

Picini

S. TAMBOSCO, F. VAIA

LA MASSA ROCCIOSA DELLA "RUPE" DI CESCLANS

THE ROCK MASS OF THE CESCLANS CLIFF

Estratto da:

GORTANIA

Atti del Museo Friulano di Storia Naturale
volume 21 - Udine 1999

GORTANIA - Atti Museo Friul. di Storia Nat.	21 (1999)	5-32	Udine, 30.XI.1999	ISSN: 0391-5859
---	-----------	------	-------------------	-----------------

S. TAMBOSCO, F. VAIA

LA MASSA ROCCIOSA DELLA "RUPE" DI CESCLANS

THE ROCK MASS OF THE CESCLANS CLIFF

Riassunto breve - Si propongono i risultati dello studio geomeccanico del rilievo su cui sorge l'abitato di Cesclans, intrapreso per definire la pericolosità geologica dei versanti conglomeratici. Entro un grado medio-basso, si inseriscono situazioni con grado elevato di pericolosità, con coinvolgimento di aree antropizzate, che richiedono l'esecuzione di opere di difesa, indispensabili alla luce dei caratteri geomorfologici e geodinamici dell'area.

Parole chiave: Meccanica delle rocce, Pericolosità geologica, Simulazione di frana in roccia, Prealpi Carniche.

Abstract - *This study has been realized mostly on the conglomerate rock mass outcropping on the Cesclans Cliff, to ascertain the geological danger ratios in this area. The ratio is generally low or middle; but there are some cases of which danger ratio is high. That involves many areas with anthropic presence, which require unquestionable defence walls or nets.*

Key words: *Geomechanics, Geological danger, Rock slide simulation, Carnian pre-Alps.*

1. Premessa

“La prevalenza di aree collinari e montane associate ad una storia geologica particolarmente movimentata fa sì che si verifichino sempre più di frequente problemi di stabilità in terreni strutturalmente complessi con modeste caratteristiche meccaniche.”

Questo lavoro illustra la dinamica della massa rocciosa che costituisce la “Rupe” di Cesclans ed il perimetro esterno alla “Rupe” stessa, delineando la potenziale pericolosità geostatico-cinematica dei versanti di questo complesso conglomeratico e dei rilievi a contorno.

Si è svolta una campagna di campionatura delle acque che sgorgano dalla “Rupe” stessa per poter definire l'influenza degli acquiferi sull'ammasso roccioso.

L'area oggetto di studio si trova nelle Prealpi Carniche orientali e confina con le Prealpi Giulie, è limitata a NE dalla confluenza del torrente Faèit col fiume Tagliamento, che poco più a valle confluisce col fiume Fella, a ovest dalle pendici del Monte Faèit, a meridione dalla depressione del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni ed a NW si estende verso la Palude Vuarbis. È una zona non molto estesa, che è stata definita per effettuare uno studio dettagliato, di tipo

geologico applicato, della "Rupe" di Cescláns e della sua influenza sulle zone antropizzate attigue. Dal punto di vista amministrativo fa parte del Comune di Cavazzo Carnico.

2. Elementi geologici

2.1. Successione stratigrafica

Le formazioni sedimentarie che affiorano nella zona presa in esame sono riferibili cronologicamente ad un intervallo di tempo che va dal Triassico superiore al Quaternario.

2.1.1. Dolomia Principale (Norico)

Questa unità è rappresentata da dolomie e calcari dolomitici cristallini di colore biancastro, in bancate che variano da 1 metro a 50 centimetri, sempre fratturate; in alcune zone si rilevano fasce minutamente cataclate, tipiche di questa formazione, dovute alla scarsa resistenza alle sollecitazioni meccaniche.

La potenza dei singoli strati va dai 50 centimetri a 1 metro in corrispondenza del versante settentrionale del Cuél di Mena, dove si trova anche in potenti bancate in cui la stratificazione è indistinta. Frequenti sono le strutture stromatolitiche, che l'erosione superficiale mette in risalto. Si presenta quasi completamente cataclata lungo la strada che da Cavazzo Carnico porta a Pioverno (in corrispondenza delle faglie) e lungo il sentiero sulla destra idrografica del Rio Pusala.

L'intensa rete di discontinuità che caratterizza quest'unità fa sì che essa sia estremamente permeabile e che la stabilità e la resistenza all'erosione sia molto scarsa.

2.1.2. Calcari del Dachstein (Retico)

È visibile solo nei pressi del Cuél di Mena ed è costituita da un'alternanza di calcari compatti biancastri, cristallini e saccaroidi, e di calcari nocciola o grigi, che superficialmente risultano arrotondati dall'erosione pluviale.

Sono inoltre interessati da un'intensa fratturazione dovuta a fenomeni di origine tettonica. Infatti l'affioramento è posto in corrispondenza del sovrascorrimento che interessa il margine settentrionale della frazione di Mena.

2.1.3. Calcari oolitici (Lias - Malm p.p.)

Gli affioramenti che si trovano al limite meridionale dell'area considerata, sul versante del monte Faèit, sono costituiti da calcari compatti grigio-nocciola oolitici, che in alcune fasce possono essere definiti delle vere e proprie oospariti, con vene di calcite.

Si presentano in strati di spessore variabile da 20 centimetri ai 60 centimetri circa, in alcune zone molto suddivisi da un intenso sistema di fratture.

2.1.4. Rosso Ammonitico (Malm)

La formazione del Rosso Ammonitico è presente nell'area solo in alcuni modesti affioramenti lentiformi sulla strada che da Somplago porta a Cavazzo Carnico. La formazione è composta da calcari nodulari, micritici, di colore rossastro con vene di calcite, a stratificazione indistinta, estremamente fratturati.

La presenza di questo litotipo è inoltre confermata dallo studio micropaleontologico effettuato da BRESSAN (1981) il quale ha riscontrato la presenza nel campione, costituito da un mosaico di fondo di micrite, di un esemplare di *Saccocoma* e di un'ammonite, che fanno sì che si possa datare il litotipo al Kimmeridgiano o Totoniano inferiore, quindi più in generale al Malm, Giurassico.

2.1.5. Calcari Selciferi (Malm - Cretacico inf.)

La formazione dei Calcari Selciferi è costituita da calcari grigio scuro, a grana fine e finissima, con abbondanti venature di calcite bianca o traslucida, con frequenti noduli, di selce bruna. I letti di selce formano degli strati regolari, le lenti si trovano tra gli strati calcarei e i noduli, di diametro variabile. Si rilevano anche interstrati di natura argillosa.

La stratificazione ha spessori molto variabili: alterna tra loro strati di 5-10 centimetri con altri di 20-30 centimetri. Questo litotipo affiora sulla strada che da Somplago va a Cavazzo Carnico e all'altezza dell'abitato di Mena si presenta fratturato e caratterizzato da una piccola piega-faglia di importanza locale diretta NE-SW.

2.1.6. Biancone (Malm - Cretacico inf.)

Si suppone che appartenga alla formazione il calcare che costituisce il piccolo affioramento che si trova in corrispondenza del Colle di Mena (nei pressi dell'abitato di prima emergenza costruito in seguito al terremoto del 6 maggio 1976).

È un affioramento caratterizzato da una calcilutite bianca, compatta, in cui la stratificazione è indistinta.

Si è giunti a pensare che si tratti di questa facies per l'aspetto macroscopico e per il fatto che affiora "ampiamente nella zona del Monte Festa, nel versante occidentale che scende verso Mena-Somplago" (AMADESI & LENARDUZZI, 1973).

2.1.7. Conglomerato (Pleistocene)

La "Rupe" di Cesclans è costituita quasi completamente da conglomerati. Essi sono un aggregato di elementi di varie dimensioni (da qualche centimetro a 70 centimetri) e natura, con diverso grado di arrotondamento. Sono stratificati in banchi di potenza variabile da 20 centimetri ad oltre un metro, con giacitura variabile, ma con inclinazione sempre poco elevata. Vi compaiono lenti e intercalazioni di sabbia a volte potenti anche 30 centimetri, che

separano banchi di conglomerato che raggiungono i 2 metri. In certi casi si può osservare una locale embriciatura, che ci ricorda l'origine fluviale di queste rocce. Il litotipo più abbondante fra i clasti è la dolomia, ma vi sono anche molti ciottoli di calcare ed arenaria e rare vulcaniti. I conglomerati costituiscono potenti bancate sia nella valle del Tagliamento che nella valle del Lago di Cavazzo. Questa osservazione testimonierebbe che il corso fluviale del Tagliamento nel passato aveva un andamento diverso da quello odierno e che l'origine della Val del Lago è sia fluviale che glaciale. Affioramenti si trovano anche nella zona fra Mena e Somplago, con stratificazione indistinta.

Da studi petrologici effettuati in precedenza (ZANIER, 1975) si è stabilito che non è possibile effettuare una datazione precisa del conglomerato, essendo esso privo di fossili. Tuttavia per un lungo periodo si ritenne esatta l'osservazione di Taramelli, il quale osservando la composizione e le condizioni stratigrafiche e topografiche stabili che tali alluvioni fossero messiniane e in ogni caso molto anteriori al periodo glaciale (ZANIER, 1975). Diversi autori tentarono di sincronizzarle con l'uno o l'altro dei piani neo o postpliocenici. Gortani ha attribuito all'interglaciale Mindel-Riss le alluvioni cementate affioranti tra Cavazzo-Cesclans ed Ampezzo (GORTANI, 1935). Sembra ragionevole l'attribuzione dei conglomerati della Rupe di Cesclans al Pleistocene.

2.1.8. Breccie cementate

Sono presenti al margine nord occidentale della "Rupe" di Cesclans e appaiono massicce, di colore grigiastro e formate da frammenti calcarei spigolosi, che vanno da 1 centimetro a 5 centimetri circa, legati saldamente da un cemento carbonatico. Si presentano stratificate in banchi con potenza media di 50-70 centimetri.

Sul lato sud-orientale dell'area si presentano costituite da elementi spigolosi di notevoli dimensioni sempre ben cementati. Lungo il Rio Pusala e il Rio Chiampon sono superficialmente ben arrotondate dall'erosione torrentizia.

2.1.9a Morene

I depositi glaciali sono composti da grossi massi di conglomerato quarzifero con matrice arenacea (Formazione dell'Hochwipfel - Carbonico), spesso mescolati a materiali detritici provenienti probabilmente dalle valli carniche.

Si rinvencono sparsi nelle piane di Cesclans e sulle pendici del Monte Faët, cioè su terrazzi debolmente inclinati sui quali le falde detritiche non hanno esercitato la loro azione di copertura.

2.1.9b Alluvioni fluvioglaciali

Questi depositi sono formati da elementi assai grossolani, costituiti da ciottoli di origine glaciale mescolati con elementi di altra origine e dimensione e con un notevole contenuto

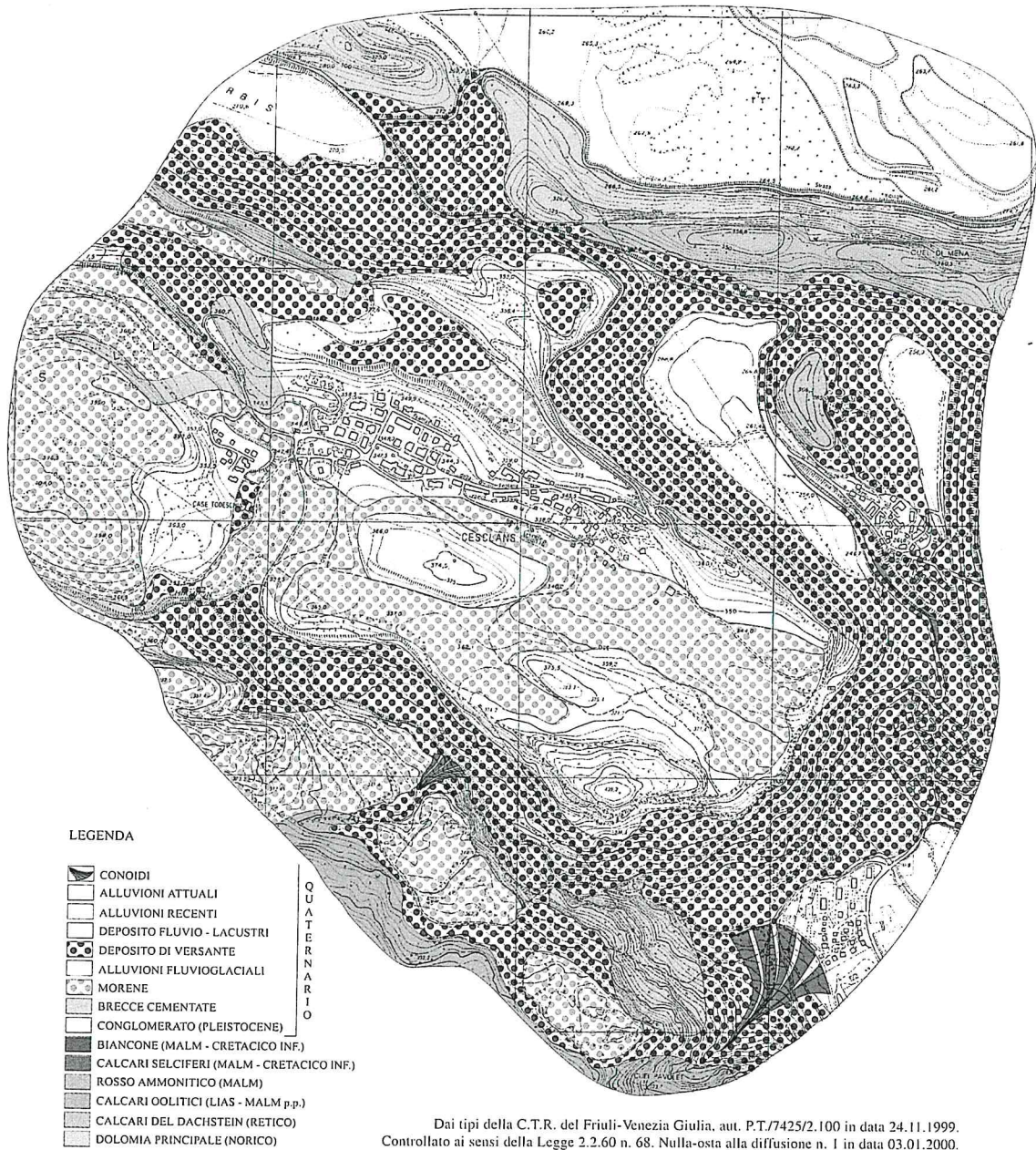


Fig. 1 - Carta litologica dell'area studiata. Per questa figura e per le 3 successive la scala è definita dal reticolato della Carta Tecnica Regionale.

- Lithologic map of the investigated area. The map scale is given by the C.T.R. net for the 1-4 figures.

limoso-argilloso. Costituiscono quella che è stata la morena terminale, cioè quell'insieme di detriti che viene ripreso e ritrasportato a valle e ridepositato come deposito fluvioglaciale dall'acqua di fusione e dai torrenti che scorrono dalla fronte del ghiacciaio.

2.1.10. Depositi di versante

Detriti di falda si osservano nella maggior parte dei casi lungo i pendii ed al piede dei rilievi; in molti casi sono rivestiti quasi completamente da vegetazione e raccordano la parte finale del rilievo al fondovalle. Sono costituiti da blocchi di roccia che spesso sono di notevoli dimensioni (1000 m^3), ma vi sono zone in cui hanno dimensioni molto minori in funzione dello stato di fratturazione della massa rocciosa. L'effetto consolidante apportato dalla vegetazione ne assicura un buon grado di stabilità.

2.1.11. Depositi fluvio-lacustri

Si rilevano a coronamento della "Rupe" di Cescláns e costituiscono a nord ovest la palude "Vuarbis" ed a oriente la depressione posta fra l'altopiano e l'abitato di Mena. Si tratta di sedimenti abbastanza eterogenei con alternanze di argille e limi coperti da torbe. Nei pressi della palude "Vuarbis" sono costituiti da veri e propri depositi organici all'interno di livelli lacustri costituiti da limo ed argilla.

2.1.12. Alluvioni recenti ed attuali

Costituiscono una fascia di sedimenti incoerenti o debolmente cementati, che accompagna il corso del Rio Faët e del fiume Tagliamento a nord est dell'area studiata. Il materiale detritico trasportato dal fiume è deposto, temporaneamente, in locali accumuli spesso terrazzati formati da ciottoli, ghiaie e sabbie con una scarsa classazione. Si distinguono cronologicamente in depositi alluvionali recenti ed attuali, di cui i primi risultano consolidati da vegetazione prativo-arborea e si elevano di pochi metri rispetto all'alveo attuale. Ai piedi del versante del monte Faët esistono forme di conoide alluvionale costituite da elementi granulometricamente eterogenei di natura calcareo-dolomitica; sono dovute alla deposizione dei materiali trasportati a valle dai ruscelli, in corrispondenza delle rotture di pendenza allo sbocco nei collettori.

2.2. Aspetti tettonici

L'elemento tettonico più evidente che si può riscontrare nella zona studiata è un sovrascorrimento sudvergente che ne interessa la parte settentrionale ed è denominato "Sovrascorrimento M. Festa - Cima D'Agar" (AMADESI & LENARDUZZI, 1973); esso ha determinato l'accavallamento delle formazioni norico-retiche al di sopra di unità stratigrafiche giurassico-cretaciche. La linea tettonica ha un andamento di tipo tilaventino (VENTURINI, 1990) ed ha un'inclinazione che varia da 60° a 70° con immersione verso

Nord. Le unità che costituiscono il lembo settentrionale sovrascorso hanno giacitura rovesciata.

I termini inferiori, affioranti sul Cuél di Mena, sono costituiti dai Calcari del Dachstein sormontati dalla formazione della Dolomia Principale del Triassico Superiore; alla base del versante, sulla strada che da Somplago porta a Cavazzo Carnico, affiora la facies del Rosso Ammonitico, che si presenta intensamente tettonizzata.

Il contatto tettonico fra le unità precedentemente descritte non è visibile in quanto nascosto da una coltre detritica; il suo andamento può tuttavia essere dedotto dall'interpretazione delle foto aeree e dal rilevamento geologico di campagna. La scaglia tettonica che costituisce il Cuél di Mena risulta inoltre interessata da un lineamento tettonico con andamento Est-Ovest il cui piano subverticale prosegue verso Est in direzione del M. Festa.

Chiaramente distinguibili nell'area studiata risultano i trend dinarici, ad andamento NW-SE, che dislocano con movimenti di trascorrenza destra le strutture ad essi antecedenti, precedentemente analizzate, e interessano i litotipi conglomeratici. Questi ultimi appaiono interessati da alcune serie di dislocazioni verticali o subverticali che suddividono la "Rupe" di Cescláns; in particolare, in prossimità del bordo settentrionale si ipotizza la presenza di una faglia ad andamento NW-SE che determina l'inversione del senso d'immersione degli strati del conglomerato, conferendo all'intero altopiano il tipico aspetto di una blanda sinclinale fagliata. L'importanza di questa struttura verrà in seguito ulteriormente evidenziata nel capitolo riguardante l'analisi dell'idrografia sotterranea.

Per quel che concerne i lineamenti di tipo NNE-SSW si segnala la probabile presenza di una faglia subverticale, che in maniera più o meno rettilinea delimita il lato orientale della "Rupe" di Cescláns. Essa potrebbe avere un seguito verso sud nella catena del M. Faèit, in corrispondenza del quale secondo SCAREL (1987), si sarebbe verificato il ribassamento delle porzioni più orientali rispetto alla dorsale principale lungo strutture ad andamento meridiano. L'associazione di tali strutture con le faglie dirette riscontrate da AMADESI (1968) sul versante occidentale del M. San Simeone avrebbe provocato la formazione di una struttura a graben su cui si è imposta la depressione posta fra l'abitato di Somplago e il Lago di Cavazzo.

2.2.1. Indizi di neotettonica

Nell'area rilevata si sono riscontrate diverse tracce di movimenti recenti riferibili a fenomeni di neotettonica. I principali indizi ricavati dall'esame delle foto aeree e dal rilevamento verranno qui di seguito descritti partendo dalla porzione più settentrionale dell'area.

Innanzitutto si è potuto riscontrare che i rilievi che delimitano a nord il corso del Fiume Tagliamento presentano evidenti discontinuità planimetriche di crinale impostate in corrispondenza dei lineamenti ad andamento dinarico lungo i quali si sono verificati movimenti di trascorrenza destra.

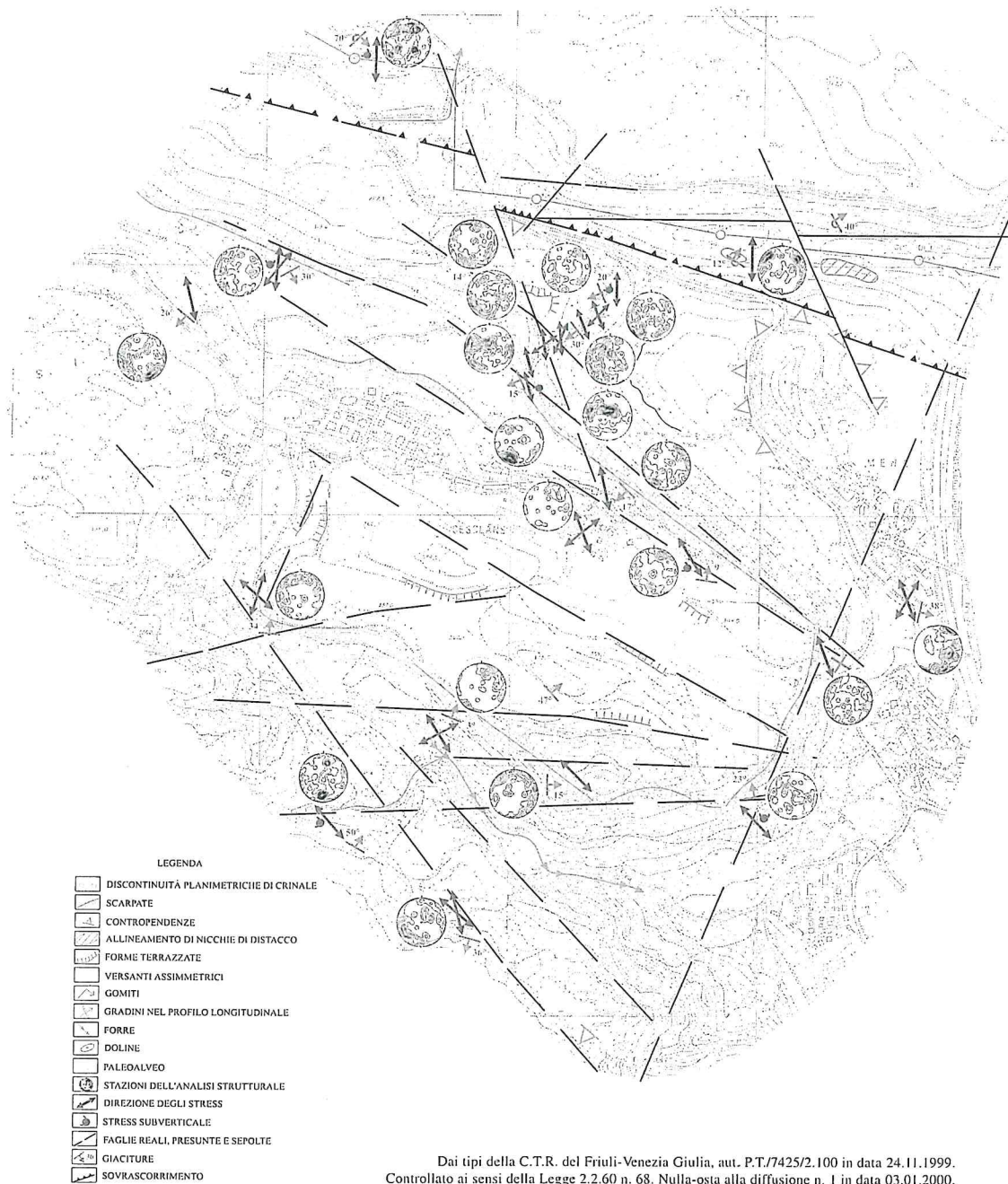


Fig. 2 - Carta degli elementi strutturali e degli indizi di neotettonica.
 - Structural and neotectonic map.

Sui versanti meridionali degli stessi rilievi si segnala la presenza di allineamenti di nicchie di distacco sia di antica che di recente produzione legati probabilmente ad una presunta attività neotettonica associata al "Sovrascorrimento M. Festa-Cima D'Agar". L'esistenza di tale struttura risulta confermata sia dai dati ricavati dal rilevamento sul terreno che dalle chiare evidenze morfologiche dedotte dall'esame aereofotogrammetrico fra le quali, in particolare, spicca nettamente la presenza della depressione chiusa (*sag pond*) della Palude Vuarbis, che segue l'andamento del sovrascorrimento.

Il rilievo su cui sorge l'abitato di Cescláns è delimitato da evidenti scarpate strutturali impostate in corrispondenza di discontinuità tettoniche che gli conferiscono il caratteristico aspetto di terrazzo sopraelevato rispetto alle modeste depressioni circostanti. Questo pertanto rappresenta uno degli indizi di tettonica recente più evidenti: infatti dato che il livello superiore delle ghiaie alluvionali cementate si trova tuttora ad una quota di circa 200 metri al di sopra delle attuali piane fluviali, e poiché non è ipotizzabile che in passato siano esistite pianure con simili altitudini, risulta più verosimile pensare che si siano verificati dei sollevamenti di notevole entità a partire da una situazione più o meno simile a quella attuale, pur tenendo conto dell'esarazione glaciale würmiana.

Le numerose diaclasi nonché la variabilità delle giaciture raccolte durante la campagna di rilevamento vengono pertanto a costituire evidenti indizi diretti di neotettonica. A questo proposito è doveroso segnalare la presenza sul versante meridionale dell'altopiano, salendo verso il Cuél di Mulimiela, di un piano di scorrimento all'interno dei conglomerati con striature e cataclasi.

Nella piana su cui sorge l'abitato di Cescláns si segnala inoltre la presenza evidente di numerosi terrazzi morfologici caratterizzati da dislivelli variabili da 1 a 3 metri, che si dispongono frequentemente in corrispondenza delle linee tettoniche. Un'ulteriore indizio di neotettonica può essere rappresentato dal Colle di Mena che costituisce un rilievo isolato rispetto ai versanti circostanti, separato da essi da accentuate contropendenze.

Per quanto riguarda la tendenza generalizzata al sollevamento dell'area, vanno rimarcati come indizio indiretto di neotettonica l'impostazione in forra del Rio Pusala, la cui valle è asimmetrica, e la cascata nella parte terminale del Rio Vaat, affluente di destra del Rio Pusala, impostata in corrispondenza di un disturbo strutturale diretto NW-SE.

Si segnala inoltre nella piana dell'abitato di Cescláns la probabile traccia di un alveo abbandonato. La valle di Cescláns è stata infatti scavata da corsi d'acqua che ora scorrono in altre direzioni. È probabile che anche il torrente Faèit scorresse lungo questa direzione raccogliendo gli affluenti del Rio Chiampon attraverso l'insellatura di Cescláns. In seguito, il sollevamento dell'intero ammasso conglomeratico avrebbe determinato la deviazione verso nord del T. Faèit. Un ulteriore indizio di neotettonica si può associare nell'area settentrione, tra il Cuél Montarèc e la parte terminale del Cuél di Mena, al blando deflusso delle acque presenti nella palude Vuarbis verso il fiume Tagliamento, che avviene con una caratteristica

disposizione a gomito, e, in prossimità dello spigolo nord-orientale della "Rupe", alla presenza di doline.

3. Evoluzione dinamica della massa rocciosa

In occasione del terremoto del 6 maggio 1976 si sono avuti numerosi distacchi di blocchi rocciosi dalle pareti della "Rupe" di Cescláns, crolli che hanno interessato per la loro pericolosità porzioni più o meno rilevanti del perimetro esterno della "Rupe" stessa.

Le masse rocciose che costituiscono la parte più superficiale della crosta terrestre sono sottoposte a sollecitazioni tettoniche a carattere regionale che portano le rocce a rispondere ad una deformazione di tipo fragile che si sviluppa in una serie di discontinuità, fratture (o joints), che sono le strutture che derivano, assieme alle faglie, dalla deformazione stessa. Queste fratture non mostrano alcun spostamento delle parti separate (se non su scala microscopica), inoltre raramente si presentano isolate.

Dunque nell'ambito della massa rocciosa vi può essere l'intersezione di più famiglie di fratture che fanno sì che si verifichi l'instabilità di alcuni volumi rocciosi.

Per poter definire con certezza le zone che potrebbero essere interessate da eventuali movimenti si è tentato di chiarire la dinamica di rottura dell'ammasso roccioso tramite un rilievo geomeccanico che è stato finalizzato alla raccolta degli elementi essenziali per definire il comportamento meccanico dell'ammasso roccioso stesso. Tale rilievo è stato eseguito sul tratto di parete maggiormente instabile ed in alcune zone limitrofe alla "Rupe" stessa, per poter correlare i dati ricavati e poter tracciare un quadro generale dell'evoluzione cinematica delle masse affioranti nell'area studiata.

A questo proposito si osserva che sono state eseguite analisi isotopiche sulle acque sorgive situate al contorno del rilievo conglomeratico. I risultati sono in corso di stampa in nota a parte; si premette qui che hanno consentito di confermare il recente coinvolgimento tettonico della rupe, con modifica della struttura dell'acquifero che essa alloggia e della distribuzione delle acque di alimentazione, nonché della loro influenza sulle masse rocciose affioranti sulle pareti.

L'area considerata è stata divisa in più zone, le più omogenee possibile; sulla base dell'aereofotointerpretazione e dell'esame della carte topografiche in queste zone si sono effettuate 23 stazioni di misura in cui sono state rilevate (oltre ad altri parametri) le giaciture delle serie di discontinuità. Per ogni stazione si sono costruiti due diagrammi strutturali, uno con la distribuzione delle diverse concentrazioni dei poli delle fratture misurate ed uno contenente la proiezione dei piani medi delle discontinuità e la direzione delle spinte geodinamiche, che hanno dato luogo alla deformazione presente. Dall'esame dei risultati ottenuti possiamo trarre le seguenti sintetiche considerazioni.

L'area friulano-carnica che fa parte delle Alpi Meridionali è interessata da diversi tipi di strutture deformative indotte, tra il Cretacico superiore e l'attuale, che si diversificano per età. Questo settore "coincide con la porzione più orientale della Catena Sudalpina e corrisponde al segmento strutturale" che "ha subito i più sensibili raccorciamenti neogenici connessi a fenomeni di sottoscorrimento crostale da sud verso nord" (VENTURINI, 1990).

Tali strutture deformative sono rappresentate da *lineamenti dinarici* orientati NW-SE, da *lineamenti tilaventini* orientati E-W e da *lineamenti valsuganesi* orientati NE-SW e ENE-WSW. Il quadro deformativo che ne risulta è dato dall'interazione di tre fasi tettoniche successive sviluppatasi in un intervallo di tempo compreso fra la fine del Mesozoico e l'Attuale.

La terza fase, attualmente in atto, è dovuta a un campo di sforzi orientato NW-SE e WNW-ESE, che ha determinato la formazione di strutture valsuganesi ad orientamento NE-SW e NNE-SSW, a partire dal Pliocene superiore. Quest'ultima fase sta provocando nel comparto centrale friulano-carnico una riattivazione in senso trascorrente destro dei più antichi sovrascorrimenti ad orientamento E-W, che coinvolge anche l'area studiata. La rete discontinuità è causata proprio da queste fasi compressive, che creano una situazione abbastanza omogenea.

Le considerazioni che possiamo trarre da questo insieme di sforzi è che nell'area oggetto di studio le direzioni di spinta N-S siano tutte concentrate nell'area settentrionale; esse indicano che la massa rocciosa, come ci si poteva aspettare, ha subito la fase compressiva intermedia che ha determinato gli orientamenti E-W, confermata dalla presenza del "Sovrascorrimento M. Festa-Cima D'Agar". Nella zona compresa fra il bivio che dalla strada comunale di Cavazzo Carnico porta all'abitato di Cescláns e la cava dismessa sono ubicate alcune stazioni di misura, in cui compaiono sforzi orientati in direzione NE-SW, la cui origine sembrerebbe imputabile a fattori locali. Non possono essere associati alla fase compressiva dinarica, di età Paleogenica, in quanto l'età della massa rocciosa conglomeratica è attribuita da diversi autori al Pleistocene. Un rilevante contributo alla deformazione della massa rocciosa deve essere stato svolto dalla più recente fase compressiva alpina, le cui spinte orientate mediamente secondo direzioni NW-SE e NNW-SSE si riscontrano in quasi tutte le stazioni.

Riassumendo, le più antiche strutture dinariche sarebbero state riprese e rimobilizzate dall'ultima fase compressiva, che ha riguardato le Alpi, determinando evidenti fenomeni di trascorrenza che nell'area studiata presentano evidenti caratteristiche destrorse, chiaramente riconoscibili con l'ausilio delle foto aeree, nella zona settentrionale in corrispondenza dell'allineamento fra il Cuél di Mena e il Cuél Montarec.

4. Verifiche di stabilità

Alcuni dei diagrammi strutturali ottenuti dai dati del rilevamento geomeccanico per l'analisi della dinamica della massa rocciosa sono serviti per eseguire delle verifiche

geostatiche tridimensionali finalizzate a determinare i fattori di sicurezza (FS) relativi ai versanti rocciosi. Il metodo adottato è quello grafico del JOHN (1968).

Nelle verifiche che si sono effettuate in questo capitolo si è tenuto conto di un'accelerazione sismica pari a $0.3g$, che corrisponde ad un valore angolare di circa 16° per l'apertura del cono delle forze attive al centro del diagramma. Valore cautelativo, scelto considerando che "la stazione accelerometrica francese CEA/DSN di Molinis-Segnacco (Tarcento)", ha registrato un'accelerazione sismica pari a " $0.25g$ per l'evento sismico del giorno 11.9.1976", in Friuli (BROLLI et al., 1980). Il valore dell'angolo d'attrito roccia su roccia è frutto di numerose misure in loco effettuate su blocchi opportunamente scelti.

4.1. Analisi dei dati ottenuti

La prima verifica di stabilità è stata ottenuta con i dati raccolti presso il versante della "Rupe" di Cescláns che dà sul Rio Pusala, versante che è stato analizzato anche nella simulazione cinematica ed è caratterizzato alla sommità da una ripida parete di conglomerato ben cementato secato da una complessa rete di discontinuità.

Il versante, con giacitura media $286^\circ/72^\circ$, è interessato da un'intersezione che può essere considerata pericolosa dato che fuoriesce dal grande cerchio che definisce la giacitura del versante, V. Quest'intersezione, I_{K2K5} , è inclinata di 67° sull'orizzontale e determina un movimento a cuneo lungo una direzione $S20^\circ W$. Il FS ad essa relativo, utilizzando un angolo d'attrito di 38° , risulta essere pari a 0.2 ; l'equilibrio si raggiungerebbe se si disponesse di un attrito pari a 78° ; condizione impossibile a realizzarsi. In questa zona, si rileva, al piede del pendio e lungo la sua estensione, una notevole quantità di blocchi di roccia di varie dimensioni scesi dalla parete, blocchi che nella maggioranza dei casi sono di notevoli dimensioni (anche superiori ai $500 m^3$); tuttavia questo non giustifica un fattore di sicurezza così basso, dovuto certamente al fatto che il metodo non considera l'effetto dei setti integri. In ogni caso esso è da considerarsi decisamente inferiore all'unità.

Dalla seconda verifica di stabilità è emerso che il versante SE dell'altopiano di Cescláns, che ha una giacitura media di $227^\circ/82^\circ$, è interessato da un sistema di fratturazione che lo rende alquanto instabile. È caratterizzato da due intersezioni pericolose, la I_{K3K6} e la I_{K4K6} , che, disponendo di un attrito di 38° , determinano un fattore di sicurezza pari a 0.8 e 0.5 rispettivamente. Tali intersezioni provocano un movimento a cuneo lungo due direzioni; una inclinata di 36° verso SSE ed una inclinata di 28° verso ESE.

I bassi fattori di sicurezza esprimono uno stato di pericolosità elevata, confermata dalla presenza di blocchi di roccia lungo il pendio, bilanciata tuttavia da un'adeguata percentuale di setti di roccia integra su cui si mobilizzano resistenze di taglio.

Nel diagramma relativo a questa verifica è stata messa in luce inoltre la presenza di due serie di fratture, la K5 e la K6, la cui giacitura risulta essere quasi parallela a quella del

pendio, essendo inclinate rispettivamente di 74° e 39° . Queste fratture associate alle due intersezioni "pericolose" viste precedentemente, determinano l'instabilizzarsi di blocchi separati lateralmente (libertà laterale) dalle intersezioni I_{K3K6} e I_{K4K6} e separati a monte (libertà a monte) dalla K5 o dal pendio, in funzione delle caratteristiche del versante, con libertà di movimento sul piano definito dalla K6. Andando a calcolare il fattore di sicurezza per questo tipo di scivolamenti si ottiene che $FS = \tan 38^\circ / \tan 39^\circ = 0.97$: si tratta di condizioni di equilibrio limite, che può passare nel campo dell'instabilità reale anche solo tenendo conto della presenza di acqua sul piano di scorrimento.

La terza stazione è stata ubicata ai piedi di una parete rocciosa con giacitura $196^\circ/83^\circ$, adibita, proprio per la sua caratteristica di parete strapiombante, a palestra di roccia. Questa scarpata presenta condizioni di equilibrio limite con un $FS = 1.1$; si tratta di un equilibrio precario in quanto, sebbene il valore dell'angolo d'attrito di 38° appaia sufficiente per garantire la stabilità nei confronti di un movimento a cuneo lungo la I_{K2K3} (36°), bastano piccole modifiche, ad esempio infiltrazioni d'acqua, per far scendere questo fattore di sicurezza al di sotto di 1 e quindi porre il versante in condizioni di instabilità.

La quarta stazione di analisi considera la situazione del versante della "Rupe" di Cescláns rivolto a nord (giacitura $125^\circ/70^\circ$) e posto di fronte all'abitato di Mena, alla sommità del quale è sita la Chiesa di Santo Stefano.

Risultano due intersezioni potenzialmente sfavorevoli, la I_{K1K2} che fuoriesce dalla traccia del versante ed ha un'inclinazione di 45° con immersione a NE, e la I_{K1K4} che ricade al limite del grande cerchio che rappresenta la giacitura del pendio ed è inclinata di 34° con immersione verso il quadrante NW. I fattori di sicurezza sono di 0.5 e 1.2 rispettivamente. Tenendo presente che il fine ultimo di questo lavoro è considerare le situazioni in cui si ha pericolosità, si può dire che anche a NW del versante si può avere l'instabilità di cunei rocciosi.

Venendo dalla Pieve di Santo Stefano e proseguendo lungo la strada che scende dall'abitato di Cescláns si trova il punto in cui è stata effettuata la quinta verifica di stabilità. I fattori di sicurezza che si sono ottenuti considerando le intersezioni più sfavorevoli, quali la I_{K1K2} e la I_{K2K3} inclinate di 57° e 42° , orientate verso NNW e verso NE rispettivamente, sono 0.3 e 0.7. Su questo pendio, che ha una giacitura media di $139^\circ/75^\circ$, si può quindi ritenere che ci sia reale instabilità di alcuni cunei rocciosi di volume variabile da 1 a 3 metri cubi, pur tenendo conto che sulla K1 e sulla K2 i setti integri coprono una superficie del 60%, con scendimenti verso NNW e verso NE. Una situazione simile, per quanto concerne il fattore di sicurezza, si riscontra nella quinta stazione di misura, immediatamente ad est dell'abitato, sopra il rettilineo finale che vi sale. Esso risulta pari a 0.3, determinato in base all'intersezione più sfavorevole quale la I_{K3K4} inclinata di 68° verso ESE, ma è da incrementare a 0.5 per quanto detto in precedenza. Si verifica quindi anche su questa porzione dell'area di studio una reale instabilità da parte di cunei di roccia.

La sesta stazione, a sud est del bivio per Cesclàns, è posta fra due versanti, con giacitura media di $129^{\circ}/65^{\circ}$ e di $213^{\circ}/60^{\circ}$. Rispetto ad entrambi i pendii può verificarsi movimento a cuneo di parte della massa rocciosa, in corrispondenza dell'intersezione I_{K1K2} inclinata di 50° verso NNE e dell'intersezione I_{K3K4} inclinata di 49° e orientata verso SSE, dalle quali si ricava un uguale fattore di sicurezza, che risulta essere di 0.7.

Presso il Cuél di Mena è stata fatta una verifica di stabilità in corrispondenza dell'affioramento di Calcari del Dachstein, scelto quale punto di distacco di blocchi di roccia per effettuare una simulazione di scendimento massi. Dal diagramma che se ne è ricavato, considerando una giacitura media del versante di $123^{\circ}/12^{\circ}$, risulta che l'intersezione fra le due famiglie di fratture più rappresentative dell'affioramento cade oltre il grande cerchio del pendio.

Tale situazione di grave pericolo potenziale è legata alle famiglie K3 e K4 che si intersecano (I_{K3K4} inclinata di 72° sull'orizzontale) e consentono un movimento a cuneo molto ampio. Il fattore di sicurezza è risultato pari a 0.2, per il quale, affinché siano soddisfatte le condizioni di equilibrio limite, risultano necessari valori di resistenza di attrito pari a 71° sia su K3 che su K4 (anziché 32°). L'attrito quindi non risulta sufficiente a compensare gli effetti destabilizzanti prodotti dalle componenti tangenziali della forza peso, ma si deve tenere comunque presente che dall'osservazione a livello monodimensionale condotta sull'affioramento appare ragionevole ammettere l'esistenza di una discreta percentuale di legami residui che garantiscono una stabilità comunque molto labile, ma non così precaria da provocare frane persistenti.

L'ultima verifica effettuata interessa la scarpata, in breccia cementata, posta a nord dell'abitato di Cesclàns, sul sentiero che parte dalla cava dismessa.

La massa rocciosa in quest'area è poco suddivisa; il volume roccioso unitario infatti è in media superiore ad 1 m^3 e l'esame superficiale dell'affioramento fa pensare che la percentuale di setti di roccia integra sia inferiore al 40% della superficie interessata dalle fratture. Questo fa sì che si debbano correggere i dati ricavati dalla verifica di stabilità in funzione di questi fattori. Il diagramma mostra un'intersezione che si può pensare potenzialmente pericolosa (I_{K1K2}), dato che esce dalla traccia del grande cerchio che rappresenta il versante (la cui giacitura è $101^{\circ}/71^{\circ}$), inclinata di 30° verso NW.

Il fattore di sicurezza che ne risulta facendo il rapporto fra la tangente dell'angolo d'attrito reale ($\tan 34^{\circ}$) che agisce sul piano e la tangente dell'angolo d'attrito necessario all'equilibrio ($\tan 32^{\circ}$) è uguale a 1.1.

Il coefficiente di sicurezza esprime pertanto una situazione quasi di equilibrio limite in caso di accelerazione sismica prossima a 0.3g. L'attrito quindi in questo caso sarebbe sufficiente a compensare gli effetti destabilizzanti prodotti dalle componenti tangenziali della forza peso, ammettendo una buona condizione di drenaggio della massa rocciosa. Ma la presenza sul pendio sottostante di un notevole accumulo di detrito e le condizioni della

massa rocciosa viste sopra fanno sì che, ai fini della sicurezza della viabilità sottostante, si debba considerare questo pendio non come stabile, bensì potenzialmente instabile, data la possibilità di movimento di diedri rocciosi.

5. Simulazioni cinematiche

5.1. Caratteristiche generali

Le condizioni di stabilità di un pendio possono essere molto diverse e nell'ambito dello stesso pendio possono variare nel tempo.

Nell'area di studio vi sono alcune zone che si possono considerare attualmente stabili, ma dotate di un margine di sicurezza ridotto, che nel futuro potrebbe annullarsi.

La possibilità di riduzione del rischio, per le aree urbanizzate poste in corrispondenza di queste zone, si ottiene con l'eventuale ricorso ad opere di difesa. Per poter effettuare un'intervento di questo genere vi deve essere la conoscenza delle condizioni di stabilità del pendio per l'individuazione di un modello meccanico della condizione attuale e della condizione modificata a seguito dell'intervento.

L'analisi di stabilità che è stata iniziata con l'individuazione del modello cinematico viene ora integrata con la complessa problematica riguardante lo studio dei pendii in cui si possono verificare situazioni di distacco in quota di blocchi di roccia.

I movimenti franosi che si possono riscontrare sono dovuti a crollo e comportano l'espulsione di blocchi di dimensioni varie, ma generalmente rilevanti. La massa si muove prevalentemente nell'aria. Il fenomeno è estremamente rapido e comprende la caduta libera, il movimento a salti e rimbalzi ed il rotolamento di blocchi e frammenti di roccia. Si ha dunque la propagazione lungo il versante dei volumi rocciosi con moto prevalentemente rototraslatorio con rimbalzi parabolici dovuti alla sequenza di impatti con la litologia del versante stesso, associati a rotazioni del singolo volume roccioso attorno al proprio centro di massa. Lo scivolamento puro è limitato esclusivamente ai primi metri che compie il volume roccioso dopo il distacco.

I crolli normalmente si verificano per effetto della spinta dell'acqua nelle fratture dalla mancanza di appoggio, per erosione e per degradazione della roccia. Inoltre queste frane sono particolarmente frequenti e rilevanti in occasione dei terremoti (GOVI & SORZANA, 1977).

Il percorso svolto da un blocco in movimento normalmente non è contenuto in una sola sezione verticale. Il blocco infatti segue il percorso in cui viene soddisfatta la condizione di miglior efficienza del moto, cambiando quindi la direzione dei movimenti di caduta o di rimbalzo, in funzione dell'inclinazione locale del pendio e delle caratteristiche del materiale che costituisce il pendio stesso.

L'analisi del moto del blocco deve essere fatta usando un modello in grado di determinare il moto spaziale dei blocchi che si muovono su una topografia tridimensionale. Oltre alla topogra-

fia bisogna anche considerare la capacità che hanno la roccia ed il terreno di assorbire energia nell'urto, l'attrito in condizioni di rotolamento e di scivolamento e le condizioni geometriche limite per la differenziazione dei tratti percorsi in condizioni di volo libero. "L'impatto di un blocco sul pendio avviene con una dissipazione di energia causata dal comportamento elasto-plastico dei mezzi a contatto, dalla generazione di onde elastiche, dai fenomeni di rottura nel blocco e nel materiale che costituisce il pendio e dalla resistenza allo scivolamento ed al rotolamento mobilitate al contatto tra blocco e superficie del versante" (GIANI G.P. in: A.A.V.V., 1997).

Si terrà conto, nello studio, dei blocchi con cubatura maggiore, per poter simulare la situazione peggiore.

Un ulteriore aspetto da considerare è la forma dei blocchi rocciosi. Nel modello di calcolo adottato, i massi vengono considerati come dei punti materiali sottoposti all'accelerazione di gravità ed espulsi dal punto di distacco secondo la linea di massima pendenza.

Si ritiene corretta la semplificazione adottata dal modello di calcolo utilizzato, il quale, trascura la forma dei blocchi, ma non le sue dimensioni. Inoltre il movimento del blocco è schematizzato come una successione di rimbalzi e di rotolamenti, la resistenza dell'aria viene trascurata e agli eventuali tratti in volo libero vengono applicate le leggi della balistica.

Nell'area considerata si sono individuate sei zone in cui si potrebbero avere fenomeni di crollo e si è cercato di simulare questi eventuali fenomeni franosi.

I parametri desunti ed adottati per la simulazione (oltre alle terne di coordinate topografiche) sono quelli riportati in tabella I. Questi parametri concordano abbastanza bene con quelli raccolti per differenti materiali da Barbieri e da Azzoni e De Freitas (GIANI G.P. in: A.A.V.V., 1997).

5.2. Analisi delle simulazioni cinematiche: scendimenti

La prima simulazione è stata effettuata sul versante della "Rupe" di Cescláns che sovrasta la strada comunale di Cavazzo Carnico in prossimità della curva che precede lo svincolo per il paese di Cescláns. Questo versante è caratterizzato da una scarpata rocciosa sub-verticale alla cui base vi è un pendio detritico con pendenza via via decrescente verso valle fino a accordarsi gradualmente ad una zona pianeggiante e paludosa.

Osservando la simulazione dello scendimento si sono viste variazioni significative nelle direzioni di discesa a causa delle irregolarità topografiche.

I massi percorrono dei tratti per semplice rotolamento e dei tratti a rimbalzo secondo parabole più o meno tese.

La verifica allo sfondamento ed al superamento diretto della rete paramassi è stata condotta esaminando varie situazioni, valutando la discesa di alcuni massi, le cui dimensioni sono state scelte in base ad un'indagine svolta nella parte superiore del versante e misurando i blocchi di roccia presenti alla base del versante.

Se assumiamo che il masso mobilitato sia dotato di una massa pari a 6 t, che corrisponde ad un volume roccioso di circa 2,3 mc e che si abbiano due linee di distacco, una posta fra la quota di 340 e 350 m s.l.m. e l'altra a quota 320, si può osservare la potenziale pericolosità per la strada comunale sottostante. Si è dunque iniziato uno studio sull'ipotetico posizionamento e dimensionamento di eventuali opere di difesa (barriere paramassi).

Le opere di difesa sono state poste in corrispondenza dei punti in cui l'energia cinetica media del masso è minima. Si sono disegnate quindi tre reti paramassi, le prime due rispettivamente a 300 ed a 290 m di altitudine e la terza alla quota 297 m. La condizione di sicurezza è risultata essere soddisfatta da un sistema di difesa che abbia una capacità di assorbimento pari a 1000 kJ ed un'altezza di 4 m.

Si sono poi effettuate due simulazioni sul versante del Cuél di Mena rivolto verso la "Rupe" di Cesclans, che sovrasta la Strada Comunale di Cavazzo Carnico.

Una riguarda una fascia di versante che è caratterizzata alla sommità da un tratto di versante roccioso su cui la linea di distacco è stata posta a circa 350 - 355 m di altitudine; si sono ipotizzati due scendimenti, cioè due nicchie di distacco effettive.

Si è stabilito infine che il volume massimo mobilizzabile sia di 3 mc, cioè di 7.8 t. Dalla elaborazione dei dati risulta che la regolarità del versante fa sì che le linee di discesa siano quasi rettilinee provocando l'invasione da parte dei blocchi rocciosi della carreggiata stradale posta a quota 290 m. È dunque plausibile ipotizzare la collocazione su questo versante di alcune opere di difesa.

La rete adottata in questo caso ha una lunghezza di 33 m, è posta a quota 290 m ed è una moderna barriera paramassi ad elevato assorbimento ($E_{\text{max-dissipabile}} = 1750 \text{ kJ}$). È indispensabile ricorrere a questo tipo di barriera in quanto prove effettuate e diverse simulazioni fatte posizionando reti con caratteristiche di assorbimento minore hanno dimostrato che le reti meno resistenti verrebbero sfondate. Inoltre la stessa rete ad elevato assorbimento verrebbe scavalcata dal rimbalzo dei blocchi di roccia se fosse posta a quote minori di qualche decina di metri.

La seconda simulazione effettuata su questo versante riguarda una porzione di territorio che si può distinguere in tre zone. La zona più elevata è caratterizzata, come la fascia precedente, da un pendio in roccia; alla base del versante esiste una zona ricoperta da vegetazione erbosa e da arbusti, che si ritiene implichi un maggior assorbimento dell'energia

Materiale affiorante	fattore di restituzione normale	fattore di restituzione tangenziale	coefficiente d'attrito al rotoscivolamento
Massa rocciosa	0.40	0.9	0.35-0.4
Detrito di falda con veg. arbustiva o di medio-alto fusto	0.25-0.35	0.6-0.8	0.3-0.58
Terreno senza vegetazione	0.05	0.2	0.7
Terreno sciolto (argille e limi)	0.01	0.2	0.7

Tab. I - Parametri per la simulazione degli eventuali fenomeni franosi.
- Parameters for the simulations of the landslides phenomena.

associata ai blocchi in rotoscivolamento rispetto al tratto di versante interamente detritico che si trova nella analoga fascia della simulazione appena descritta. La maggiore deformabilità del terreno definisce una unità omogenea diversa da quella precedente. Si sono effettuate diverse prove tenendo conto, inizialmente, della separazione alla sommità di un volume di 1.2 mc e poi di un volume di circa 2 mc. Dunque il posizionamento della rete paramassi può essere effettuato negli stessi punti definiti per la situazione precedente.

Considerando quindi la situazione peggiore, 2 mc, e ponendo la rete a quota 297 m, si è visto che se la rete ha un assorbimento di 1200 kJ, i massi degli scendimenti 1 e 3 passano la rete sfondandola. Mentre se si installa una rete ad elevato assorbimento, che dissipa 1750 kJ, si fermano tutti i blocchi rendendo sicura la viabilità sottostante.

Ad ovest dell'abitato di Mena, sul versante della "Rupe" di Cescláns, si è considerata un'area che per la sue caratteristiche di stabilità e per la sua incombenza sulla viabilità è sembrata adatta per effettuare la quarta simulazione.

Questo versante (spigolo NE dell'altopiano) è caratterizzato nella porzione più elevata da una ripida parete che strapiomba verso Mena e Somplago con un dislivello di 50-70 m. Il conglomerato che costituisce la parete è suddiviso in blocchi di volume cospicuo. Per monitorare il comportamento di questi blocchi, nel periodo seguente al terremoto del 6 maggio 1976 sono stati fissati degli estensimetri ora completamente abbandonati ed in disuso.

La zona scelta per la simulazione è stata suddivisa in tre porzioni. Alla prima porzione, che riguarda proprio la parete in roccia nella sua estensione, è stato dato (come per le altre zone con sola roccia affiorante) un fattore di restituzione normale pari a 0.4 ed un fattore di restituzione tangenziale pari a 0.9, mentre il coefficiente d'attrito al rotoscivolamento è stato fissato pari a 0.4.

La seconda fascia è costituita da detrito ricoperto da vegetazione, la cui morfologia esercita una certa influenza nel guidare il percorso degli scendimenti dei volumi rocciosi mobilizzati. A questa zona si sono imposti i valori di 0.25 e di 0.6 per quel che riguarda i coefficienti restituzione, mentre per l'attrito è stato tenuto conto di un angolo pari a 30°, che corrisponde a un coefficiente d'attrito al rotoscivolamento di 0.58.

Al piede del versante è stata distinta una fascia costituita da limi ed argille facilmente deformabile, che può diminuire notevolmente l'energia di un eventuale masso proveniente da monte. I parametri adottati sono: $R_N = 0.05$, $R_T = 0.20$, $\tan\phi = 0.70$.

Per effettuare una simulazione in cui si tenga conto della situazione peggiore bisognerebbe considerare dei blocchi di roccia con un volume di 1000 m³, tale è l'entità dei volumi isolati dal sistema di fratturazione. Volumi di queste dimensioni però non vengono sostenuti in alcun modo dalle opere di difesa come le barriere paramassi. Si è tentato perciò di effettuare una "simulazione inversa". Partendo dalla sistemazione di una moderna rete paramassi a una quota fissata, si è cercato di ricostruire l'effetto della rete su massi di diverse dimensioni in scendimento.

Da questo procedimento di analisi inversa si è potuto stabilire che una moderna rete paramassi ad elevato assorbimento di energia ($E_{\text{max-dissipabile}} = 1750 \text{ kJ}$), costituita da pannelli in rete (altezza 5 m, lunghezza 8 m) con montanti tubolari d'acciaio (altezza 5 m, diametro 193.7 mm) e funi portanti perimetrali $\phi 16$, collegate nei quattro angoli a spezzoni di fune $\phi 16$ del sistema frenante collegate a loro volta a quattro freni ad attrito con forza frenante di 4375 Kg, sarebbe sufficiente a contenere in questo pendio, volumi di roccia di 2 m^3 .

Se consideriamo invece che dalle nicchie di distacco scenda un masso di 10 t, pari a circa 4 m^3 (situazione rappresentata in planimetria e nelle sezioni), si è visto che la rete paramassi viene sfondata da almeno una traiettoria. Comunque viene garantita la sicurezza della viabilità sottostante, dato che il blocco dopo lo sfondamento dell'opera di protezione ha già perso buona parte della sua energia e si ferma una quindicina di metri sotto la barriera. Si può concludere che il posizionamento di questa rete paramassi può essere utile per garantire la sicurezza della viabilità sottostante solo nel caso in cui venga posta in pericolo dall'instabilizzarsi di volumi rocciosi di dimensioni inferiori ai 4 m^3 .

La quinta simulazione è stata eseguita nelle immediate vicinanze della precedente, per verificare l'efficacia dell'opera in cemento armato, posta a difesa dell'abitato di Somplago dopo il terremoto del 6 maggio 1976. Nel modello di calcolo, per effettuare la verifica tramite la simulazione, è stato disegnato anche il muro, ponendo al computer le sue coordinate. Anche in questo caso il versante è stato suddiviso in tre zone omogenee per le loro caratteristiche, alle quali sono attribuiti gli stessi valori scelti per l'area precedente.

I punti di partenza dei blocchi di conglomerato sono stati posti nella porzione più alta della scarpata, che rappresenta la prima zona in cui è stata suddivisa l'area considerata, in modo da simulare la situazione peggiore, nei confronti della sicurezza, relativa alla viabilità ed all'abitato situato al piede del versante.

Per questo pendio si è considerata una velocità iniziale dei blocchi di roccia di 1 m/s e la partenza dalle nicchie di distacco di 7 massi instabili, 5 da quota variabile fra i 280 ed i 320 m e 2 da quota 260 e 270 m, da cui si sono ricavate quindi 7 sezioni di scendimento. Inoltre dalla letteratura (ZANIER, 1975) è stato desunto un peso di volume per il conglomerato di Cescláns pari a 2.48 t/m^3 .

La verifica dell'efficacia del muro di protezione è stata condotta prendendo come riferimento un volume mobilizzabile di 4 m^3 , pari a circa 10 t, ed ipotizzando che il muro possa assorbire un'energia pari a 850 kJ. Si è visto dalla simulazione che il muro determina l'arresto solo di alcuni dei massi ed in particolare di quelli che partono da un'altezza inferiore e che hanno quindi minor velocità; gli altri blocchi superano il muro sfondandolo.

Per raggiungere le condizioni di sicurezza nei confronti di tali masse potenzialmente mobilizzabili si dovrebbe pertanto adottare un'opera di difesa in grado di assorbire almeno parte dell'energia dei blocchi in movimento verso valle. L'opera considerata nella simula-

zione è una rete paramassi ad elevato assorbimento, 1750 kJ, posta alla quota di circa 240 m, che può garantire che questi massi non sfondino il muro.

L'ultima verifica, è stata effettuata a Sud della "Rùpe" di Cescláns e riguarda una parte del versante del Cuél di Mulimiela e il tratto iniziale del versante opposto. Il solco fra i due versanti è occupato dal letto del Rio Pusala, rio che ha un elevato deflusso nei periodi di piena. La verifica è stata fatta perché si è considerata l'ipotetica pericolosità che potrebbe essere provocata dall'accumulo di blocchi di roccia e detrito sul percorso naturale del rio.

La fascia che è stata considerata è distinta dal punto di vista delle caratteristiche geomeccaniche in tre zone. La parte superiore del versante, partendo dal Cuél di Mulimiela è caratterizzato da una ripida parete rocciosa non rivestita da vegetazione alla cui base si verifica un addolcimento del pendio, rappresentato da un'estesa falda di detrito ricoperto da vegetazione di medio alto fusto e da blocchi di dimensioni notevoli. I parametri geomeccanici di restituzione normale e tangenziale, sono stati assunti per il primo tratto roccioso pari a 0.4 e 0.9, per la falda detritica pari a 0.25 e 0.6 mentre l'angolo corrispondente all'attrito dinamico è stato valutato attorno ai 22° ed ai 30°, rispettivamente.

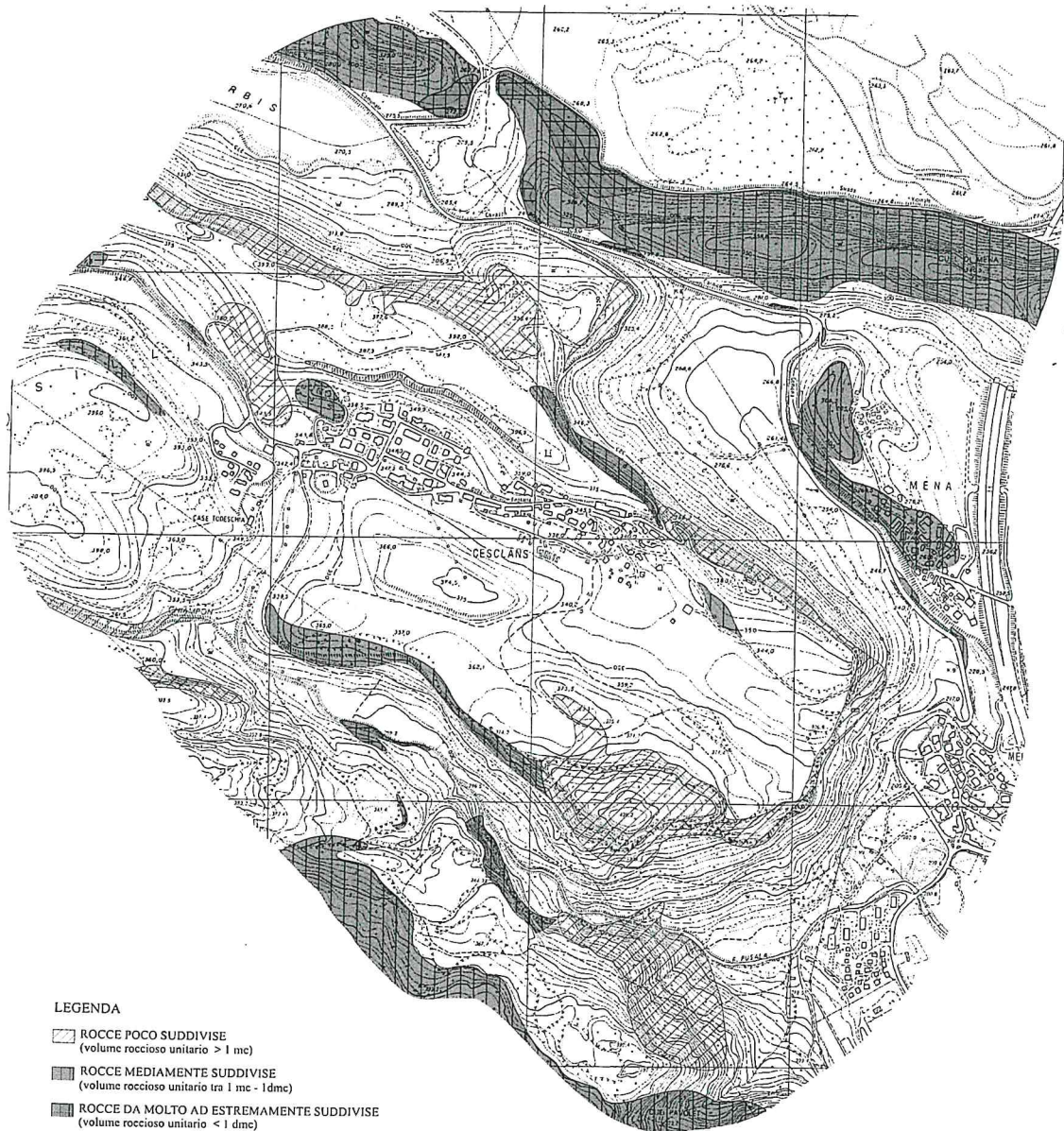
Per il tratto di versante opposto si sono tenuti i valori dei tre coefficienti (R_N , R_T e $\tan\phi$) uguali a quelli della falda detritica in quanto questo tratto di pendio è caratterizzato dalla presenza di blocchi in equilibrio caotico, di breccia ben cementata, misti a terreno sciolto.

Si è poi distinta un'ulteriore fascia al piede caratterizzata dalla presenza di terreni pianeggianti privi di vegetazione e campi in parte coltivati, per i quali sono stati assunti i seguenti parametri di restituzione all'urto: $R_N = 0.05$, $R_T = 0.2$ e $\tan\phi = 0.7$, per cui $\phi = 35^\circ$ conferito in base all'ottima deformabilità del litotipo stesso.

La sede del rio Pusala è ricoperta attualmente da massi di notevoli dimensioni, l'acqua infatti scorre creando un paesaggio alquanto suggestivo, tra i massi, modellandoli. La presenza di questi blocchi tuttora non ostruisce il corso del rio ma nel tempo si può venire a creare una situazione di vero e proprio ingombro del letto torrentizio. Si è quindi simulata la discesa dai versanti di 12 blocchi rocciosi di volume pari a 4 m³, volume stabilito in base alle caratteristiche di assorbimento delle migliori reti paramassi attualmente in commercio.

L'irregolarità del versante determina traiettorie non rettilinee. La morfologia del versante esercita infatti una certa influenza nel guidare il percorso degli scendimenti dei volumi rocciosi mobilizzati. Situazioni locali tendono a far convergere i volumi in movimento lungo determinate direttrici di discesa. Si creano quindi delle fasce disposte circa lungo le linee di massima pendenza in cui si registra una maggiore densità di traiettorie.

Alcuni massi si fermano a causa della topografia, (contropendenze, terrazzi) lungo il versante, ma la maggior parte scende nel rio. I volumi che avanzano fino al rio sono caratterizzati da un'elevato valore della velocità (in media 15 m/s), rispetto all'altitudine del punto



Dai tipi della C.T.R. del Friuli-Venezia Giulia, aut. P.T./7425/2.100 in data 24.11.1999.
 Controllato ai sensi della Legge 2.2.60 n. 68. Nulla-osta alla diffusione n. 1 in data 03.01.2000.

Fig. 3 - Carta del grado di suddivisione della massa rocciosa.
 - *Rock mass joints frequencies map.*

di partenza, circa 395 m. Si è provato quindi a collocare due reti paramassi ad elevato assorbimento, 1750 kJ, sui due versanti; a quota 265 m sulle pendici del Cuél di Mulimiela ed a quota 230 m sull'altro pendio. La rete posta sotto la "Rupè" di Cescláns ferma solo alcuni blocchi di roccia, mentre viene sfondata e superata in molti casi. In quest'area, l'utilizzo di un eventuale rete di difesa non può servire a molto, considerando che si rinvergono nel rio dei blocchi che hanno dimensioni anche molto maggiori di quelli utilizzati per la simulazione. Quindi il rischio effettivo di un ingombro del torrente c'è e per poter ovviare a questo, per poter far scorrere il rio senza provocare danni all'abitato di Somplago ed alla centrale idroelettrica dell'ENEL, si dovrebbe ricorrere alla frantumazione dei massi con cariche leggere per non sollecitare negativamente la massa retrostante.

6. Pericolo geologico

6.1 Criterio di classificazione

Dai risultati ottenuti dall'analisi effettuata sulla massa rocciosa risulta evidente una situazione di potenziale e reale instabilità. A tale proposito, va sottolineata l'importanza di predisporre un programma di zonazione del territorio per poter ben valutare la possibilità di riduzione del rischio per le zone urbanizzate con l'eventuale ricorso ad opere di difesa.

La valutazione del rischio geologico si è basata sul modello di studio elaborato da Anbalagan e modificato da ABU-ZEIED et al. (1994), che prevede la realizzazione di alcune carte tematiche, riguardanti le caratteristiche geologico meccaniche e morfologiche dell'area considerata, a cui viene associato un "fattore di valutazione della pericolosità potenziale da frana", FVPPF, suddiviso in classi tramite dei valori numerici che indicano l'incidenza effettiva che esso ha sulla pericolosità.

Il modello adottato prevede inoltre la distinzione fra roccia e terreni sciolti (depositi).

Per valutare l'influenza della roccia sulla pericolosità si sono utilizzate le verifiche di stabilità, le simulazioni cinematiche e la carta che definisce il grado di suddivisione della massa rocciosa.

Stato di suddivisione della roccia	Volume roccioso unitario
poco suddivisa	$> 1 \text{ m}^3$
mediamente suddivisa	$1 \text{ m}^3 - 1 \text{ dm}^3$
da molto ad estremamente suddivisa	$< 1 \text{ dm}^3$

Si è quindi ritenuto opportuno considerare i coefficienti di sicurezza, in quanto risultano indicativi dello stato geostatico e quindi strutturale della massa rocciosa, della giacitura e dell'acclività dei versanti da essa costituiti e delle caratteristiche tecniche del materiale. Ma data la natura puramente geostatica delle verifiche di stabilità si è pensato che fosse opportu-

no associarle ad un parametro che considerasse anche l'effetto dinamico. A tale proposito si sono dunque presi in considerazione i dati ricavati dalle simulazioni cinematiche, che apportano un contributo alla conoscenza del limite di massima espansione di blocchi di roccia che collassano e scendono a valle dalle pareti rocciose, ponendo le zone antropizzate poste al piede del versante in situazione di pericolo.

Ad ogni fattore di sicurezza è stato attribuito un punteggio, come segue

Fattore di sicurezza (FS)	Punteggio
< 0.5	10
0.51 - 0.7	8
0.71 - 0.9	6
0.91 - 1.1	4
> 1.1	2

In funzione del rapporto fra l'area complessiva propria di un determinato numero di superfici di discontinuità complanari e l'area totale della sezione nella quale tali discontinuità giacciono si sono adottate le correzioni per il coefficiente di sicurezza.

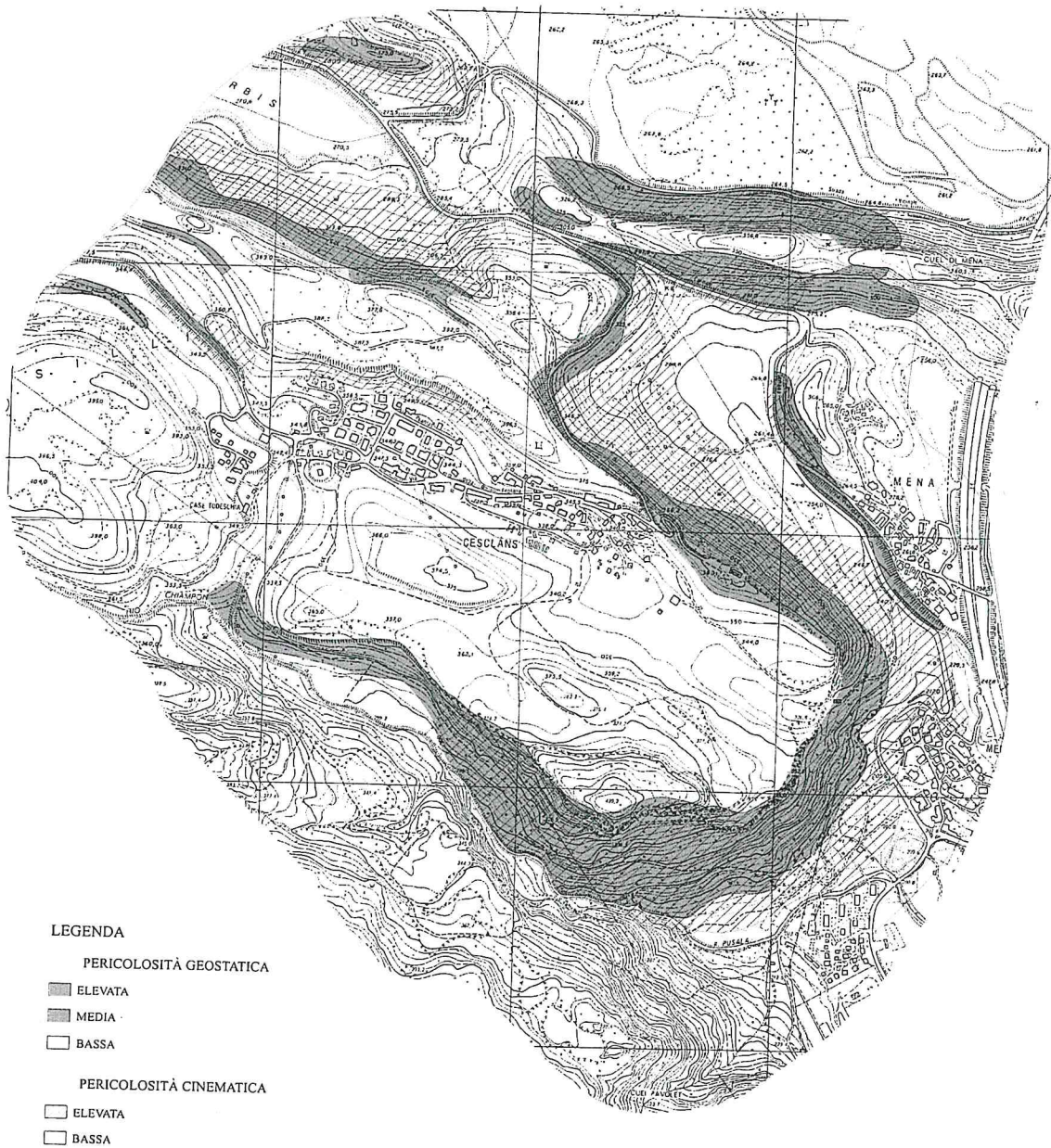
Fattore di sicurezza	Fattore di sicurezza corretto	Punteggio
< 0.5	0.5 - 0.7	10
0.51 - 0.7	0.71 - 0.9	8
0.71 - 0.9	0.91 - 1.1	6
0.91 - 1.1	> 1.1	4
> 1.1		2

La distinzione fra le varie zone di omogeneità è stata fatta effettuando un'estrapolazione fra i dati raccolti nelle varie stazioni di misura. Si sono dunque effettuate estrapolazioni al contorno per ogni area di omogeneità.

Per le aree costituite da copertura detritica la valutazione della pericolosità è stata fatta stimando lo spessore dei depositi mediante l'accurato rilevamento di campagna, l'interpretazione morfologica e le condizioni strutturali della massa rocciosa, seguendo il modello di Anbalagan. Si sono quindi distinti cinque tipi di depositi superficiali: detrito del Conglomerato, detrito della Dolomia Principale, detrito dei Calcari del Dachstein, detrito della Breccia, morene.

Fra i fattori che influenzano la pericolosità dei detriti si è considerato inizialmente la pendenza di questi depositi e li si è messi in relazione con il valore dell'angolo d'attrito interno, valutato in 38° per il detrito formato dal Conglomerato, di 32° per i Calcari del Dachstein e per la Dolomia Principale e di 34° per la Breccia. La differenza fra i valori angolari è dovuta alla diversa morfologia dei volumi unitari che risultano mediamente più lisci per i calcari e la Dolomia Principale.

Nel caso in cui la pendenza risulti superiore all'angolo d'attrito interno, il deposito va pensato come potenzialmente instabile. Per i depositi morenici, che si presentano grossolani, l'attrito è stato valutato pari a 28°.



Dai tipi della C.T.R. del Friuli-Venezia Giulia, aut. P.T./7425/2.100 in data 24.11.1999.
 Controllato ai sensi della Legge 2.2.60 n. 68. Nulla-osta alla diffusione n. 1 in data 03.01.2000.

Fig. 4 - Carta della pericolosità geologica.
 - *Geological danger map.*

Litologia	Attrito int.	Incl. pendio	Punteggio
Dolomia Principale	32°	b > 32°	3
Conglomerato	38°	b > 38°	3
Calcari del Dachstein	32°	b > 32°	3
Breccia	34°	b > 34°	3
Morene	28°	b > 28°	3

Il punteggio relativo allo spessore del detrito, vista la scarsa precisione della stima, è stato dato in base e due classi, alle quali sono stati attribuiti punteggi bassi, a causa della presunta minore influenza sulla pericolosità, rispetto a quella dovuta alla massa rocciosa.

Spessore dei depositi	Punteggio
< 5 m	1
5 - 10	3

Si è tenuto conto inoltre della presenza sui versanti della copertura vegetale; data la sua funzione consolidante. Sono stati infatti adottati punteggi maggiori nelle zone in cui essa è assente.

Copertura vegetale	Punteggio
assente	5
scarsa	3
diffusa	1

La somma di questi parametri ha permesso di delimitare delle aree entro le quali ci si può aspettare un comportamento simile del materiale.

Questa definizione dei vari parametri porta a valutare la pericolosità potenziale in modo quantitativo, in quanto l'attribuzione di un valore numerico a ciascuno di essi consente di zonare il territorio in funzione del grado di pericolosità, che può essere elevato, medio oppure basso.

La tabella seguente mostra la suddivisione in base alla somma dei singoli punteggi.

Pericolosità potenziale	Totale dei punteggi
elevata	> 7
media	4 - 7
bassa	< 4

Nella carta (fig. 4) queste suddivisioni sono indicate in colore, mentre in tratteggio sono distinte le zone soggette a maggiore o minore influenza da parte delle traiettorie dei blocchi che eventualmente possono scendere lungo il pendio a causa della loro espulsione a monte.

6.2. Localizzazione delle zone a diversa pericolosità

Partendo dal margine settentrionale dell'area si trova la prima zona (Cuél Montarec) ad elevata instabilità per la concomitanza di una serie di fattori sfavorevoli e l'esistenza di alcune faglie che scompaginano la massa rocciosa, che tuttavia risente principalmente della presenza del "Sovrascorrimento M. Festa-Cima D'Agar".

La pericolosità geologica del versante nei confronti della strada comunale che si sviluppa alla sua base è da ritenersi quindi come potenzialmente elevata, sia a breve che a lungo termine. Per questa strada la pericolosità geologica si protrae scendendo verso Somplago; si sviluppano infatti lungo il suo percorso numerose situazioni di rischio, dovuto principalmente al fatto che possono verificarsi collassi nella massa rocciosa con rotolamento di volumi rocciosi unitari di dimensioni anche molto elevate; le simulazioni cinematiche effettuate sui versanti hanno dimostrato che i blocchi di roccia invadono la carreggiata stradale.

Le pareti strapiombanti che delimitano l'altopiano di Cescláns sono risultate instabili per la quasi totalità della loro estensione, in accordo con l'elevata percentuale di dissesti riscontrata, fatta eccezione per il tratto sommitale posto in corrispondenza della chiesa di S. Stefano, in cui il fattore di sicurezza è risultato più elevato ed ha condotto ad una valutazione di media pericolosità potenziale.

Alla base delle pareti è presente una estesa falda detritica costituita in alcuni casi (versante sud orientale fino al Rio Pusala) da blocchi rocciosi di notevoli dimensioni, 1000 m³, che si sono infossati nel detrito precedentemente impostato. Tutta questa falda detritica di conglomerato è ricoperta da abbondante vegetazione che tende a consolidarla ulteriormente; l'elevata acclività presente soprattutto nella parte iniziale porta a definire questa zona come mediamente pericolosa.

Le falde detritiche che contornano il piede dei versanti hanno modesti spessori e risultano consolidate dalla vegetazione arborea abbastanza diffusa. L'inclinazione si mantiene di solito inferiore o raggiunge valori prossimi all'angolo di attrito limite, pertanto la pericolosità geostatica si assesta su valori bassi.

Anche alle coltri moreniche si attribuiscono valori di pericolosità potenziale bassi, poiché esse sono disposte in aree generalmente pianeggianti: l'inclinazione quindi si mantiene su valori sempre inferiori all'angolo d'attrito limite del materiale.

Per quanto riguarda la pericolosità cinematica (indicata in carta con sovrassegni), l'esistenza di pareti subverticali poste a breve distanza dal piede del versante determina una situazione di pericolo elevato per la viabilità di fondovalle e per l'ostruirsi dei corsi d'acqua, essendosi le opere di difesa dimostrate in alcuni casi inadeguate a contenere la discesa dei maggiori volumi unitari. La pericolosità cinematica si mantiene generalmente su valori elevati, pur esistendo delimitate aree in cui gli elementi morfologici e le condizioni litologiche fanno sì che se ne possa moderare l'intensità, valutandone un grado medio.

7. Conclusioni

Fin dai primi capitoli è emerso che il territorio indagato si presenta come una zona dinamicamente attiva, sia per quel che riguarda la tettonica che dal punto di vista morfologico.

Questa situazione si ripercuote a valle dei rilievi, determinando una situazione di potenziale e reale pericolosità geologica a sfavore delle zone antropizzate.

Buona parte del lavoro svolto si è basato sui dati ricavati dall'analisi strutturale. Con l'ausilio dei diagrammi è stato innanzitutto possibile ricostruire l'evoluzione cinematica dell'area, le cui masse rocciose sono risultate interessate essenzialmente da un campo di sforzi geodinamici dovuti all'ultima fase compressiva alpina, orientata secondo la direzione NW-SE. La stessa avrebbe inoltre prodotto la riattivazione in senso trascorrente di dislocazioni ereditate da fasi di spinta ancestrali. Si riconoscono inoltre sistemi di deformazione attribuibili alla fase tilaventina, che ha provocato lineamenti E-W (sovrascorrimento M. Festa-Cima D'Agar).

La pericolosità dell'area studiata è risultata essere nel complesso medio-bassa. Non mancano tuttavia situazioni di pericolosità elevata, concentrate soprattutto in prossimità dei versanti subverticali insistenti sulla viabilità sottostante e sui centri abitati.

Sebbene la pericolosità geostatica graviti complessivamente intorno a bassi valori, emerge una situazione particolarmente gravosa se si prende in considerazione la possibilità reale che si verifichino fenomeni di scendimento massi conseguenti al collasso di porzioni rocciose e se ne valutino le conseguenze. Ne risulta infatti l'effettiva necessità di disporre opere di protezione atte a prevenire tale fenomeno e quindi a regimare la pericolosità dei luoghi.

Bisogna inoltre riconsiderare l'affidabilità delle opere di difesa attualmente esistenti. Dalle simulazioni infatti è emerso, ad esempio che il muro di cemento armato posto a difesa dell'abitato di Somplago non è sufficiente a garantire la totale sicurezza dell'abitato stesso.

Si conclude quindi con il sottolineare la necessità di provvedere alla messa in sicurezza del centro abitato di Somplago e delle zone di transito, quale la strada Comunale di Cavazzo Carnico, poiché lo stato di fatto dimostra la inadeguatezza o l'inesistenza di un completo sistema di opere atte a garantire di fatto l'agibilità dei luoghi, riconducendo entro limiti

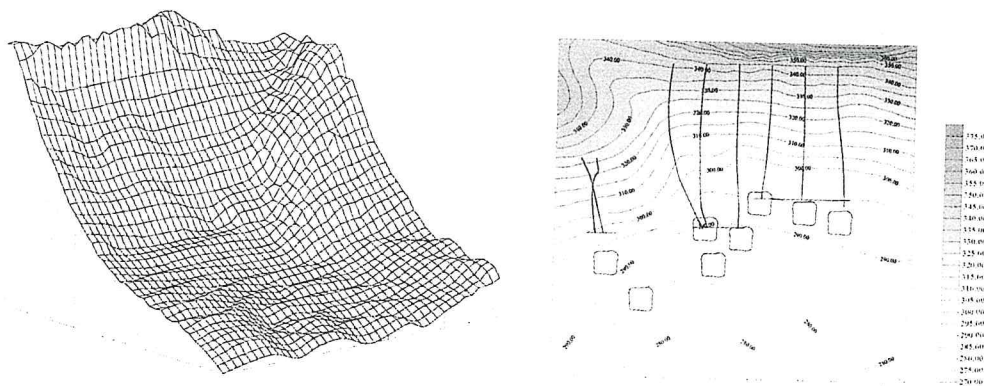


Fig. 5 - Esempio di simulazione di scendimento massi.

- One of the six areas on which we simulated the rock mass landslide.

accettabili la naturale pericolosità geologica di questa zona, tenendo conto anche dell'elemento sismicità.

Manoscritto pervenuto il 05.III.1999.

SUMMARY - This work reports the results of the geomechanical analysis we made on the rock mass of the Cescláns Cliff. After a geological and a geomorphological survey, a structural study has been executed to obtain the parameters for a detailed geological danger map. We calculated the safety factors for the rock wedges really falling and we simulated their downhill movements, searching the stop areas. In many cases we found that the rock blocks reach roads or river beds or built-up areas. Therefore we calculated the strenght of the defence nets on the basis of the real situations.

Bibliografia

- A.A.V.V. (PELLEGRINO A., a cura di), 1997 - Interventi di stabilizzazione dei pendii. *CISM*, pp. 526, Udine.
- ABU ZEIED et al., 1994 - Applicazione di un modello cartografico-numerico al basico dell'Alpago (BL) per la zonazione della pericolosità potenziale da frana. *Geol. Tecnica e Amb.*, 3/94: 45-55, Roma.
- AMADESI E., 1968 - La geologia dei gruppi di M. Brancot e di M. S. Simeone (Friuli udinese). *Giorn. Geol.*, 36 (1): 127-153, 2 tav., Bologna.
- AMADESI E. & LENARDUZZI G., 1973 - Geologia del gruppo di M. Festa (Friuli udinese). *Mem. Museo Trident. Sc. Nat.*, 19 (2): 35-36, Trento.
- BRESSAN G., 1981 - Elementi morfogenetici ed analisi del comportamento sismotettonico dell'area di Cavazzo Carnico e Trasaghis. *Tesi di Laurea in Geografia Fisica*, Univ. degli Studi di Trieste.
- BROILI L. et al., 1980 - Studio geologico per la ricostruzione - Comune di Gemona del Friuli. *Tip. Naz.*, Trieste.
- GORTANI M., 1935 - I terrazzi nel bacino montano del Tagliamento e nelle valli contigue. *Giorn. Geol.*, s. 2, 9 bis: 1-41, Bologna.
- GOVI M. & SORZANA P. F., 1977 - Effetti geologici del terremoto: frane. In: Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976. *Riv. It. Paleont. e Strat.*, 83 (2): 329-367, Milano.
- JOHN K. W., 1968 - Graphical Stability Analysis of slopes in Jointed Rock. *Soil Mech. And Found., Div. Proc. ASCE*, 94 (2): 497-526.
- SCAREL S., 1987 - La geologia della catena del Faedit (Prealpi Carniche). *Tesi di Laurea inedita*, Univ. degli Studi di Trieste.
- VENTURINI C., 1990 - Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano). *Studi Geologici Camerti*, Volume speciale 1990: 109-116, Bologna.
- ZANIER L., 1975 - Studio geolitologico del conglomerato di Verzegnis (Carnia). *Tesi di Laurea inedita*, Univ. degli Studi di Trieste.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:

- prof. Franco VAIA
Via Santa Lucia 32, I-33013 GEMONA DEL FRIULI UD
- dott.ssa Sonia TAMBOSCO
Via Udine 329, I-33030 MAJANO UD

Stampa: Litho Stampa - Pasion di Prato (UD)