spesso geminate polisinteticamente. Frequenti i fenomeni cataclastici con fratture ricementate da quarzo a struttura pavimentosa. I fenocristalli di quarzo, ovalizzati e corrosi, mostrano estinzione ondulata.

I porfiroidi della zona cristallina Agordo-Cereda, non mostrando differenze sostanziali rispetto a quelli della sezione tipo del M. Cavallino, derivano anch'essi da vulcaniti e vulcanoclastiti di vario tipo, organizzate in sequenze di prevalente carattere ignimbrico e di composizione riolitica e riodacitica, effuse in ambiente aereo (POLI e ZANFERRARI, 1989).

Pietre verdi (metadiabasi)

Sono rocce scarsamente diffuse e di limitata influenza sui processi di instabilità. Solo in Val Sarzana e a Forcella Aurine (cava presso Stammere) esistono affioramenti di una certa rilevanza (complessivamente alcune centinaia di metri quadrati).



FIG. 3 - Porfiroide al km 0,7 della strada da Miotte a Digoman. Tessitura orientata a bande nella quale spiccano grossi fenocristalli pertitici e di quarzo abbondantemente corrosi e arrotondati. NX, 12,5 x. (Foto ARMARI).

I metadiabasi derivano da lave o tufi basici, hanno colorazione verde scuro, aspetto massiccio o sono localmente interessati da irregolari laminazioni e da discontinuità tettoniche.

Paragneiss probabilmente polimetamorfici di Masoch

Questi litotipi, particolarmente interessanti sotto il profilo petrografico, meritano scarsa attenzione nello studio della stabilità dei versanti in considerazione della loro limitata estensione areale solo nei pressi di Masoch.

Sono rocce chiare, compatte, che derivano da sedimenti terrigeni sabbiosi o sabbioso-argillosi appartenenti al Gruppo superiore di età Caradociano-Siluriana e più precisamente alla formazione di Monte Cavallino (POLI e ZANFERRARI, 1989).

GRUPPO "B"

Rocce filladiche talora a blastesi postcinematica, epigneiss albitici, paragneiss albitico-muscovitici di Sagron-Mis.

Le caratteristiche tecniche delle rocce qui raggruppate, in quanto variabili, si collocano in posi-

zione intermedia rispetto agli altri due gruppi. Infatti, accanto a litotipi ad accentuata scistosità e fissilità, esistono tutti i tipi intermedi fino a massicci in relazione alle caratteristiche e alla composizione della compagine cristallina. In particolare il diverso rapporto quantitativo tra i fillosilicati e i feldspati da un lato e la frazione quarzosa dall'altro, determina la maggiore o minore tendenza delle rocce ad alterarsi in prodotti argillosi, i quali influiscono in maniera determinante sulla resistenza meccanica.

Tutto ciò non può che ripercuotersi sulla morfologia caratterizzata da rilievi mediamente meno accentuati rispetto a quelli costituiti da rocce del Gruppo "A". In condizioni favorevoli, tuttavia, si possono osservare versanti molto acclivi e pareti subverticali come nelle filladi quarzifere prossime a Ponte Alto.

Rocce filladiche

Con questa denominazione vengono raggruppate rocce di composizione assai diversa, caratterizzata da continue variazioni tra un litotipo e l'altro di quelli qui elencati: quarziti, filladi quarzifere, filladi quarzifero-albitiche, filladi sericitico quarzifere, filladi sericitiche. Tra questi tuttavia predominano i tipi intermedi. Esistono inoltre passaggi graduali e sfumati a filladi con blastesi postcinematica o a paragneiss porfiroblastici albitici.

Il colore delle rocce filladiche varia dai toni grigio-argentei al grigio-verde al bruno-rossastro con frequenti noduli e lenti biancastre di quarzo.

Questi litotipi sono largamente diffusi nell'area in studio. Si rinvennero sul Col di Foglia, tra Ponte Alto e Zenich, tra Rivamonte e Forcella Franche e nella fascia che comprende California, Col Campigol, Forcella Aurine, Cristo delle Traversade e il Bosco del Poi.

Sono normalmente riconoscibili due serie di superfici orientate di cui S1 rappresenta l'originaria stratificazione, segnalata dall'alternanza di bande a diversa composizione. Le superfici S1 sono sempre più o meno intensamente ondulate fino a dar luogo, per una specie di ultrapiegamento, alla seconda serie di superfici S2. Queste ultime in genere corrispondono a superfici di taglio che coincidono con i piani assiali delle pieghe e formano con S1 angoli per lo più compresi tra 30° e 60°.

I minerali presenti manifestano una diversa attitudine a deformarsi e ad adattarsi ai piani S2, nonché una diversa capacità a ricristallizzare. Così, dove predominano le bande sericitico-cloritiche o le zone miste quarzo-albitico-sericitico-cloritiche, si sviluppano micropieghettature e lamina-

zioni che si manifestano con piegamenti e rottura delle lamine secondo S2, ma anche con ricristallizzazioni ed orientazione secondo la nuova direzione. Contemporaneamente i materiali più mobilizzabili, quali le sostanze carboniose, gli idrossidi limonitici, la calcite, ecc., si dispongono facilmente secondo S2 (Fig. 4).



FIG. 4 - Fillade sericitico quarzifera a blastesi albitica postcinematica con pigmento carbonioso in località Miotte. Per piegamento dei piani S1 si originano flessure e fratture, spesso dislocate, disposte secondo superfici S2; piccoli blasti albitici postcinematici. NX, 31x. (Foto ARMARI).

Viceversa, dove prevalgono i letti granoblastici e gli aggregati di quarzo, si notano pieghe a più ampio raggio e rigenerazioni cristalline molto minori (Fig. 5).

Il metamorfismo, pur non superando mai le condizioni epizonali (facies degli scisti verdi), si manifesta con gradi di ricristallizzazione abbastanza vari e crescenti dal settore nord-orientale a quello sud-occidentale. Parallelamente si manifesta una crescente tendenza alla micropieghettatura.

Le caratteristiche meccaniche delle rocce filladiche sono evidentemente influenzate dalla fenomenologia sopradescritta. In particolare, la formazione dei piani S2 che, come abbiamo visto,



FIG. 5 - Fillade quarzifera sulla sinistra orografica di Val Nogher. Letti sericitici ripiegati secondo S₂ racchiudono quarzo microcristallino o in lenti deformate ad estinzione ondulata. NX, 12,5 x. (Foto ARMARI).

corrispondono spesso a superfici di taglio, indebolisce sicuramente la compagine cristallina, mentre i fenomeni di ricristallizzazione, laddove sono più intensi, possono migliorare le caratteristiche geomeccaniche. Ciò si verifica ad esempio dove è stata possibile una intensa cristallizzazione postcinematica con formazione di lenti di gneiss albitici minuti entro le filladi.

Paragneiss albitico-muscovitici (Sagron-Mis)

Sono rocce di colore grigio chiaro che per la loro elevata fissilità sono state collocate nel "Gruppo B", assieme alle rocce filladiche. Sono largamente diffuse in tutto il settore sud-occidentale tra la Val dei Molini e la Val del Mis, nel tratto a monte di California; un lembo si spinge verso Forcella Aurine.

Queste rocce monometamorfiche sono costituite da quarzo, albite e muscovite, spesso accompagnati da cloriti ed epidoti e talora da calcite, biotite e granati. Il grado di cristallinità è più elevato di quello delle rocce paraderivate sin qui descritte; albite e quarzo sincinematici tendono a disporsi parallelamente all'unica serie di superfici ondulate di scistosità. I blasti albitici sono in genere meno

sviluppati che nei paragneiss porfiroblastici. Transizioni verso questi ultimi litotipi o verso le filladi sono frequenti soprattutto nelle zone marginali.

GRUPPO "C"

Filladi carboniose talora a blastesi albitica postcinematica; mescolanze di rocce filladiche con filladi carboniose.

I litotipi di questo gruppo sono caratterizzati da una scistosità molto elevata e da un alto contenuto di fillosilicati e di sostanza organica; sono perciò facilmente erodibili ed alterabili. Per questi motivi i versanti sono poco acclivi, le forme arrotondate ed il rilievo morfologico risulta più attenuato rispetto a quello dei due gruppi descritti in precedenza.

Filladi carboniose talora a blastesi albitica postcinematica; alternanze di rocce filladiche e filladi carboniose

Le filladi carboniose sono rocce finemente scistose, nere o molto scure, che a volte si alternano fittamente alle filladi chiare. Sono diffuse soprattutto nella bassa Valle Imperina e nella zona tra Selle e Tiser.

POLI e ZANFERRARI (1989) collocano queste rocce nella Formazione del Col di Foglia, formazione che SASSI *et al.* (1984) e KALVACHEVA *et al.* (1986), in seguito al rinvenimento di una associazione di Acritarchi, attribuiscono al Cambriano superiore.

La composizione è molto simile a quella delle filladi sericitico-quarzifere o delle filladi a blastesi albitica, con l'aggiunta di abbondante sostanza carboniosa, la quale evidenzia maggiormente i motivi strutturali.

LE FORMAZIONI QUATERNARIE

Alluvioni antiche

Le alluvioni antiche sono rappresentate da conglomerati alluvionali (puddinghe) costituiti da ghiaia e ciottoli ben cementati da una matrice sabbiosa. Gli inclusi hanno composizione litologica varia, che comprende praticamente tutti i termini della serie stratigrafica delle Dolomiti, dal basamento ai calcari del Lias, ma dove prevalgono elementi carbonatici, più spesso dolomitici. Sono presenti principalmente lungo la Valle del Mis, nel tratto a monte di California; CASTIGLIONI (1939) attribuisce dubitativamente questi conglomerati cementati all'interglaciale Riss-Wurm.

Depositi morenici

Si possono distinguere nettamente due tipi di depositi morenici: il più diffuso è caratterizzato da una matrice argilloso limosa che racchiude ciottoli e/o blocchi, di solito ben smussati e levigati, comprendenti un miscuglio eterogeneo di termini metamorfici, di arenarie, di siltiti e di rocce carbonatiche in proporzioni variabili; il secondo tipo è viceversa costituito da uno sfasciume di detriti calcarei a grandi blocchi e massi generalmente spigolosi e privi di matrice definita.

Mentre la varietà di litotipi presenti nei primi depositi fa supporre apporti fin dall'alto Cordevole attraverso Forcella Franche, l'uniformità litologica dei secondi, localizzati nell'alta Valle del Mis ed in particolare presso Don di Gosaldo, indica un'origine locale dovuta all'apporto dei ghiacciai delle piccole valli laterali.

L'età è da ritenersi Wurmiana o al più stadiale (stadio alfa) per i depositi del secondo tipo (CASTIGLIONI, 1939).

Alluvioni recenti o attuali

I depositi alluvionali, talora terrazzati, e le conoidi sono costituiti da materiali sciolti a granulometria variabile dai massi di alcuni metri cubi, ai ciottoli, alla ghiaia fino alla matrice sabbiosa. La composizione litologica è varia ma i clasti calcarei prevalgono decisamente. Si tratta sempre di depositi postglaciali olocenici.

Depositi vari

Tra questi si annoverano i depositi torbosi che colmano alcune aree di sovraescavazione glaciale sulla dorsale del Monte Armarolo, i detriti di versante sparsi un po' ovunque alla base di dirupi e pareti rocciose, costituiti da massi di volume variabile fino a un metro cubo circa e, infine, gli accumuli di frana che saranno descritti più avanti nel paragrafo relativo a questi fenomeni. L'età è sempre olocenica.

LINEAMENTI TETTONICI

Il principale motivo strutturale è costituito da un'ampia anticlinale che, nell'area in studio, produce il suo massimo sollevamento determinando l'affioramento del substrato cristallino. Questa struttura forma un elissoide allungato in direzione nord-est sud-ovest ed immerso verso nord-est dove affiora l'unità più superficiale semimamorfica del Col di Foglia. L'anticlinale è inoltre asimmetrica, presentando la gamba sud-orientale rovesciata e fortemente stirata da una delle più im-

portanti linee tettoniche delle Dolomiti e cioè dalla "Linea della Valsugana". Nel tratto compreso tra la Valle Imperina e la Val Paganin, questa importante piega-faglia ha il suo massimo rigetto tanto da portare a contatto il basamento cristallino con la dolomia principale.

In questo quadro strutturale d'insieme si inseriscono elementi tettonici minori che possono rivestire un ruolo decisivo nel favorire alcuni movimenti franosi: si tratta essenzialmente di pieghe, faglie e fratture.

Le rocce metamorfiche della regione in studio hanno fornito una diversa risposta alle sollecitazioni tettoniche in funzione del grado metamorfico e del contenuto in fillosilicati. In linea generale si osserva infatti un comportamento tendenzialmente più fragile nel settore nord-orientale (comprendendo anche alcune filladi carboniose) e plastico nel settore sud-occidentale, dove prevalgono le pieghe sulle fratture parallelamente al progredire del grado metamorfico.

In relazione alla composizione mineralogica le rocce filladiche, a causa del loro comportamento plastico, sono state maggiormente interessate da fenomeni di ripiegamento alla scala mesoscopica, con raggi di curvatura compresi tra qualche centimetro e qualche metro ed asse immergente per lo più a nord e subordinatamente verso nord-est. Le brusche variazioni di giacitura dei piani di scistosità dovute a queste strutture possono determinare rapide variazioni locali delle condizioni di stabilità della massa rocciosa. Come effetto parossistico delle pieghe si può passare, attraverso fenomeni di stiramento ed uncinatura, a faglie vere e proprie accompagnate da cataclasi lungo il piano di taglio.

Le fratture senza rigetto sono più o meno diffuse ovunque, ma la loro frequenza e continuità sono maggiori nelle rocce gneissiche più rigide e competenti. Queste fratture costituiscono famiglie di giunti subparalleli e diversamente spazati, che si intersecano secondo diverse angolazioni e suddividono la massa rocciosa in blocchi di varie dimensioni. È chiaro che la stabilità di questi blocchi è in stretta relazione con la reciproca posizione nello spazio dei piani di discontinuità e dei versanti montuosi, creando talora condizioni di equilibrio precario per la possibilità di scivolamento o ribaltamento dei blocchi stessi. Concorrono evidentemente al grado di stabilità anche altri fattori, quali la rugosità e lo stato di alterazione dei giunti, la qualità della roccia, ecc., che verranno valutati separatamente per dare un quadro puntuale di tali condizioni attraverso rappresentazioni cartografiche specifiche.

Un discorso separato meritano alcune faglie maggiori (forse connesse a fenomeni di neotettonica) che costituiscono balze rocciose ad altissima instabilità per la possibilità di crolli.

LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

La depressione Agordo - Cereda è un tipico esempio di inversione del rilievo; infatti al forte sollevamento strutturale ha fatto riscontro una intensa e profonda erosione favorita inizialmente dallo stato tensionale delle rocce e successivamente dalla spiccata erodibilità dei litotipi metamorfici.

Il processo erosivo è avvenuto con una certa selettività in dipendenza da una diversificazione geomeccanica delle varie specie litologiche. Ad esempio, la dorsale del M. Armarolo, costituita da rocce gneissiche ad elevata resistenza meccanica, presenta un maggior risalto morfologico, originando spesso balze rocciose ed incisioni vallive molto strette.

Nell'insieme, tuttavia, la regione mostra una morfologia morbida con forme arrotondate anche se non mancano interruzioni del pendio costituite da superfici rocciose spianate, nelle quali incombono talora dirupi più o meno scoscesi che danno luogo a serie di terrazzi difficilmente correlabili tra loro. Fra tutti vanno ricordati i terrazzi di Laveder, quello di Rivamonte-Miotte, quelli di Col Paternoster, del Bosco del Poi e delle Roste.

In merito alla successione temporale dei solchi vallivi sembra verosimile l'ipotesi di CASTIGLIONI (1939) secondo cui le valli trasversali alle barriere di rocce compatte, malgrado il loro aspetto giovanile, si sarebbero formate per prime (Valle del Cordevole e Valle del Mis) mentre le valli a sviluppo longitudinale (Val Imperina, Val Paganin, Val Sarzana), impostatesi in aree più erodibili per motivi litologici (contatto tra formazioni a diversa resistenza meccanica) o strutturali (linea della Val Sugana), sarebbero susseguenti.

L'area Agordo-Cereda presenta abbondanti tracce delle epoche glaciali quaternarie; l'effetto erosivo dei ghiacciai è stato particolarmente intenso nelle rocce tenere. Nelle valli del Cordevole e del Mis, interessate dalle principali correnti glaciali, si sono formate delle zone di sovraescavazione attualmente occupate da sedimenti continentali olocenici; la principale di queste "depressioni" è la conca di Agordo, che nell'immediato postglaciale formava un ampio bacino lacustre; un truogolo glaciale di dimensioni più ridotte, in rapporto al minore bacino di alimentazione, si rinviene nel tratto a monte della stretta di Titele fino a California.

Nelle rocce dure gli effetti dell'esarazione sono meno intensi limitandosi a forme minori come strie e rocce montonate.

Depositi morenici ricoprono qua e là gli antichi livelli in roccia. Alcuni dossi di Val Sarzana presso Voltago e Frassenè sono ben riconoscibili come morene frontali. Altre morene si rinvencono estesamente nell'area di Villa S. Andrea, in Val Rognola e nei dintorni del villaggio di Mis; si tratta generalmente di depositi a matrice argillosa ed elementi di rocce metamorfiche, ma talora anche carbonatiche (dolomie e calcari del Lias) o di porfidi, siltiti, arenarie, ecc.; la dimensione media degli elementi è di alcuni centimetri e solo raramente supera i 30 cm di diametro.

Si ipotizza che intensi fenomeni periglaciali abbiano interessato le morene a monte di Mis. Il corpo sedimentario sul quale sorge questo villaggio potrebbe essere un deposito di glaciais. Altre morene hanno subito fenomeni di rimaneggiamento superficiale, formando sui versanti superfici inclinate molto regolari; l'esempio più tipico è la Val Rognola. Un deposito di Kame si trova a Lagon, ad est di F. Aurine; altri riempimenti di origine fluvioglaciale o da torbiera, ben individuabili anche da foto aerea, si rinvencono alla sommità della Val Pezza presso Colt Alt. Estesi depositi fluvioglaciali, intagliati dal torrente attuale, occupano inoltre il tratto fra Voltago e Frassenè in Val Sarzana.

L'Olocene è caratterizzato soprattutto da una generale erosione lineare dei versanti da parte dei corsi d'acqua minori e da estesi alluvionamenti di fondovalle. L'ampia conoide composita della Bordina e della Missiaga è la forma principale. Seguono i riempimenti di Titele-California in valle del Mis e il bel sistema di conoidi della Val Paganin. Un corso d'acqua caratterizzato da attività morfologica molto intensa è il torrente Gosalda (Val Molini), che discende molto ripido dalla Croda Grande; diffusissime frane di sponda forniscono materiali che, mescolati ad acqua durante le ondate di piena, causano talvolta trasporti in massa che si riversano e si accumulano sui tratti meno pendenti dell'alveo. Questo meccanismo, innescatosi ad esempio durante l'alluvione del novembre 1966, ha sconvolto il centro di Don e distrutto la frazione di California Agordina (cfr. PELLEGRINI, 1969) (Fig. 6).

Il postglaciale è stato caratterizzato da imponenti crolli nelle pareti di paragneiss. Notevoli accumuli dovuti a queste frane si rinvencono sul versante sud del Monte Armarolo, nel tratto compreso fra Rivamonte e Tiser; i massi superficiali di questi depositi presentano tracce piuttosto spinte di degradazione atmosferica; inoltre nelle



FIG. 6 - La frazione di California Agordina sconvolta dall'alluvione del novembre 1966: l'ondata di piena del Torrente Gosalda ha trasportato un'enorme quantità di materiale, depositatosi sotto forma di un'ampia conoide alla confluenza con il Torrente Mis (Foto gentilmente concessa dal Prof. C. FRIZ).



FIG. 7 - Solco di erosione formatosi nella coltre eluviale filladica nel novembre 1966 in località Lagon (strada del Cristo delle Traversade), (foto gentilmente concessa dal Prof. G.B. PELLEGRINI).

aree di provenienza di questi materiali si sono formati dei detriti di falda attualmente ben stabilizzati. Da questi elementi si suppone che l'età dei suddetti crolli sia riferibile all'Olocene antico. Una notevole massa di dolomia si è staccata dalla mon-

tagna di Sopracroda (Piz del Mezzodi) ed ha attraversato la Forcella Franche sovrapponendosi ai detriti paragneissici a cavallo della strada per Gosaldo.

L'erosione dei corsi d'acqua causa l'arretramen-

to progressivo delle scarpate, che avviene con modalità diverse in funzione della natura delle rocce, del regime fluviale del corso d'acqua e quindi della sua capacità erosiva, ecc.; nelle rocce filladiche i processi di approfondimento vallivo sono spesso accompagnati da scivolamenti rotazionali e traslativi che coinvolgono generalmente solo il regolite e da deformazioni plastiche superficiali e profonde; in presenza di paragneiss ad elevata resistenza meccanica prevalgono invece fenomeni di crollo e di scivolamento.

Tuttavia l'erosione fluviale ed i probabili fenomeni di neotettonica già menzionati non sono le uniche cause d'instabilità idrogeologica; nei versanti in filladi oppure nelle morene ad abbondante matrice argillosa i processi pedogenetici causano un progressivo decadimento delle proprietà meccaniche dei suoli, che può culminare in fenomeni di dissesto; questi avvengono di solito in aree caratterizzate da elevata attività antropica (pascoli, prati e colture, superfici disboscate o con vegetazione fortemente degradata); i versanti di questo tipo sviluppano di solito franamenti di tipo "flow" (*debris-heart-flow*), spesso associati ad erosione a fossi (*gully erosion*) (Fig. 7). Gli accumuli di frana di questo tipo hanno generalmente dimensioni ridotte (< 500 mc) e spesso vengono dilavati e/o asportati per azione delle acque superficiali.

I MOVIMENTI DI VERSANTE

I fenomeni franosi individuati nella regione studiata sono stati distinti seguendo la classificazione di VARNES (1978), tenendo conto anche delle semplificazioni ed adattamenti agli ambienti geologici italiani suggeriti da CARRARA *et al.* (1983) nell'ambito del Progetto Finalizzato "Conservazione del suolo".

Questa classificazione, ormai di uso comune, si basa su due criteri principali: in primo luogo sul "tipo di movimento" e secondariamente sul "tipo di materiale". Secondo CARRARA *et al.*, essa risponde bene alle esigenze di scientificità, di finalizzazione e di praticità che vanno posti alla base di una sistematica razionale. Dal nostro punto di vista possiamo affermare che la tipologia dei movimenti di versante incontrati rientra perfettamente negli schemi proposti da VARNES.

CROLLI E RIBALTAMENTI DI ROCCIA

Questi tipi di frana interessano, con maggior frequenza, le masse rocciose a comportamento rigido, normalmente suddivise da più sistemi di discontinuità; vengono qui trattati insieme anche

se il processo evolutivo è alquanto diverso. Nei crolli (*falls*) volumi rocciosi di dimensioni assai diverse si staccano da pareti verticali o da versanti fortemente inclinati e scendono in caduta libera, saltano, rimbalzano e rotolano lungo il pendio con movimenti molto rapidi. I ribaltamenti (*topples*) sono viceversa movimenti rotazionali di uno o più massi rocciosi intorno ad un asse di rotazione sotto l'azione della gravità e/o di forze esercitate dai massi adiacenti, dall'acqua circolante nelle fratture, dal gelo e disgelo, dal progressivo aumento di volume degli apparati radicali, ecc. La rotazione può essere favorita dalla deformabilità della formazione su cui poggiano i massi, in conseguenza della sua plasticità e del suo grado d'alterazione. Successivamente questo movimento può evolvere oppure no in crolli o scivolamenti con le eventuali conseguenze sui manufatti proprie di questi fenomeni.

Il distacco dei materiali rocciosi avviene, in entrambi i casi, lungo superfici di discontinuità preesistenti, generalmente di origine tettonica. La zona di distacco è, per lo più, molto irregolare e solo nei crolli di maggior estensione si nota una vaga forma concava ad anfiteatro delle nicchie.

Gli accumuli di frana sono ammassi caotici di blocchi spigolosi e poliedrici che, in superficie, sono privi di detrito fine; il volume degli elementi è variabile da qualche centimetro ad alcuni metri cubi.

Nella regione in esame i crolli in roccia costituiscono le aree franose a maggior estensione e hanno coinvolto i maggiori volumi di materiale; questi, in alcuni casi, sono dell'ordine delle migliaia di metri cubi per ogni singolo evento. È necessario tuttavia far notare che, mentre le tracce dei crolli e dei ribaltamenti si conservano pressoché indefinitamente, quelle relative agli scorrimenti superficiali si obliterano rapidamente. Da ciò può derivare l'apparente maggior diffusione dei primi. Per questo motivo è apparso opportuno separare i crolli e i ribaltamenti antichi da quelli più recenti (vedi tab. 3 nelle conclusioni).

I crolli più antichi sono anche quelli di maggior estensione areale e sono diffusi principalmente lungo la dorsale del M. Armarolo, a monte del tratto compreso fra Rivamonte e Tiser. Essi, in base allo stato di alterazione dei depositi e ai rapporti con le altre formazioni quaternarie (per esempio i detriti di versante), vengono riferiti all'Olocene antico. Allo stato attuale si possono considerare completamente stabilizzati.

Le aree di crollo e ribaltamento attualmente attive sono legate a versanti molto inclinati o subverticali. Le scarpate dovute ad erosione fluviale presentano il maggior grado di attività; in questi

casi ciascun evento franoso coinvolge volumi rocciosi di alcune decine di metri cubi al massimo. Nelle strette incisioni fluviali, dove l'isolamento di blocchi di paragneiss è favorito oltre che dalle discontinuità tettoniche anche da sottili intercalazioni filladiche, i ribaltamenti sono piuttosto frequenti.

SCIVOLAMENTI IN ROCCIA

Le masse rocciose sono costantemente suddivise in volumi minori da superfici di diversa origine, quali i piani di scistosità, i giunti di stratificazione, le faglie e le fratture di origine tettonica che interrompono la continuità della massa stessa e ne determinano un comportamento meccanico anisotropo. Lungo tali superfici di discontinuità ed in condizioni particolarmente sfavorevoli possono avvenire scivolamenti traslativi di volumi rocciosi più o meno intensamente suddivisi in rapporto alla densità, alla continuità e al grado di separazione delle fratture (*block or broken slides*). La possibilità che gli scivolamenti si verificano dipende da numerosi fattori, quali principalmente la reciproca posizione nello spazio della superficie di scivolamento e del versante montuoso, la continuità della superficie, la sua rugosità, lo stato di alterazione, la presenza di materiali argillosi interposti, la presenza di acqua circolante nel sistema di fratture, ecc. Gli scivolamenti traslativi possono via via trasformarsi in movimenti di tipo "flow" se il grado di frantumazione della roccia franata è elevato e se il contenuto in acqua aumenta.

Nella regione in esame le superfici di scistosità delle formazioni metamorfiche esistenti sono orientate in maniera tale che solo raramente possono verificarsi scivolamenti lungo tali superfici. Infatti in tutto il settore sud-orientale i piani di scistosità risultano a reggipoggio, mentre nel settore nord-occidentale prevalgono condizioni a franapoggio più inclinate del versante. Le aree soggette a fenomeni di scivolamento lungo i piani di scistosità sono pertanto possibili solo dove variazioni locali di giacitura del versante dispongono a franapoggio sistemi di discontinuità normalmente a reggipoggio. Ciò può avvenire, ad esempio, lungo incisioni vallive laterali oppure laddove esistono locali aumenti di pendenza dovuti a scarpate d'erosione fluviale o ad attività antropiche.

Le discontinuità di origine tettonica sono raggruppate in famiglie orientate secondo direzioni diverse, variabili da zona a zona. Pur essendo presenti in tutte le formazioni rocciose della regione, determinano più facilmente condizioni di instabi-

lità nelle rocce a comportamento rigido e fragile dovuto alla prevalenza della componente quarzoso-feldispatica su quella fillosilicatica.

Alcuni scivolamenti traslativi nelle filladi sono stati riconosciuti nella bassa Val Noger presso Gosaldo, ma sono senz'altro più frequenti quelli che avvengono lungo i tagli stradali, in special modo nel tratto Forcella Aurine-Cristo delle Traversade e Digoman-Voltago. In tutti i casi si tratta di fenomeni di modesta entità (volume di materiale coinvolto in media pochi metri cubi).

SCIVOLAMENTI DI TERRA E DETRITO

Questi fenomeni riguardano la coltre di alterazione delle rocce metamorfiche, i materiali eluvio-colluviali da esse derivati, i depositi morenici e quelli detritici in generale. Il movimento si innesca, in genere, a causa dell'assorbimento di acqua meteorica che si traduce in aumento delle pressioni neutre e, di conseguenza, in una diminuzione della resistenza al taglio dei materiali. Le superfici di scorrimento possono formarsi a varie profondità nel regolite. Molto frequenti sono i casi in cui lo scivolamento coinvolge soltanto il suolo vegetale fino alla base dello strato nutrizionale delle radici; altre volte lo strato di terreno interessato si spinge fino alla base del regolite, all'interfaccia roccia sana-detrimento di degradazione. Appare evidente che, soprattutto in quest'ultimo caso, la superficie di scivolamento non risulta ben definita, non essendo ben definito il limite tra roccia sana e degradata.

Nella regione in esame sono riconoscibili scivolamenti sia traslativi che rotazionali, anche se questi ultimi non sono mai definibili come veri e propri "slump" poiché, data l'inomogeneità del terreno geologico, le superfici di scivolamento non possono risultare regolari.

Il fenomeno viene favorito generalmente da erosioni alla base dei versanti. Con questo meccanismo si esplica gran parte dell'attività morfologica dei torrenti che, attraverso la continua erosione al piede, inducono nei versanti scivolamenti successivi; i materiali franati vengono normalmente rimobilizzati per mescolamento con acqua.

Tipici scivolamenti in materiali sciolti, dovuti ad attività antropica, si rinvengono nelle scarpate stradali dove mancano muretti e gabbionate di protezione.

COLATE

Con il termine "colata" (*flow*) si definiscono quei fenomeni gravitativi nei quali il movimento non avviene lungo superfici di rottura definite e

continue ma con modalità paragonabili a quelle di un fluido viscoso. Il paragone resta valido anche in riferimento alla distribuzione delle velocità nel corpo di frana. Movimenti definibili in questo modo possono coinvolgere tanto la roccia che il detrito grossolano e i materiali fini. La velocità può essere variabilissima, da estremamente rapida (> 3 m/sec) ad estremamente lenta ($< 0,06$ m/anno), secondo una scala di valori fornita da VARNES.

Per quanto obbediscano agli stessi criteri classificativi di VARNES, risulta difficile assimilare il catastrofico "flow" che, durante il terremoto del Perù del 1970, viaggiò a circa 300 Km/ora e seppellì la città di Yungay causando 18.000 vittime, con i movimenti plastici di pochi centimetri l'anno che possono provocare per lo più la deformazione di qualche manufatto. Per questo motivo è sembrato opportuno tener conto del diverso sviluppo spazio-temporale di questi fenomeni e riservare il termine di "deformazioni plastiche" alle colate lente.

Nel territorio in esame le colate interessano depositi di materiali incoerenti, suoli di origine morenica e di derivazione filladica; in alcuni casi si può ipotizzare che anche il substrato roccioso filladico venga coinvolto nel movimento a causa della fluidificazione dei prodotti argillosi in cui facilmente si altera.

In base alle dimensioni delle masse in movimento, alle caratteristiche del moto e alla sua evoluzione spazio-temporale, sono stati distinti tre tipi di colate: le colate di terra o di detrito, le deformazioni plastiche profonde e le deformazioni plastiche superficiali.

Colate di terra o di detrito

Sotto questa denominazione vengono raggruppati i movimenti caratterizzati da notevole velocità di traslazione. Nelle frane di questo tipo è possibile distinguere un'area di alimentazione, un canale di frana con ripide pareti e lunghezza assai variabile e una zona di accumulo che spesso può raggiungere la base del pendio. La forma naturale dell'accumulo di frana presenta vari lobi e irregolarità che il più delle volte vengono asportati dalle acque torrentizie o di ruscellamento o artificialmente.

Nella regione in studio le colate di terra sono frequenti soprattutto sui versanti filladici dove i processi pedogenetici, assai rapidi ed intensi, producono un suolo a forte componente argillosa, con spiccata tendenza a fluidificare.

In varie occasioni si sono potute osservare direttamente le fasi iniziali del fenomeno, consistenti nella formazione di crepe ad andamento ir-

regolare sulle superfici prative. Anche se spesso a questa fase non fanno seguito immediati deformazioni più vistose, le crepe costituiscono vie di più facile accesso all'acqua meteorica e predispongono il terreno ad ulteriori deformazioni associate a successivi eventi meteorici; in rapporto a tali eventi infatti le colate di terra sono soggette a fasi alterne di arresto e di ripresa. A queste frane si accompagnano altri dissesti idrogeologici ed in particolare l'erosione a fossi dovuta al ruscellamento delle acque meteoriche (vedi Fig. 7).

L'incidenza delle colate di terra e dell'erosione a fossi risulta fortemente influenzata anche dall'uso del suolo. La frequenza di questi fenomeni risulta infatti maggiore in presenza di pascoli, superfici prative o coltivi mentre è pressoché assente in tutte le superfici boscate. L'evoluzione morfologica di queste ultime avviene viceversa per erosione lineare, accompagnata spesso da scivolamenti e da deformazioni plastiche profonde. Questo diverso comportamento può essere attribuito all'effetto regimante della vegetazione arborea sulle acque meteoriche e, ancor più, alla consolidazione del suolo dovuta agli apparati radicali.

Non si può trascurare infine il fatto che un uso specifico e prolungato del suolo può influire sulle sue caratteristiche litotecniche.

L'estensione areale delle colate di terra si limita spesso a poche decine di metri quadrati di superficie per uno spessore di qualche decimetro. In questi casi la loro pericolosità è perciò legata non tanto all'estensione ma piuttosto al fatto che possono interessare versanti anche poco acclivi, in apparente stato di equilibrio, che, in rapporto alla quota e all'esposizione, possono essere sede di insediamenti, di manufatti o di superfici coltivate.

Deformazioni plastiche profonde

Nella regione in esame le deformazioni plastiche profonde, definibili come indicato più sopra, interessano suoli di origine filladica ad abbondante matrice argillosa e coinvolgono probabilmente l'intero spessore del manto eluviale e forse anche le porzioni superiori del substrato roccioso. Quest'ultimo, quando affiora, risulta assai alterato e fittamente suddiviso dai piani di scistosità.

Queste masse si muovono assai lentamente e spesso in maniera differenziale nelle diverse porzioni dello stesso corpo di frana. I movimenti sono normalmente dell'ordine dei centimetri o della decina di centimetri l'anno ed avvengono con ciclicità stagionale nel periodo del disgelo o con pulsazioni associate a precipitazioni piovose di forte intensità. In occasione di eventi eccezionali del tipo di quello del novembre 1966 si sono riscontrati, a zone, spostamenti di alcuni metri.

In testata queste colate tendono ad evolvere in senso retrogressivo e spesso si articolano in movimenti di diverso tipo, come gli scivolamenti rotazionali che lasciano scarpate facilmente riconoscibili. Movimenti di questo tipo interessano il contorno della vasta deformazione plastica profonda situata tra le frazioni di Selle e di Tiser.

In Valle Imperina (frazioni di Conca, Montas, Foca), nell'area di Selle-Tiser e presso Don di Gosaldo, i movimenti sono favoriti dalla presenza di corsi d'acqua in erosione attiva che asportano progressivamente i prodotti di accumulo. Stillicidi e piccole sorgenti sono frequenti sia al contorno che nel corpo delle colate; spesso la presenza d'acqua viene evidenziata dalla vegetazione igrofila (ontani, giunchi, càrici, equiseti).

I movimenti qui descritti producono periodici danni alla viabilità e agli edifici. Nella zona compresa tra le frazioni di Tiser e Selle in Comune di Gosaldo il movimento interessa una vasta area di circa 250.000 m². Le strade sono qui soggette a continue deformazioni localizzate sempre negli stessi punti. Un piccolo acquedotto che serve la frazione di Stalliviere è stato dotato di tubature telescopiche e di giunti deformabili per compensare i movimenti del terreno.

Sulla destra orografica della Val dei Molini, presso Don di Gosaldo, un'ampia colata produce la traslazione in blocco della sede stradale e la sua periodica interruzione.

In contrada Sarasin le deformazioni del terreno hanno prodotto seri danneggiamenti a parecchi edifici. La situazione è peggiorata dopo il taglio del versante per una variante stradale e la costruzione di un muro di sostegno rigido e scarsamente drenato.

Deformazioni plastiche superficiali

Con questa denominazione si definiscono quelle deformazioni che investono la parte superficiale dei suoli a forte componente argillosa per uno spessore massimo non superiore al metro. Anche in questo caso il movimento è assai lento, dell'ordine dei centimetri annui, e si produce in seguito al disgelo primaverile o a precipitazioni intense. Il fenomeno viene evidenziato dal piegamento della vegetazione o dai danni prodotti che sono, in genere, di lieve entità. Si possono così notare deformazioni della copertura stradale, dei muretti di contenimento, delle canalette di scolo, di edifici con fondazioni superficiali, ecc.

L'individuazione di questi fenomeni deformativi può avere importanza diagnostica nell'evidenziare quei versanti argillosi che possono generare dissesti idrogeologici ben più insidiosi in occasione di eventi climatici eccezionali.

LA CARTA DELLE FRANE

La carta delle frane allegata al presente lavoro mira principalmente ad evidenziare i fenomeni franosi e perciò la loro rappresentazione simbolica risulta particolarmente accurata. La rappresentazione degli altri agenti morfodinamici è stata viceversa semplificata al fine di non appesantire la simbologia a scapito della leggibilità. Particolare attenzione è stata riservata a tutte le forme collegate all'instabilità dei versanti, come le scarpate di erosione fluviale e i terrazzi in roccia.

I movimenti di versante sono stati distinti in base alla classificazione di VARNES (1978), ormai universalmente accettata. Tenendo conto però che nella zona studiata trovano larga diffusione i terreni di origine filladica ad abbondante matrice argillosa e che, di conseguenza, sono assai diffuse le colate a lenta evoluzione, si è ritenuto opportuno riservare a queste ultime la denominazione di "deformazioni plastiche". Si è voluto cioè tener conto della diversa evoluzione "spazio temporale" di questi fenomeni rispetto alle normali colate di terra o di detrito e si è assunto questo concetto come un ulteriore criterio classificativo delle colate anche se non è stato contemplato da VARNES.

La carta delle frane è il prodotto di sintesi dei metodi di indagine seguiti e delle relative carte tematiche intermedie. Essa comprende la carta litologica nella quale le rocce del substrato prequaternario, ed in particolare quelle più diffuse appartenenti al complesso metamorfico, sono state suddivise nei tre gruppi A, B e C in base ai criteri di affinità geologico-tecnica illustrati nel capitolo relativo alla "litologia". Le rocce del substrato roccioso e le relative coltri eluvio-colluviali sono state rappresentate in carta con colori pieni e le coperture quaternarie con colori puntinati.

Alla rappresentazione simbolica della morfologia, ed in particolare di quella relativa ai fenomeni franosi, si è arrivati attraverso l'integrazione di tre metodi di indagine: l'indagine storica, quella fotogeologica ed il rilevamento diretto sul terreno, che hanno prodotto tre distinte carte intermedie. I tre metodi presentano tutti delle carenze sostanziali che gli autori hanno già avuto modo di mettere in evidenza (ARMARI e CANEVE, 1990); la loro integrazione tuttavia permette di raggiungere un elevato grado di attendibilità, senza escludere che alcuni elementi siano sfuggiti ugualmente all'indagine.

La carta delle frane fotografa la situazione esistente. Ulteriori indagini sono previste per definire e cartografare alcuni dei fattori che hanno contribuito a determinare l'attuale stato di cose e che possono nel contempo fornire elementi di

previsione di future evoluzioni morfologiche. Si tratta dell'acclività dei versanti, delle caratteristiche geologico-tecniche dei materiali, della distribuzione della vegetazione, ecc., per le quali sono previste altrettante carte tematiche che permetteranno di giungere alla definizione del pericolo di frana.

FREQUENZA E DISTRIBUZIONE AREA-LE DEI MOVIMENTI DI VERSANTE - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

A conclusione del lavoro è apparso utile dare una valutazione, sia pure approssimata, del grado di franosità dei singoli gruppi litologici considerati. È stata così misurata sulla carta delle frane l'estensione areale dei gruppi menzionati e delle zone in frana di ogni singolo gruppo. Questi dati sono riportati nelle prime due colonne della tabella 2, mentre nelle altre vengono calcolati due indici di franosità: il primo esprime la percentuale di superficie in frana rispetto alla superficie totale occupata dal gruppo litologico; il secondo il numero di frane per Km² di estensione dello stesso gruppo.

Nella tabella n. 3 le 130 frane cartografate vengono ripartite, oltre che per gruppo litologico, anche per tipo di movimento. Per ciascun campo così individuato vengono forniti l'estensione areale delle zone in frana, il relativo valore percentuale e il numero di frane rilevate.

Dall'esame di queste tabelle si possono trarre le seguenti conclusioni:

1) tutte le formazioni rocciose sono interessate da fenomeni franosi ma con sensibili variazioni quantitative e tipologiche nei diversi gruppi di rocce;

TABELLA 2 - Indici di franosità dei gruppi litologici distinti nella zona cristallina Agordo - Cereda

LITOLOGIA	SUPERFICIE (Km ²)		INDICI DI FRANOSITÀ	
	AFFIORANTE O SUBAFFIOR.	IN FRANA	1) % DI SUP. IN FRANA	2) N. DI FRANE PER Km ²
GRUPPO A	4.3	0.502	11.7 %	4
GRUPPO B	17.2	0.683	3.97%	4
GRUPPO C	2.4	0.315	13.1 %	8
QUATERNARIO	5.7	0.140	2.45%	3
TOTALE	29.6	1.640	5.54%	4.4

GRUPPO A = Paragneiss, porfiroidi, rocce verdi.

GRUPPO B = Rocce filladiche, epigneiss albitici, paragneiss di Sagron-Mis.

GRUPPO C = Filladi carboniose e mescolanze con le rocce filladiche.

2) l'estensione areale del territorio in frana è maggiore nel gruppo C (13,1%) dove prevalgono le filladi carboniose, seguito, nell'ordine, dal gruppo A (11,6%), dal gruppo B (4%) e dai terreni di copertura quaternari (2,3%);

3) esaminando il secondo indice di franosità si constata che anche la frequenza numerica per Km² è maggiore nel gruppo C (8,3 per Km²); seguono, a distanza, nell'ordine i gruppi B (4,4) e A (3,9) e la copertura quaternaria (2,8). Significativo è il confronto con il primo indice. Esso mostra che l'estensione areale delle singole frane del gruppo C è mediamente minore che altrove.

L'esame della tabella 3 consente interessanti considerazioni sulla distribuzione tipologica dei fenomeni franosi:

TABELLA 3 - Distribuzione delle frane nella zona cristallina Agordo-Cereda

TIPO DI FRANA	COMPLESSO METAMORFICO E RELATIVE COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI									COPERTURE QUATERNARIE		
	GRUPPO A			GRUPPO B			GRUPPO C			MORENE E ALLUVIONI		
	superficie Km ²	% su sup. tot. affior.	N° frane rilevate	superficie Km ²	% su sup. tot. affior.	N° frane rilevate	superficie Km ²	% su sup. tot. affior.	N° frane rilevate	superficie Km ²	% su sup. tot. affior.	N° frane rilevate
antichi	0.446	10.4 %	10	0.304	1.7%	2	0.002	0.1%	3	0.108	1.8%	1
Crolli e ribaltamenti recenti	0.041	1.0 %	2	0.021	0.1%	6	—	—	—	—	—	—
Scorrimenti traslativi nelle coltri di alteraz. e nella cop. quaternaria	0.015	0.3 %	3	0.098	0.6%	19	0.007	0.3%	7	0.018	0.3%	13
Scorrimenti traslativi di roccia	—	—	—	0.000	0.0%	2	—	—	—	—	—	—
Scorrimenti rotazionali nelle coltri di alteraz. e nella cop. quaternaria	—	—	—	0.005	0.0%	3	—	—	—	—	—	—
Deformazioni plastiche profonde	—	—	—	0.234	1.4%	9	0.306	12.7%	7	0.014	0.2%	2
Colate	0.000	0.0%	2	0.021	0.1%	46	0.000	0.0%	3	—	—	—
TOTALE	0.502	11.7%	17	0.683	3.9%	77	0.315	13.1%	20	0.140	2.3%	16

4) il gruppo A è prevalentemente interessato da fenomeni di crollo molto estesi, mentre risulta pressoché esente da fenomeni d'altro tipo;

5) il gruppo B è praticamente soggetto a tutti i tipi di frane con attitudine particolare a dar luogo a colate poco estese, a scorrimenti traslativi e ad estese deformazioni plastiche profonde;

6) il gruppo C mostra la massima franosità percentuale che interessa soprattutto estese aree soggette a deformazioni plastiche profonde.

I risultati qui esposti meritano una valutazione critica soprattutto per quanto riguarda la possibilità di diagnosticare gli eventi franosi a rilevante distanza di tempo. In particolare, mentre i crolli e i ribaltamenti lasciano tracce riconoscibili anche dopo migliaia di anni, parecchie frane d'altro tipo non si riconoscono più a breve scadenza; ad esempio alcune colate del 1966 non più attive sono ora praticamente scomparse. Ne consegue che i dati qui forniti sulla distribuzione areale, rivisti sotto questa nuova luce, possono considerarsi abbastanza fedeli per quanto riguarda i crolli e i ribaltamenti, ma sicuramente in difetto per gli altri fenomeni franosi. Si è tentato di ovviare a questo inconveniente separando i crolli e i ribaltamenti dell'Olocene antico, ora completamente stabilizzati, da quelli attuali o recenti. Recenti vanno considerate anche tutte le frane di altro tipo.

In base a questa interpretazione il gruppo A, che comprende rocce ad elevata competenza, è da considerarsi il più stabile, essendo attualmente interessato soprattutto da fenomeni di crollo poco estesi e ubicati in zone sottoposte ad erosione fluviale di sponda.

Un'ultima considerazione riguarda i criteri di ripartizione delle rocce appartenenti al complesso metamorfico nei tre gruppi A, B e C. La collocazione delle rocce petrograficamente definite in ciascuno di questi gruppi presuppone che tutti i litotipi presentino sempre caratteristiche geologico-tecniche analoghe. Se questa affermazione può ritenersi genericamente valida, tale non può considerarsi per le rocce filladiche (D'AMICO, 1962), in quanto le variazioni dei rapporti quantitativi tra i fillosilicati e la componente quarzoso-feldispatica determinano consistenti variazioni delle caratteristiche meccaniche. Così, ad esempio, le filladi che si trovano nella gola di Ponte Alto mostrano un'energia di rilievo e un'attitudine ai dissesti simile alle rocce del gruppo A. Per contro in alcuni settori della Valle Imperina il comportamento meccanico delle rocce filladiche non si distingue da quello delle filladi carboniose.

Da quanto detto sinora appare evidente che una classificazione delle rocce basata su criteri geo-

meccanici si presterebbe meglio di una classificazione petrografica a configurare il comportamento delle rocce nei movimenti franosi. Si deve però notare che una classificazione di questo tipo richiederebbe un impegno rilevante e costoso, pertanto possibile solo su aree limitate.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano il Dott. M. GOVI per l'attenta lettura critica del manoscritto, i Proff. G.B. CASTIGLIONI e G.B. PELLEGRINI per gli autorevoli consigli forniti nella preparazione della carta delle frane e il Prof. emerito G.B. DAL PIAZ per aver accolto questo lavoro nelle "Memorie di Scienze Geologiche" da lui dirette.

BIBLIOGRAFIA

- ARMARI G., CANEVE L., 1990 - *Correlazioni tra precipitazioni e dissesti nella zona cristallina Agordo-Cereda (Belluno)*. Boll. Ass. Min. Subalpina, a. 27, n. 1 - 2, pp. 183-204, Torino.
- ARMARI G., PERANZONI P., 1989 - *Analisi grafica della stabilità di pendii rocciosi - Superamento di alcuni limiti del metodo di John attraverso specifici programmi per personal computer*. Geologia Tecnica, n. 49, pp. 16-26, Roma.
- BACCOS F., 1966 - *Osservazioni geologico-minerarie sul giacimento cinabrifero di Vallalta (Alpi Dolomitiche)*. Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi, 11-18 settembre, pp. 717-768, Mendola, Trento.
- BELLIENI G., SASSI F.P., 1981 - *New chemical data and a review of the South-Alpine "Pre-Hercynian Rhyolitic Plateau" in the Eastern Alps*. In S. KARAMATA, F.P. SASSI (Eds.), IGCP n. 5 Newsletters, v. 3, pp. 22-27, Beograd - Padova.
- BOSI C., 1988 - *Considerazioni e proposte metodologiche sulla elaborazione di carte di stabilità*. Geol. Appl. e Idrogeol., v. 13, pp. 245-281, Bari.
- CARRARA A., D'ELIA B., SEMENZA E., 1983 - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol., v. 18, p. 3°, pp. 201-221, Bari.
- CASTIGLIONI B., 1935 - *Costituzione geologica della depressione Agordo-Primiero*. Studi Trentini Sc. Nat., a. 16, p. I, pp. 39-60, Trento.
- CASTIGLIONI B., 1939 - *Il gruppo delle Pale di San Martino e le Valli limitrofe (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geologico R. Univ. Padova, v. 17, pp. 3-104, Padova.
- CASTIGLIONI G.B., 1971 - *Note di commento alla carta dell'alluvione del 1966 nel Veneto e nel Trentino-Alto Adige: effetti morfologici e allagamenti*. Estr. Atti XXI Congr. Geogr. Italiano, v. 2, t. I, pp. 269-290, Verbania.

- DAL PIAZ G., 1912 - *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali. Regione fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. di Padova, v. 1, pp. 3-195, Padova.
- DAL PIAZ G., 1918 - *Descrizione geologica del bacino del Piave*. Pubbl. n. 74, R. Magistrato alle Acque, pp. 1-38, Venezia.
- D'AMICO C., 1962 - *La Zona Cristallina Agordo Cereda*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 23, pp. 3-77, Padova.
- D'ELIA B., TANCREDI G., 1979 - *Colate permanenti e temporanee; confronto fra due casi*. Geol. Appl. e Idrogeol., v. 14, pp. 23-39, Bari.
- FELLERER R., 1972 - *Die Kristallinzone Cereda-Agordo und ihr permotriassischer Ramen (sudliche Pala-Gruppe-Dolomiten)*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., v. 19, pp. 1-68, Trento.
- FENTI V., RUZZIER D., SILVANO S., SPAGNA V., 1981 - *I movimenti franosi della Valle Isarco tra Bolzano e Ponte Gardena (Alto Adige)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica, v. 58, pp. 59-130, Trento.
- FENTI V., SILVANO S., CARAMPIN R., 1984 - *Quadro d'insieme sulla franosità e i dissesti nel bacino del Torrente Fiorentina (Belluno)*. St. Trent. Sc. Nat., v. 61, Acta Geologica, pp. 3-31, Trento.
- FRIZ C., SILVANO S., CARAMPIN R., DALL'ACQUA R., 1986 - *Studio preliminare sulla correlazione tra precipitazioni e dissesti idrogeologici nel bacino del T. Cordevole (Belluno)*. Mem. Sci. Geol., v. 38, pp. 353-364, Padova.
- GATTO G., VILLI V., CALEFFA G., 1984 - *Aspetti fisiografico-pluviometrici e processi erosivi in alveo del bacino del Cordevole (Belluno)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica, v. 61, pp. 143-190, Trento.
- GIANOTTI R., PEROTTI C.R., PICCIO A., 1986 - *Fenomeni di dissesto idrogeologico nel bacino lariano (con carta allegata)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 32, pp. 179-195, Roma.
- GRUPPO NAZIONALE DI GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA, 1987 - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. Boll. Soc. Geol. It., v. 106, pp. 199-221, Roma.
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR, 1982 - *Geomorfologia del territorio di Febbio tra il Monte Cusna e il Fiume Secchia (Appennino Emiliano)*. Geogr. Fis. e Din. Quat., v. 5, pp. 285-360, Torino.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P., ZANFERRARI A., 1986 - *Acritarch evidence for the Cambrian age of fillites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy)*, Rev. Palaeont. Palynol., v. 48, pp. 311-326, Amsterdam.
- MANTOVANI F., MASÉ G., SEMENZA E., 1982 - *Franosità e dinamica fluviale del bacino della Val Turcana, Al-pago (Belluno)*. Annali Univ. Ferrara, Sez. IX, Sc. Geol. Paleont., v. 8, n. 3, pp. 29-60, Ferrara.
- MOJSISOVICS E.V., 1879 - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*, (con la collaborazione di R. HOERNES per le Alpi Feltrine), pp. 1-435, Wien.
- PANIZZA M., BETTELLI G., CARTON A., COLOMBETTI A., FAZZINI P., MONTI A., NORA E., PELLEGRINI M., PIACENTE S., SANDONI G., SCARPA S., 1980 - *Studio coordinato interdisciplinare di difesa nell'area del Monte Santa Giulia (Val Rossenna-Appennino Modenese)*. Atti Soc. Naturalisti Matematici Modena, v. 111, (58 della serie 6), pp. 1-126, Modena.
- PANIZZA M., PIACENTE S., 1978 - *Messa a punto concettuale per la realizzazione di una cartografia applicata alla "stabilità del territorio"*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., v. 1, pp. 25-27, Torino.
- PELLEGRINI G.B., 1969 - *Osservazioni geografiche sull'alluvione del 1966 nella valle del torrente Mis (Alpi Dolomitiche)*. Atti e Mem. Accad. Patavina Sc. Lett. Arti, v. 81, p. II, pp. 277-318, Padova.
- POLI E., ZANFERRARI A., in stampa - *Caratteri stratigrafici e strutturali del basamento cristallino di Agordo (Belluno)*. Rend. Soc. Geol. It., v. 12, f. 3, 1989, Roma.
- SACCHI L., SCALISE A., 1987 - *Un esempio di carta del "Rischio Geologico" (1:10.000) in un'area campione dell'Irpinia (Campania)*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, v. 105, 1985/86, pp. 173-182, Roma.
- SASSI F.P., KALVACHEVA R., ZANFERRARI A., 1984 - *New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., v. 12, pp. 741-751, Stuttgart.
- TARAMELLI T., 1882 - *Geologia delle Provincie Venete*. Mem. R. Accad. Lincei, v. 13, pp. 303-536, Roma.
- VARNES D.J., 1978 - *Slope movement types and processes*. In R.L. SCHUSTER e R.J. KRIZEK (Eds.), *Land-slides, analysis and control*, Sp. Rep. n. 176, National Acad. of Sciences, pp. 11-33, Washington.